



**ПРОБЛЕМЫ
ТЕКТониКИ
РАННЕГО
ДОКЕМБРИЯ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

ПРОБЛЕМЫ
ТЕКТониКИ
РАННЕГО
ДОКЕМБРИЯ

3478



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1980

В книге излагаются новейшие данные по периодизации тектонических событий докембрия, по характеристике раннедокембрийских структур и этапов их развития, по взаимосвязи эндогенных процессов. Специально обсуждаются проблемы формирования сиалической и симатической коры, роль процессов тектоники плит. Книга предназначена широкому кругу специалистов, занимающихся геологией докембрия, проблемами тектоники и процессов формирования земной коры.

The book deals with problems of Early Precambrian tectonics. Included are papers relevant to the periodisation of tectonic events, definition of certain types of tectonic structures, problems of continental and oceanic crust, ensialic and ensimatic mobile belts as well as structural development of different regions of the USSR with special reference to crustal evolution and correlation of endogenic processes.

Ответственные редакторы К.О. КРАТЦ,
Ф.П. МИТРОФАНОВ

Редакционная коллегия

И.В. БЕЛЬКОВ, А.К. ЗАПОЛЬНОВ, К.О. КРАТЦ, А.М. ЛЕЙТЕС,
Ф.П. МИТРОФАНОВ, М.В. МУРАТОВ, Н.А. ШТРЕЙС

ПРЕДИСЛОВИЕ

В результате быстрого прогресса в познании геологии раннего докембрия все острее выдвигаются как общие, так и региональные проблемы строения и эволюции древнейшей земной коры материков. Обсуждению именно этих проблем было посвящено Всесоюзное совещание по тектонике раннего докембрия, имевшее место 5-7 июня 1978 г. в г. Апатиты.

Из территории Советского Союза при рассмотрении проблем тектоники раннего докембрия вошли Восточно-Европейская и Сибирская древние платформы с их Балтийским, Украинским, Алданским и Анабарским щитами и разбуренными и геофизически изученными структурами фундамента Русской плиты. К анализу и обобщающему синтезу были привлечены материалы по тектонике и сопряженным с ней проблемам докембрия древних щитов всех континентов.

В настоящем издании в виде двух книг публикуются труды этого совещания, отражающие самые современные аспекты затронутых проблем и имеющие существенное научное и прикладное значение. Общие проблемы тектоники и сравнительная тектоника составляют содержание первой книги, которая называется „Проблемы тектоники раннего докембрия“. Во вторую книгу - „Региональная тектоника раннего докембрия СССР“ - включены материалы региональной тектоники и геологические (тектонические) интерпретации данных дистанционных съемок.

Первая книга открывается разделом, посвященным периодизации тектонических событий, где на основании совокупного анализа геологических данных приводится характеристика тектонических циклов и мегациклов, их места и роли в развитии земной коры материков. Второй раздел первой книги особенно интересен характеристикой разнообразных эндогенных процессов в развитии древней земной коры. Представляется, что затронутые здесь вопросы в таком разрезе и объеме рассматриваются впервые в геологической литературе и вносят существенно новые элементы в основу сравнительной тектоники таких крупных сегментов земной коры, как Восточно-Европейская и Сибирская платформы.

Важнейший вопрос о составе и происхождении древнейшей коры ставится во многих статьях обеих книг, но наиболее многосторонне он обсуждается в третьем разделе первой книги. Несомненно,

что с любых позиций эта проблема еще далека от решения и требует дальнейших углубленных геологических, геохимических и геофизических исследований. Появляющиеся во все большем количестве данные по сравнительной планетологии также помогут построению более совершенных моделей развития древнейшей тектоносферы.

Обращает на себя внимание принципиальное различие подхода разных авторов к разработке указанной проблемы. Некоторые из них основываются на методе актуализма, т.е. на использовании образов, полученных при исследовании геологических объектов неогена, как на одном из важнейших методов исследования тектоники и геологической истории раннего докембрия. Авторы других статей, раскрывая направленную, качественно и количественно необратимую эволюцию земной коры докембрийских материков, тем самым отрицают по существу применимость принципа униформизма к изучению общего тектонического и в целом геологического развития континентов в докембрии. В этой области независимо от научных позиций исследователей ощущается общая неразработанность основных геологических и тектонических понятий и соответствующей им терминологии применительно к докембрию.

В региональных очерках второй книги основное внимание уделено характеристике конкретных структур раннего докембрия, изученных различными методами, в том числе методом дистанционных съемок. Многие наблюдения здесь требуют дальнейшего анализа, особенно с использованием комплексного подхода к решению тектонических вопросов. Обращает внимание то обстоятельство, что в коллективных статьях исследователей из разных учреждений акцентируются вопросы и проблемы еще спорные, но очень важные в тектоническом отношении, требующие своего скорейшего решения.

При работе с этими книгами читателю следует иметь в виду, что приводимые в них материалы относятся к раннему докембрию, т.е. к интервалу времени до рубежа примерно 1700–1600 млн. лет назад, и лишь отдельные статьи затрагивают вопросы эволюции всего докембрия. В Общей стратиграфической шкале докембрия СССР 1978 г. ранний докембрий соответствует всему архею (с верхней границей 2600 ± 100 млн. лет) и нижнему протерозою (2600 ± 100 – 1650 ± 50 млн. лет). В статьях же отдельных авторов объемы и возрастные границы архея и нижнего протерозоя понимаются иногда по-другому. Особенно это касается сибирских регионов, для которых граница „архей–протерозой“ нередко принимается на рубеже около 3000 млн. лет.

Из тематики совещания была исключена, и поэтому в настоящем издании почти не затронута, тектоника раннего докембрия фундамента складчатых областей неогена. Эта крупная и важная для докембрия проблема требует специального рассмотрения, которому будут посвящены последующие издания Научного совета по геологии докембрия при ОГГ АН СССР.

К.О. Кратц, В.Я. Хильтова, А.Б. Вревский,
А.К. Запольнов, И.Н. Крылов, С.Б. Лобач-Жученко,
М.М. Мануйлова, А.П. Платунова

ПЕРИОДИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ДОКЕМБРИЯ

Новейшие данные по геологии и геохронологии докембрия свидетельствуют, что периоды проявления тектонических и сопряженных с ними метаморфических и (или) магматических процессов несомненно можно считать основой при создании временной шкалы докембрия.

Ныне среди многочисленных временных шкал наиболее полной по территориальному охвату и представительности является шкала, положенная в основу составления международных тектонических карт Мира, Европы и сопредельных областей, где периодизация тектонических событий проводится по времени завершающей складчатости, определяющему на карте возраст основных тектонических структур и комплексов. Детальность и совершенство этой шкалы в значительной мере определяются целями и детальностью самих карт.

Схема периодизации докембрия такого традиционного типа приведена в таблице. При ее составлении авторы стремились использовать по возможности весь материал, имеющийся по докембрию отдельных континентов. Этим определяется общее сходство данной схемы с ныне существующими. Выделяемые на ней периоды устанавливаются по времени проявления эндогенных (тектонических и сопряженных с ними метаморфических и плутономагматических) процессов и завершают развитие мобильных поясов земной коры.

На основе этой схемы с использованием дополнительных петрохимических и геохимических данных по гранитоидам была составлена схема „Эндогенные процессы докембрия“ (рис. 1, см. вкладку 1). Ее отличия от предыдущей определяются рядом исходных положений. Прежде всего в основу приняты периоды лишь интенсивных эндогенных процессов, следствием которых была существенная структурная и вещественная переработка того или иного участка (пояса) земной коры. Далее, в качестве опорных выбирались наиболее сохранившиеся участки, которые по завершении эндогенных процессов любого данного периода оставались незатронутыми сколько-нибудь существенными наложенными процессами. Кроме времени образования и преобразования структуры и вещества земной коры в течение таких периодов эндогенных процессов пространственная и временная обособленность последних контролировалась по возможности дополнительными признаками, как то: возрастом и характером переработанного геологического комплекса, геологическим положе-

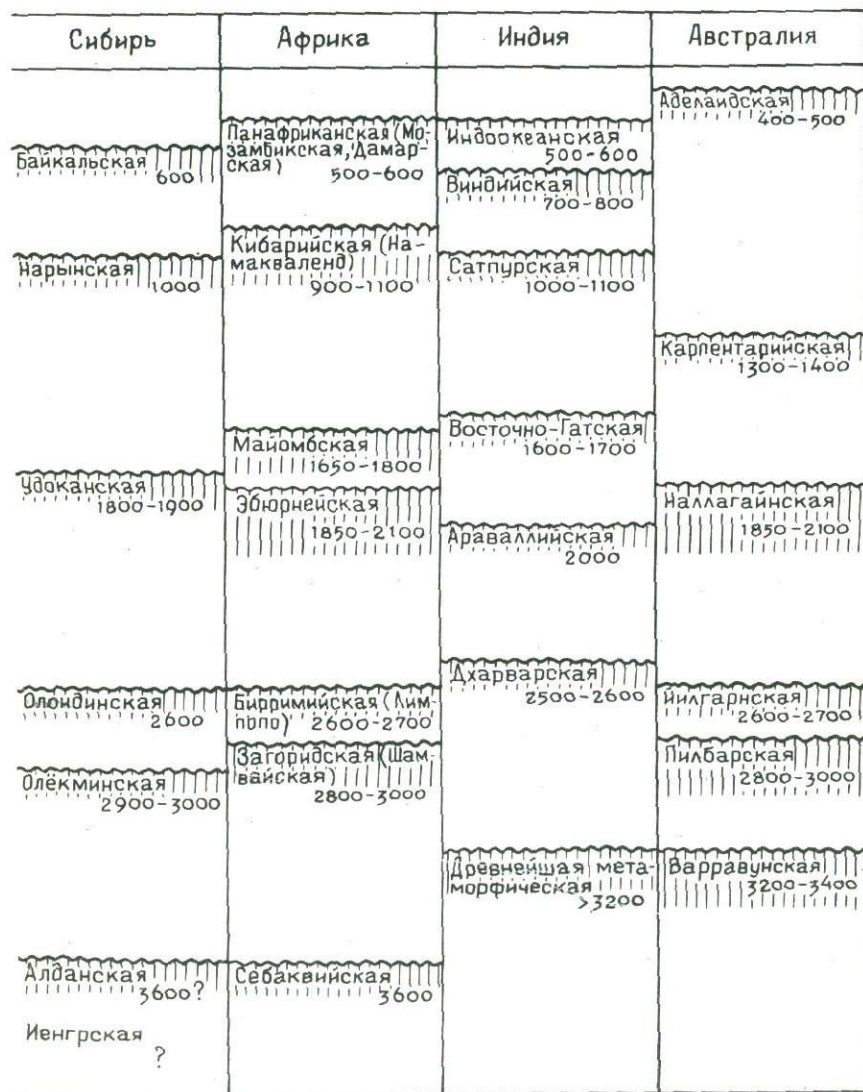
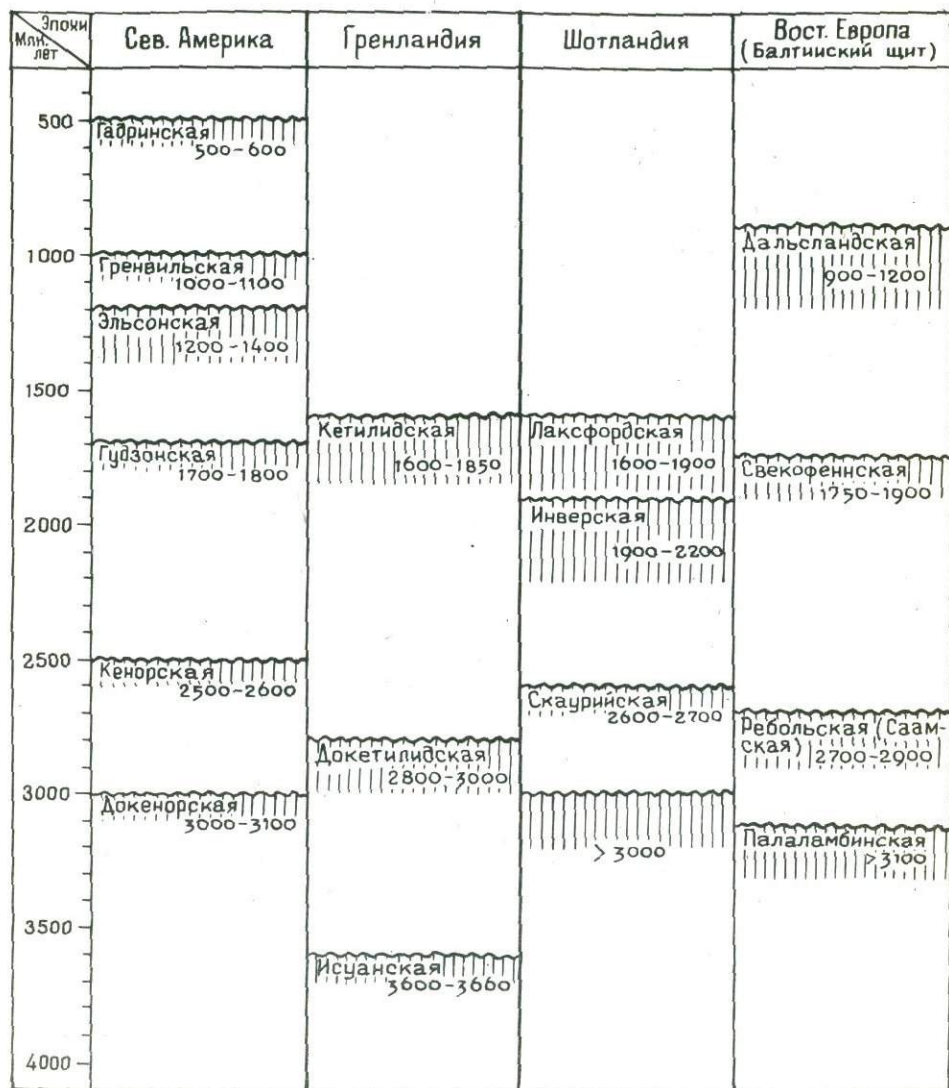


Таблица-схема тектонических эпох докембрия.

нием и временем проявления посттектонических магматизма, осадконакопления и т.д.

Менее полно сохранившиеся и менее детально изученные участки сопоставлялись по наличию аналогии в существенных эпизодах геологического развития с опорными участками для получения общей пространственной и временной схемы периодизации. Представляется целесообразным подчеркнуть, что лежащие в ее основе периоды эндогенных процессов проявлялись в мобильных поясах, распадающихся на две крупные, отличные одна от другой категории, отражающие различные условия и особенности развития земной коры. К одной категории относятся мобильные пояса, заключающие синхронные с их развитием вулканические и (или) осадочные комплексы, которые при их переработке завершающимися тектоническими и плутоно-метаморфическими процессами вместе с другими геологическими образованиями определяют особенности вновь возникшей земной коры. Ко второй категории отнесены мобильные пояса, развитие которых не сопровождалось осадконакоплением и вулканизмом, а проявилось в интенсивной тектонической и плутоно-метаморфической перестройке более древних и переработанных геологических комплексов основания, а также нередко существовавших на них платформенных отложений.

К поясам первого ряда применяют мало объясняющие в целом их особенности термины „протогеосинклиналь“, „прогеосинклиналь“ и др. Пояса второго рода известны в литературе под названием „востигеосинклиналей“, поясов „диасхизиса“ и „тектоно-магматической активизации“ и др. В данном случае, чтобы подчеркнуть основные различия между поясами обеих категорий, авторы применяют предложенные еще А.А. Полкановым (1946) более образные термины — соответственно „пояса (орогены) с геосинклинальной подготовкой“ и „пояса (орогены) без геосинклинальной подготовки“, хотя понятие „геосинклиналь“ не может быть применено к докембрию в обычном его фанерозойском значении.

На схеме „Мобильные пояса докембрия“ (рис. 2 см. вкл. 1) видно, что определяющими в периодизации тектонических событий в раннем докембрие были пояса с геосинклинальной подготовкой, завершение активного развития которых с последующей стабилизацией коры определило рубежи около 3,0, 2,5, 2,0 млрд. лет и т.д. Начиная с 2,0 млрд. лет к концу докембрия все возрастающее значение приобретают пояса без геосинклинальной подготовки, хотя в единичных случаях они установлены и для периода 2,7 млрд. лет. В этом уже проявляется одна из общих тенденций тектонического развития земной коры в докембрие континентов.

Целесообразность создания и усовершенствования схем периодизации на основании все более глубокого раскрытия сущности лежащих в ее основе процессов, как и конкретного их выражения в земной коре, вполне очевидна. Между тем, если для разработки ряда кардинальных вопросов геологии докембрия такая периодизация рациональна, то в отношении некоторых важных проблем современной геоло-

гии подобные схемы страдают некоторой ограниченностью, вызванной их дробностью и отсутствием в настоящее время достаточных критериев для оценки значимости выделяемых этапов эволюции. Иной подход к периодизации геологических, в том числе тектонических, событий был предложен Дж. Саттоном (Sutton, 1967), который геологическую эволюцию Земли расчленил на крупные, длительностью 800–1000 млн. лет хелогенные платформообразующие циклы. Идеи выделения таких циклов нашли затем отражение и в работах других авторов. Подобный нетрадиционный подход к изучению строения материков раскрывает новые возможности по выявлению наиболее крупных черт строения земной коры материков и общих закономерностей их эволюции. Одна из попыток такого рода, основывающаяся на изучении авторами обширного объема геологических и геохимических данных по докембрию древних щитов континентов, кратко описана ниже.

Результаты проведенных анализов и обобщения имеющихся данных (рис. 1) свидетельствуют о том, что эндогенные процессы, хотя и отмечаются периодически в течение всей докембрийской истории, проявляются наиболее интенсивно и разнообразно в пределах отдельных интервалов времени длительностью в 300–500 млн. лет, которые отражают крупные периоды в эволюции земной коры материков. Естественно, чем древнее такой период развития эндогенных процессов, тем ограниченнее площади их проявления, избежавшие переработки в более поздние эпохи в той мере, чтобы осталось возможным их документальное геологическое изучение. Тем не менее накопленные данные позволяют наметить основные черты каждого периода, характеризующие последовательные качественные изменения в развитии земной коры.

В длительной докембрийской истории геологической эволюции материков, начавшейся, согласно возрасту ныне известных древних горных пород, не позднее 3,8–4,0 млрд. лет назад, можно наметить несколько периодов, различающихся по особенностям проявления интенсивных эндогенных процессов, которые завершаются обширной консолидацией и стабилизацией материковой коры. Имеющиеся данные позволяют вполне однозначно говорить о том, что среди них период в интервале 3,0–2,5 млрд. лет назад был переломным: он предопределил совершенно иной ход последующей геологической эволюции континентальной коры.

Самый ранний период (3,8–3,5 млрд. лет), несмотря на длительное и сложное более позднее развитие материковой коры, то с большей, то с меньшей детальностью устанавливается на всех древних щитах (рис. 1). Отличительной чертой самой ранней стадии развития коры, по утвердившемуся ныне мнению исследователей, является наличие поясов, нередко сопоставляемых с зеленокаменными поясами, расчленяющих более древнюю гнейсо-гранодиоритовую кору. Сами мобильные пояса характеризуются весьма сходными чертами. Они прорваны интрузиями тоналитов, сложены комплексом ультраосновных,

основных, возможно кислых, вулканитов, кварцитами и другими осадочными породами. Характер развития коры на этой ранней стадии, которая иногда называется пермобильной, по-видимому, не мог привести к достаточно обширной ее консолидации и стабилизации в то время. Однако эндогенные процессы, приведшие к более гетерогенному строению коры и увеличению ее мощности, могли местами завершиться ее ранней, хотя и временной, стабилизацией. Об этом свидетельствует присутствие отличных от вышеописанных древнейших платформенного типа супракrustальных толщ кварцитов и глиноземистых пород (серия Додома в Африке, иенгская серия Алданского щита и др.). Интересны в этом отношении и находки порфиридных гранитов с возрастом 3,6 млрд. лет – возможных геологических и петрохимических аналогов гранитов ралакиви (Bridgwater, Col-ler-son, 1976).

Стабилизация в течение раннего периода выражается и появлением 3,6–3,3 млрд. лет назад роев даек основных пород и основных и ультраосновных кольцевых интрузий, четко разделяющих развитие гранито-зеленокаменных мобильных областей на две возрастные группы (Sutton, 1977). Об этом же времени стабилизации свидетельствуют гнейсы Торрен и Монтевидео в США с возрастом 3,55 млрд. лет, на которых более поздние зеленокаменные пояса появляются лишь после перерыва в 700–800 млн. лет.

Таким образом, наиболее ранняя стадия развития мобильных поясов с присущим им периодом эндогенных процессов, завершившимся ранней, вероятно неповсеместной, стабилизацией материковой коры, относится к интервалу времени древнее 3,8–3,5 млрд. лет назад. Эта стадия отвечает отложившиеся на более раннюю гранитную кору древнейшие (древнее 3,5 млрд. лет) супракrustальные комплексы Исуа в Гренландии, Себаквийский комплекс в Родезии, иенгская серия и серия Зверева на Алдане, канский комплекс Енисейского кряжа, комплекс Бому в Центральной Африке и др. Однако последовавшая стабилизация не привела еще к консолидированной, зрелой коре, и на разных материках встречаются лишь небольшие ее реликтовые участки, сохранившиеся почти не затронутыми более поздними процессами. Возможно, это обстоятельство является одной из причин того, что процессы регионального метаморфизма гранулитовой фации, относимые к ранней стадии развития, радиологически надежно не датированы.

Вторая стадия развития земной коры (3,5–2,5 млрд. лет) завершается периодом формирования мощной континентальной коры в интервале 3,0–2,5 млрд. лет. В современном эрозионном срезе прашади развития эндогенных процессов этого времени представлены широким спектром геологических образований от в целом низкометаморфизованных гранитно-зеленокаменных до гранит-гранулитовых комплексов. В этот период развития коры в докембрии установлены достоверно датированные образования гранулитовой фации.

Второй период характеризуется рядом исключительно важных отличительных черт. Прежде всего в это время интенсивные тектони-

ческие процессы сопровождаются проявившимся, хотя и прерывисто в течение всего периода, мощным гранитным плутонизмом; охватывающим значительно большую часть (до 80%) областей древних щитов.¹ Такое мощное поступление гранитного материала привело к резкому увеличению мощности и общей консолидации земной коры. Наряду с натровыми гранитоидами в этот период появляются ранее практически неизвестные поздние и поторогенные комплексы калиевых гранитоидов, свидетельствующие о резко изменившемся состоянии континентальной коры.

О возникновении в это время мощной консолидированной зрелой коры свидетельствует и появление комплексов древнейших неметаморфизованных платформенных отложений: система Понгола (3.0 млрд. лет), система Доминион-Риф (2.8 млрд. лет) в Африке, платформенный чехол (2.7 млрд. лет) на Бандельхандском массиве в Индии и др. На то же указывают и появившиеся в это время наиболее ранние мобильные пояса без геосинклинальной подготовки (например, пояс Лимпопо с возрастом 2.6 млрд. лет). Такое интенсивное и широкое проявление эндогенных процессов в данный период может служить веским доводом в пользу того, что преобладающая часть докембрийской земной коры современных материков сформировалась в это время.

С интенсивной тектонической и плутонической деятельностью и последовавшей за ней кратонизацией обширных участков коры связано в этот период появление протяженных трещинных интрузий основных пород (рои даек в Гренландии, вулканические борозды и рои даек в Карелии, Великая Дайка Родезии и др.), которые предшествовали дроблению коры и возникновению новых мобильных поясов.

Для следующей, раннепротерозойской, стадии (2.5–1.6 млрд. лет) характерно одновременное развитие мобильных поясов с геосинклинальной и без геосинклинальной подготовки. Пояса первого типа отличаются от зеленокаменных мобильных поясов предшествующих стадий развития большей дифференцированностью накапливаемых в них осадочно-вулканических формаций, нередко дифференциацией на прогибы эв- и миогеосинклинального типа, наличием самостоятельных невулканических терригенно-сланцевых поясов и т.д.

По своему характеру мобильные пояса этой стадии в громадном большинстве своем являются интракратонными, которые, не нарушая общей целостности континентальных массивов, расчленяют их на отдельные сегменты (кратоны), по размерам значительно более крупные, чем таковые в гранитно-зеленокаменных областях ранних стадий развития коры (например, кратон Сьюпириор в Канаде, раннепротерозойский Восточно-Сибирский кратон, массив Хоггар в Африке, Индостан и др.). Одновременно с развитием мобильных поясов на обширных площадях происходило накопление эпикратонных (платформенных) отложений, в том числе и самых древних красно-

1 См. ст. К.О. Кратца и Ф.П. Митрофанова в наст. сб.

цветов (системы Витватерсранд в Африке и Карпентарий в Австралии, удоканская серия Сибири, ятулий в Карелии, раннепротерозойские платформенного типа отложения Канады и др.).

Данная стадия эволюции завершается периодом интенсивных тектонических и плутоно-метаморфических процессов в интервале 2.0–1.6 млрд. лет назад. Этот период отличается значительным разнообразием типов мобильных поясов,² регионального метаморфизма, вплоть до появления гранулитового метаморфизма в основном поясового типа, как правило, двумя этапами гранитного плутонизма (соответственно натрового и калиевого), становлением платформенных интрузий типа Бушвельдского плутона. Как и в предыдущий период активности, проявления этих процессов охватили все материка в виде сплошной системы мобильных поясов, разделяющих более древние архейские кратоны (рис. 1, 2). Процессы в своей кульминации определили основной структурно-тектонический рисунок большинства древних щитов (Канадский, Балтийский, Украинский, Алданский, Гвианский, щиты Южной, Центральной и Западной Африки, Гренландии, Индостанского полуострова и др.) и окончательно сформировали структуру большей части фундамента современных материков. Окончание этого периода характеризуется образованием на многих материках вулканогенных и терригенных моласс и кислых вулкано-плутонических формаций, ралакиви-гранитных, рапакиви-анортозитовых и долерито-трапдовых формаций и роев даек, свидетельствующих о новом этапе общей кратонизации континентальной коры.

Последнюю стадию эволюции докембрийской коры (1.6–0.5 млрд. лет) нередко называют геосинклинально-платформенной, в тектоническом отношении очень напоминающей фанерозойский тип развития материковой коры. Такое представление верно лишь в том смысле, что в это время возникали обширные платформы, в основном сохранившиеся в фанерозое. Действительно, к этой стадии относятся обширные платформенные чехлы на всех материках (рифейско-вендские отложения севера Евразии и Китая, отложения серии Кивино и Белт в Северной Америке, формации Рорайма в Южной Америке, система Болчална в Австралии, позднедокембрийский чехол Северной Африки и др.). Мобильные пояса, которые в той или иной мере можно отнести к фанерозойскому геосинклинальному типу, единичны, приурочены к окраинам материков и появились в основном в самом конце докембрия (Юго-Восточная Австралия, западное побережье Южной Африки, восточная часть Бразилии и др.). В значительно большем числе представлены мобильные пояса без геосинклинальной подготовки (рис. 2). Лишь изредка появляются пояса с синхронными терригенно-сланцевыми отложениями, а вулканизм в них отмечается крайне редко.

За малым исключением развитие последнего типа мобильных поясов этой стадии на разных материках начинается примерно 1.0

² См. ст. К.О. Кратца, А.Б. Вревского и А.П. Платуновой в наст. сб.

млрд. лет назад (гренвиллиды, дальславиды, ирумиды и др.) и продолжается с перерывами приблизительно до 500 (400) млн. лет (Панафриканская система, байкалиды, аделаиды, бразилиды и др.).

Отличительной чертой преобладающего типа мобильных поясов этого периода является интенсивное дробление и blastsмилонитизация более древнего гетерогенного основания. Присутствующие в некоторых поясах интенсивно дислоцированные и метаморфизованные осадочные и вулканогенные образования представляют собой терригенные, разновозрастные карбонатные и вулканогенные породы более древнего платформенного чехла. Для некоторых поясов является характерным наличие протяженных анортозитовых и мангерит-анортозитовых интрузий (гренвиллиды, дальславиды и др.), появление зонального метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации и кислого плутонизма. На многих шитах в более древних кристаллических породах глубинные процессы этого периода проявляются в виде различной ширины протяженных зон амфиболитовой фации метаморфизма.

Вдоль мобильных поясов не устанавливается достаточно существенных смещений смежных с ними блоков (Shackelton, 1973; Kröner, 1977). Отсутствие в целом вулканизма и интрузий основного и ультраосновного состава (за исключением анортозитовых поясов) при активных процессах кислого плутонизма, так же как и напряженный характер проявившихся тектонических и метаморфических процессов, свидетельствует о мощной континентальной коре, достигшей наиболее высокой степени своей зрелости. Не исключено, что такое предельное состояние коры материков предопределило совершенно иное распределение и иной характер развития геосинклинальных поясов фанерозоя.

Таким образом, в истории развития земной коры материков в докембрийское время выделяются четыре интервала главных тектонических процессов и сопряженных с ними процессов регионального метаморфизма и кислого плутонизма с возрастом 3,8-3,5; 3,0-2,5; 2,0-1,6 и 1,0-0,5 млрд. лет, которые определяют главные периоды направленного поступательного развития и формирования докембрийской материковой коры. Эти периоды главных эндогенных процессов, следовательно, являются основными конструктивными стадиями в общей консолидации и кратонизации континентальной коры, разделяющими отрезки длительного развития без существенного изменения ее строения и объема.

Л и т е р а т у р а

- Г у д ь и н А. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной земной коры. - В кн.: Ранняя история Земли. М., 1980, с.87-107.
- Б о р у к а е в Ч.Б. Основные черты тектоники. Докембрий. Новосибирск, 1977. 295 с.

- П о л к а н о в А.А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1946, с. 5-28.
- B e r t r a a n d J.M., C a n t a g r e l J.M., L a s s e r r e M. Age K/Av mesure sur des amphiboles dans le Précambrien de l'Aleksod (Ahaggar centre oriental, Sahara algerien). - C.R. Acad. Sci., 1972, t. 274, N 13.
- B r i d g e w a t e r D., C o l l e r s o n K.D. The major petrological and geochemical characters of the 3600 m.y. Uivak gneises from Labrador. - Contrib. Mineral. Petrol., 1976, v. 54, p. 43-59.
- C o m p s t o n W., A r r i e n s P.A. The precambrian Geochronology of Australia. - Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5, p. 561-583.
- H u n t e r D.R. Crustal development in the Kaapvaal Craton. Part I. The Archeaean. - Precamb. Res., 1974, v. 1, p. 259-294.
- K r ö n e r A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. - Precamb. Res., 1977, v. 4, N 2, p. 163-213.
- N e g v i S.M., R a o V., a n d N a r a i n H. The Protocontinental growth of the Indian shield and the antiquity of rift valleys. - Precamb. Res., 1974, v. 1, p. 345-398.
- R a d h a k r i s h n a B.P., V a s u d e n V.N. The Early precambrian of the Southern Indian shield. - J. Geol. Soc. India, 1977, v. 18, N 10, p. 525-541.
- S h a c k e l t o n R.M. Problems of the evolution of the continental crust. - Phil. Trans. R. Soc. London, 1973, A 273, p. 317-320.
- S u t t o n Y. The extension of the geological record into the Precambrian. Proc. Geol. Ass., 1967, v. 78, p. 493-534.
- S u t t o n Y. Some consequences of horisontal displacements in the precambrian. - Tectonophysic, 1977, v. 40, N 1-2, p. 161-181.
- W e r n i c k E., d e A l m e i d a F.F.M. The geotectonic environments of Early Precambrian granulites in Brazil. - Precamb. Res., 1979, v. 8, N 1/2, p. 1-17.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПЕРИОДИЗАЦИИ ДОКЕМБРИЯ

При многообразии подходов к периодизации докембрия большинство геологов ищет решение проблемы в особенностях тектонического развития Земли. Существующие схемы периодизации, закрепляемые обычно в виде геохронологических шкал, за редкими исключениями основаны на представлениях о цикличности. Со времен Дж. Хаттона укоренилось мнение, что „геологическая история нашей планеты есть не что иное, как история следующих друг за другом циклов” (Ог, 1935, с. 16).

Намечая рубежи циклов, исследователи отдают предпочтение эпохам диастрофизма, синхронность и глобальность проявления которых редко подвергаются сомнению. Однако обзор современных материалов в глобальном масштабе показывает, что в понятие диастрофизма включаются самые разнородные процессы: „завершающая” складчатость, орогенез, инициальный и субсеквентный магматизм, синкинематический и наложенный метаморфизм и др. Представляется, что для решения задачи периодизации в рамках существующих гипотез необходимо разделять эти процессы и их результаты и учитывать возможность взаимного наложения разнопорядковых явлений.

В 1944 г. Г. Штилле (1964) наметил принципиально новый подход к проблеме периодизации геологической истории Земли. Он подразделил эту историю на два „больших периода” (мегахрона) — протогей и неогей, высказав предположение о возможности выделения третьего мегахрона — дейтерогея. Схема Г. Штилле в первоначальном варианте получила широкую известность. Многие исследователи подчеркивали различия тенденций развития в протогее и неогее, специфику структур, возникших в эти мегахроны, которые часто даже противопоставлялись друг другу. Граница между двумя мегахронами в большинстве вариантов связывалась с карельской эпохой. Возможность выделения дейтерогея учитывалась лишь в единичных работах (Горжевский, Козеренко, 1965).

Главной идеей, положенной в основу схемы Г. Штилле, является вывод о несопоставимости рубежей мегахронов с эпохами завершающих складчатостей. Разделяющие мегахроны „революции” много значительнее таких эпох. Объединяющиеся в понятие „революции” процессы консолидации, деструкции и регенерации коренным образом меняют структуру земной коры, обновляют ее. Классические циклы складчатости выделялись Г. Штилле только в фанерозое. Между тем большинство исследователей, намечая крупные периоды в докембрийской истории планеты, так или иначе сопоставляли их с циклами складчатости. Таковы циклы Г.В. Войткевича (1958), „хелогенные” циклы Дж. Саттона (Sutton, 1963), мегахроны В.В. Меннера и Н.А. Штрейса (1971) и т.п. В возрастном отношении границы этих подразделений определяются примерно одинаково, ибо на гис-

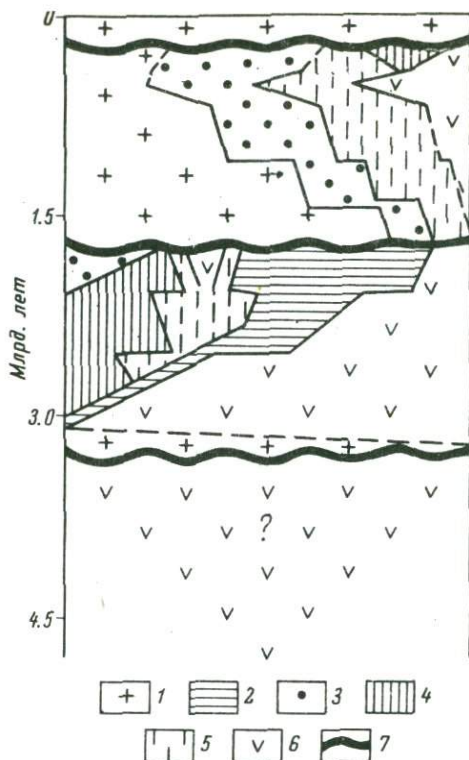


Схема общей периодизации тектонической истории Земли.

Стадии: 1 - кратона, 2 - щитового массива, 3 - плиты, 4 - наложенной геосинклинали, 5 - мигеосинклинали, 6 - эвгеосинклинали; 7 - эпоха кратонизации, датированная средней цифрой. По горизонтали - примерные площади историко-геологических элементов, находящихся на обозначенной стадии развития (по качественным оценкам).

тограммах радиометрических датировок им отвечают пики со значениями 3300 ± 300 , 2600 ± 200 , 1750 ± 150 и 1000 ± 100 млн. лет. Ранги этих рубежей оцениваются по-разному, хотя ясно, что именно они должны определяться в первую очередь при решении задачи периодизации.

Указанные рубежи положены в основу предлагаемой схемы (см. рисунок), являющейся развитием схемы Г. Штилле и разработанной в ходе многолетних исследований, направленных на обобщение материалов по тектонике докембрия континентов (Карта . . ., 1972; Бо-рукаев и др., 1977, и др.). В настоящем кратком сообщении представляется возможным дать лишь общую характеристику схемы, обо-

снование которой приведено в ряде других работ автора (Борукаев, 1977; Борукаев и др., 1977).

Рубеж 3300±300 млн. лет как историко-геологическая граница огромного значения получил признание лишь в последние годы, хотя был намечен А.А. Полкановым и Э.К. Герлингом еще в конце 50-х годов. Особенно убедительная трактовка этого рубежа (саамской эпохи) дана Л.И. Салопом (1973). Толщи, имеющие датировки рассматриваемого интервала, обнажены на всех континентах, метаморфизованы в условиях гранулитовой (двупироксеновой) фации и по среднему составу отвечают гранодиоритам и тоналитам. Видимо, толщи образуют широко распространенный слой, который можно рассматривать в качестве наиболее древней сиалической коры континентального типа.

История формирования древнейшей сиалической коры известна еще недостаточно. Не рассматривая этого сложного вопроса подробно, заметим только, что ее образование за счет первичной дифференциации мантии на рубеже около 3500 млн. лет назад представляется маловероятным. Этот рубеж отделен от времени предполагаемого возникновения Земли (4600–5000 млн. лет) длительным интервалом, а в большинстве древнейших комплексов преобладают метаморфизованные супракrustальные породы. Поэтому более убедителен вывод Л.И. Салопа о пермобильной стадии развития планеты. В терминах учения о геосинклиналях ей в наибольшей степени отвечает понятие панэвгеосинклинального режима.

Ранний период развития Земли, завершившийся созданием сиалической коры и охватывающий около 1500 млн. лет, назовем протогеом. Возможно, этот мегахрон сложный. Например, гнейсы Амитсок, возникшие из гранитоидов, датируются цифрами до 3900 млн. лет. Однако имеющиеся материалы еще не позволяют подразделить мегахрон на части.

Глобальное значение придается обычно эпохе 2600±200 млн. лет (кенорской), которая во многих схемах связывается с границей архея и протерозоя и рассматривается как эпоха завершающей складчатости. Тектоно-магматические проявления этого времени широко развиты на платформах Лаврогондии. Однако они далеко не всегда обусловлены завершающей складчатостью. Позднекинематические гранитоиды, связанные со складчатостью, датируются в широком спектре от 2900 до 2400 млн. лет. Наряду с ними повсеместно развиты посткинематические тела более узкого возрастного диахрона. В последнее время А. Крёнером (Kröner, 1977) показано, что на большей части площади Африки эпоха выразилась в переработке более древнего сиалического основания. Появились также данные (Goodwin, 1974, и др.) об асинхронности развития зеленокаменных поясов даже в пределах одного щита. Видимо, кенорская эпоха выразилась на платформах Лаврогондии преимущественно в виде тектоно-магматической активизации (диасхизиса, по М.А. Семихатову, 1974), проявившейся после завершения разновозрастных складчатостей.

В Евразии, как заметил Н.А. Штрейс (1964), складчатости этой эпохи не привели к образованию крупных консолидированных массивов. Г.И. Каляев (1974) пришел к выводу о единстве структурного плана архея и протерозоя на территории континента. Действительно, первые молассы как индикаторы завершающей складчатости появляются в разрезах щитов Евразии лишь в верхней половине нижнего протерозоя (фрунзенская свита, угуйский комплекс, сариолий и т.п.). Из этого можно заключить, что пик радиометрических датировок около 2600 млн. лет в Евразии отвечает не завершающей складчатости, а скорее дифференциации геосинклинальных областей, подобной частной инверсии. Таким образом, кенорская эпоха не имеет однозначного выражения в глобальном масштабе.

Карельская эпоха представляется более значительной. Как известно, во многих схемах периодизации именно она разделяла два крупнейших мегахрона и рассматривалась в качестве наиболее важной историко-геологической границы. М.А. Семихатов (1974) связывает с этим рубежом завершение развития раннепротерозойских ортогеосинклиналей. Главные складчатости в этих областях датируются цифрами в 2100–1900 млн. лет. В интервале 1900–1700 млн. лет сформировались своеобразные толщи кислых вулканитов и песчаников высокой зрелости. М.А. Семихатов рассматривает их как позднеорогенные образования, а А.М. Лейтес и В.С. Федоровский (1977) подчеркивают их значение как индикаторов эпохи становления континентальной коры. Такая кварцито-порфировая ассоциация распространена на всех континентах. Это акитканская и улканская серии Восточной Сибири, риолиты Висконсина, Миннесоты и Южной Дакоты, группы Кучиверо и Ивокрама Гвианского щита, группы Аргилла, Эдит-Ривер, Уайтуотер и их аналоги Северной Австралии, субиотний Балтийского щита, майтубинская серия Центрального Казахстана и т.п. Повсеместно она слагает вулканические пояса, более или менее несогласно наложенные на складчатую карельскую структуру. Процессы кислого вулканизма охватывают области не только раннепротерозойских ортогеосинклиналей, но и наложенных миеосинклиналей и участки стабильных блоков. Во внутренних частях последних нередко формируются характерные интрузии гранитоидов (например, граниты Булалу Западно-Австралийского щита, массивы гранитов рапакиви и др.). Столь широкие проявления кислого вулканизма (с калиевой специализацией) в более ранней истории Земли не фиксируются. Близкая к названным толщам по составу серия Доминион-Риф Южной Африки имеет лишь локальное распространение.

Вслед за эпохой вулканизма наступает период высокого строения континентов, и лишь в среднем рифее начинают формироваться типичные платформенные чехлы. Все эти данные в совокупности приводят к выводу, что эпоха 1750±150 млн. лет (карельская) должна рассматриваться как рубеж мегахронов, как историко-геологическая граница, по своему значению сопоставимая с саамской. Мегахрон,

ограниченный этими двумя эпохами, назовем дейтерогеем. Его продолжительность можно оценить около 1500 млн. лет.

Рубежу 1000±100 млн. лет в существующих схемах приписываются самые различные ранги. Часто он рассматривается в качестве эпохи гренвилльской завершающей складчатости. Однако как в провинции Гренвилл, так и в аналогичных ей участках других щитов (Свеконорвежская область, пояс Фрейзер—Стерлинг Западной Австралии и др.) движения этой эпохи проявились в формировании эпикратонных энсиалических прогибов. В то же время заложились окраинные миогеосинклинальные прогибы (Гиперборейский, Прибайкальский, Присяянский), ряд авлакогенов (Амадиес и др.). Области формирования чехлов на разных платформах расширились (Восточно-Европейская, Австралийская) или сократились (Северо-Американская, Сибирская).

Таким образом, в гренвилльскую эпоху происходила тектоническая дифференциация ранее консолидированных областей, а новообразования континентальной коры (по крайней мере, в осязательных масштабах) не было. По своему значению она сопоставима с кенорской, но явно уступает саамской и карельской.

Весьма важен и дискуссионен вопрос о верхней границе неогей — мегахрона, который начинается после карельской эпохи. Г. Штилле считал, что мегахрон продолжается до наших дней. В. В. Меннер и Н. А. Штрейс (1971, с. 301) совмещают его верхний рубеж с основанием кембрия — „величайшей биостратиграфической границей“. Однако в тектоническом аспекте эта граница особого значения не имеет. Проявившиеся близ нее байкальские движения, как показали последние исследования, не отвечают понятию завершающей складчатости. На наш взгляд, рубежом неогей и следующего за ним незавершенного нового мегахрона — эпинеогей — является герцинская (в Тихоокеанском сегменте — мезозойская) эпоха. Эта проблема заслуживает особого рассмотрения, поэтому отметим сейчас только большое сходство герцинской и карельской эпох по особенностям магматизма (в частности, по закономерностям размещения вулканических поясов). Существенно и то, что лишь после этих двух эпох на широких площадях формируются типичные чехлы соответственно молодых и древних платформ. Если принять предложенный вариант, длительность неогей составит также около 1500 млн. лет. В итоге схема периодизации приобретает следующий вид (см. рисунок). Включающие в себя докембрий три мегахрона равной продолжительности (около 1500 млн. лет) разграничиваются саамской и карельской эпохами. В состав неогей наряду с рифеем входит палеозой. Дейтерогей и неогей разделяются пополам кенорской и гренвилльской эпохами меньшего историко-геологического значения, чем названные. О существовании подобной границы внутри протогей судить рано. Эпохи завершающей складчатости „скользят“ по возрасту внутри мегахронов.

Эпохи, разграничивающие мегахроны, несопоставимы с эпохами завершающей складчатости. В отличие от последних они охватыва-

ли практически одновременно всю площадь континентов. Судя по особенностям магматизма (широкое распространение вулcano-плутонической ассоциации калиевой специализации), наиболее вероятной причиной этих движений является перестройка конвективной системы в мантии. Подобные эпохи обусловлены процессом, к которому в наибольшей степени применим предложенный А.А. Богдановым (1976) термин „кратонизация“. Главная складчатость служит подготовительным этапом в процессе формирования континентальной коры, завершение которого отвечает эпохе кратонизации. Континентальная кора, возникающая в результате проявления главной складчатости, может быть названа незрелой, тогда как зрелая формируется в эпоху кратонизации. Кратонизация приводит к гомогенизации сиалической коры, ее „отверждению“ и, возможно, утолщению. Консервируются структурные рисунки предшествующих завершающих складчатостей и прекращается унаследованное развитие структурных форм. В классическом варианте учения о геосинклиналях это явление отражения не нашло.

Разработанная схема отражает равномерное поступательное развитие планеты, периодически прерываемое эпохами глобальной кратонизации. В частности, не подтверждается широко распространенное мнение об ускорении темпа развития Земли во времени.

Л и т е р а т у р а

- Б о г д а н о в А.А. Тектоника платформ и складчатых областей. — М., 1976. 340 с.
- Б о р у к а е в Ч.Б. Схема общей периодизации тектонической истории Земли. — Геология и геофизика, 1977, № 12, с. 3–11.
- Б о р у к а е в Ч.Б., Б а ш а р и н А.К., Б е р з и н Н.А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск, 1977. 263 с.
- В о й т к е в и ч Г.В. Единая геохронология докембрия. — Природа, 1958, № 5, с. 77–79.
- Г о р ж е в с к и й Д.И., К о з е р е н к о В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., 1965. 300 с.
- К а л я е в Г.И. Тектонический режим и структурно-исторические элементы раннего докембрия. — Геотектоника, 1974, № 3, с. 55–66.
- К а р т а тектоники докембрия континентов. М-б 1:15 000 000. Гл. ред. Ю.А. Косыгин. М., ГУГК. 1972.
- Л е й т е с А.М., Ф е д о р о в с к и й В.С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 3–23.
- М е н н е р В.В., Ш т р е й с Н.А. О тектонических аспектах геохронологической шкалы. — В кн.: Проблемы теоретической и

- региональной тектоники. М., 1971, с. 300-309.
- О г Э. Геология. Изд-е 6-е. М., 1935. 576 с.
- С а л о п Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973. 309 с.
- С е м и х а т о в М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974. 302 с.
- Ш т и л л е Г. Геотектоническое расчленение истории Земли. - В кн.: Избранные труды. М., 1964, с. 344-394.
- Ш т р е й с Н.А. О происхождении Гондваны. - В кн.: Гондвана. М., 1964, с. 7-47.
- G o o d w i n A.M. Precambrian belts, plumes and schield development. - Amer. J. Sci., 1974, v. 274, N 9, p.987-1028.
- K r ö n e r A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. - Precambrian Res., 1977, v. 4, N 2, p. 163-213.
- S u t t o n J. Long-term cycles in the evolution of the continents. - Nature, 1963, v. 198, N 4882, p. 731-735.

А.К. Запольнов, А.Н. Неелов,
С.Б. Лобач - Жученко, А.Н. Берковский,
Л.П. Бондаренко

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТЕКТОНИКИ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ СССР

Успехи, достигнутые в последние годы в изучении докембрийских метаморфических комплексов, в основном определяются расширением и углублением методов исследования проявленных в них деформаций и связанных с ними структур, увеличением знаний о вещественном составе толщ и термодинамических условий протекания в них процессов метаморфизма, о соотношениях метаморфогенного минералообразования с деформациями, большим познанием физических свойств пород и физических полей докембрийских комплексов, необходимых особенно для анализа закрытых территорий.

В метаморфических комплексах докембрия, как правило, устанавливается неоднократное проявление тектонических, магматических и метаморфических процессов. Исследования направленности изменения и корреляция эндогенных процессов в пространстве и во времени на основе структурно-возрастных шкал выявили цикличность их проявления. Границы между циклами, выделяемые на основании непосредственного анализа эндогенных процессов, являются независимыми по отношению к границам между сериями супракrustальных пород и с трудом с ними коррелируются. Последнее в основном вы-

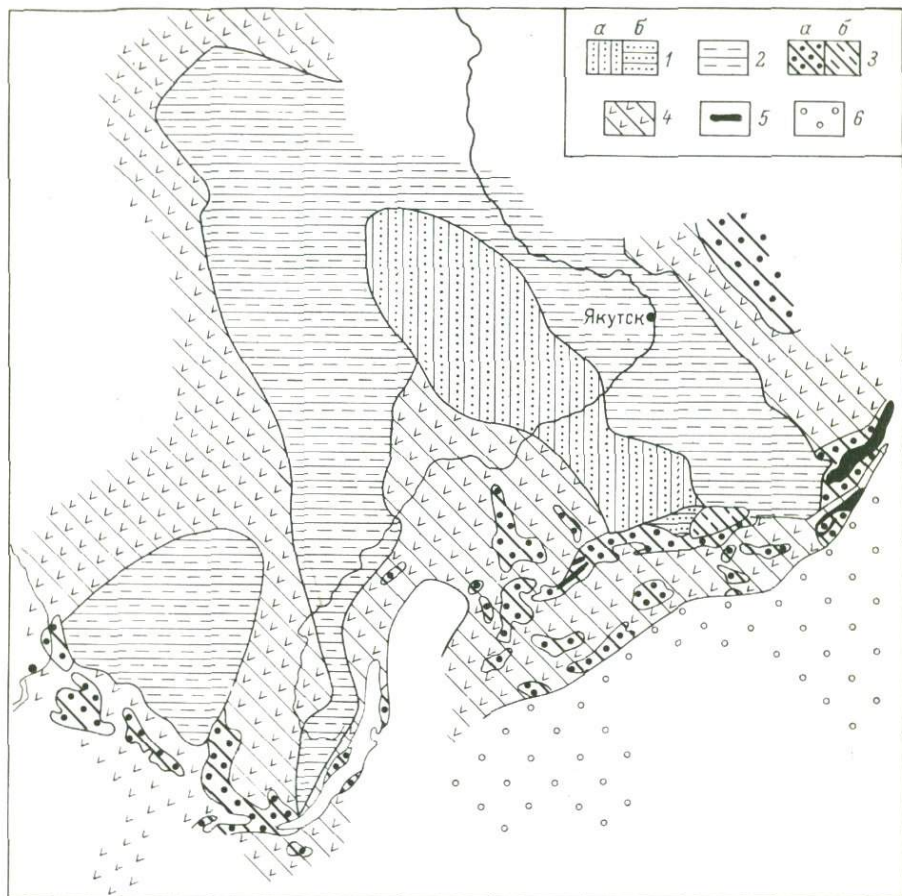


Рис. 1. Палеотектоническая схема Восточной Сибири. Первый этап (ранний архей).

Преобладающие парагенезисы пород и последующие режимы метаморфизма: 1 - неподразделенные нижний и верхний структурные ярусы (а - высокодифференцированные осадки с калиевым уклоном, трапы в нижнем структурном ярусе, высокоградиентный метаморфизм в условиях гранулитовой и переходной к амфиболитовой фации, б - те же парагенезисы пород, но режим метаморфизма умеренноградиентный - гранулитовая фация); 2 - менее дифференцированные морские осадки с вулканитами дацитового и реже базальтового состава в нижнем структурном ярусе, умеренноградиентный метаморфизм гранулитовой фации; 3а - толеит-граувакковые отложения с натровым уклоном, прорванные базитами, ультрабазитами и анортогитами; 3б - слабодифференцированные морские осадки с вулканитами дацитового и реже базальтового состава, для 3а и 3б - низ-

звано тем, что границы между сериями метаморфических толщ во многих случаях являются тектоническими границами, нередко смятыми в сложные складки при последующих этапах деформации.

При сравнении строения фундамента Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ авторы, где это было возможно, анализировали особенности и последовательность проявления деформаций, метаморфизма и магматизма, учитывая при тектоническом районировании и формационный состав толщ. В качестве ведущего признака при выделении геоструктурных зон использовались особенности метаморфизма, связанные с его термодинамическим режимом.

На открытых территориях (Балтийский, Витимо-Алданский и другие щиты) относительный возраст складчатых систем определялся на основе анализа их непосредственных возрастных соотношений, возраст метаморфических процессов устанавливался в результате изучения структурно-метаморфических парагенезисов, время внедрения магматических тел выявлялось по их отношению к деформациям, представленным для каждого региона в виде провинциальной структурно-возрастной шкалы. На Балтийском щите решение задачи в ряде случаев упрощалось благодаря наличию опорных радиохронологических определений. Периоды промежуточной консолидации и последующей активизации для древнейших этапов определялись по проявлению преимущественно блоковых тектонических движений, появлению специфических интрузивных тел и магматических формаций, изменению пространственной ориентировки и морфологии поздних систем складок. Полученные на открытых и разбуренных территориях результаты экстраполировались на основании комплекса геофизических данных в закрытые регионы.

Анализ формационного состава толщ и термодинамических режимов эндогенных процессов дает возможность выявить существенные различия в геологической истории формирования фундамента двух древних платформ. При этом для фундамента Восточно-Европейской платформы устанавливается деструктивно-конструктивный, а для Сибирской платформы – преимущественно конструктивный пути развития.

В пределах Сибирской платформы дифференциация тектонического режима отмечается уже для самых ранних стадий формирования фундамента. Она выражена различными условиями седиментации в обособленных структурно-формационных зонах, в особенности проявления и состава интрузивного магматизма, в различных термодинамических режимах метаморфизма и, наконец, в своеобразии гранитоидного магматизма.

коградентный метаморфизм гранулитовой фации; 4 – предполагаемое распространение пород комплекса За под более молодыми метаморфическими образованиями; 5 – анортозиты, габбро-анортозиты; 6 – области, в которых отложения первого этапа не обнаружены.

В раннедокембрийской истории Сибирской платформы различаются три главных периода формирования фундамента: ранне-, позднеархейский и раннепротерозойский.

Уже для древнейшего, раннеархейского, периода выделяются по крайней мере два главных типа структур (рис. 1): блоки, сложенные хорошо дифференцированными существенно осадочными породами с вулканитами андезит-риолитового и реже основного состава, Иенгрский (Алдано-Тимптонский), Тимптоно-Учурский, Анабаро-Ленский, Тасеевский, и блоки, в составе которых преобладают толеит-граувакковые образования, прорванные основными, ультраосновными интрузиями и анортозитами, - Олёкминский, Джугджуро-Становой, Батомгский и др.

В блоках первого типа также намечаются различия в формационном составе толщ. Так, в пределах Алданского массива, где выделены нижний (иенгрский) и верхний (желтулинский) структурные ярусы, для нижнего яруса Иенгрского (Алдано-Тимптонского) блока характерны латерит-сиаллит-ортокварцевые парагенезисы сильнодифференцированных осадков, ассоциирующих с основными ортосланцами (траппами?). В нижнем структурном ярусе Тимптоно-Учурского блока широко распространены гнейсовидные эндербиты (вулканиты и субвулканитические интрузии андезит-дацитово-гранитной формации?), а также глиноземистые породы и иногда кварциты. Дифференциация тектонических режимов в пределах рассматриваемых блоков, относящаяся ко времени формирования толщ, слагающих верхний структурный ярус нижнего архея, выражена менее отчетливо. Эти толщи повсеместно сложены мергелисто-аргиллитовыми и аргиллит-алевролит-граувакковыми парагенезисами пород, иногда с карбонатными прослоями и пачками, включающими основные вулканиты различных формационных серий. Количество основных вулканитов в толщах нижнего яруса заметно увеличивается в южной части Алданского массива, особенно в Зверевском блоке. В других частях Сибирской платформы примерно такой же формационный состав, как и в Тимптоно-Учурском блоке, имеют толщи, слагающие Анабаро-Ленский и Тасеевский блоки.

В дальнейшем тектонические режимы, обусловившие накопление формаций иенгрского типа, сменились эндогенными режимами гранулитовой фации, протекавшими в условиях высокоградиентного метаморфизма, в то время как в областях накопления формационных рядов тимптоно-учурского типа в этой же фации проявились условия умеренноградиентного метаморфизма, а в блоках с джугджуро-становым типом разреза нижнего архея имели место условия наиболее низкоградиентного метаморфизма гранулитовой фации.

На примере Алданского массива установлено, что блоки с различным характером седиментации и эндогенных режимов отделены друг от друга зонами глубинных разломов и линейных складок. К таким разломам относятся Тимптонский, Иджекский (Иджекско-Нуямский), а также ряд разломов, ограничивающих Алданский массив. Субмеридиональная зона линейных складок, ограниченная на

западе Тимптонским, а на востоке Иджекско-Нуямским разломами, отделяет Иенгрский блок от Тимптоно-Учурского.

Первый, раннеархейский, период завершается формированием главных складчатых структур Алданского массива, становлением в Иенгрском блоке высококалийевых аляскитов и стабилизацией отдельных частей территории. Второй, позднеархейский, период характеризуется возобновлением интенсивных складчатых деформаций в основном в областях с толеит-граувакковым типом разреза нижнеархейских образований, а именно в Олёкминском, Джугджуро-Становом, Батомгском и в аналогичных им складчатых поясах (рис. 2). Происходит относительная стабилизация Алданского и, по-видимому, Тасеевского и Анабаро-Ленского массивов. В последнем, возможно, в этот период проявилась заметная структурная перестройка, приуроченная к отдельным линейным зонам.

Взаимоотношение структур квази-массивов и позднеархейских складчатых поясов может быть рассмотрено на примере зоны сочленения Алданского массива и Джугджуро-Станового складчатого пояса, разделенных зоной Южно-Алданского глубинного разлома. Структуры Алданского массива в позднем архее испытали интенсивную переработку только в зоне, непосредственно примыкающей к складчатому поясу. В краевой части массива периоду промежуточной консолидации и позднеархейской активизации соответствует внедрение даек базальтовых и перидотитовых коматитов, а в Джугджуро-Становом складчатом поясе образуются щелочные габброиды, оливковые габбро-нориты (друзиты) и сиенито-диориты. В зоне Южно-Алданского разлома формируются крупные тела анортозитов (Джугджурский, Каларский и другие массивы).¹

В окружающих Алданский массив поясах отлагались существенно терригенные флишоидного типа верхнеархейские образования олёкминской, становой, батомгской и других серий. Эти толщи характеризуются незначительным развитием вулканитов, сравнительно слабой осадочной дифференциацией материала и существенным преобладанием натрия над калием в породах различных гранулометрических групп.²

В южной части Джугджуро-Станового, в восточной части Батомгского и в центральных частях Байкальского складчатых поясов верхнеархейские образования представлены толеит-граувакковыми толщами, прорванными основными и ультраосновными интрузиями. Широко развиты здесь интрузии габбро-плагιοгранитного ряда.

¹ По мнению А.Н. Неелова, комплекс основных и ультраосновных даек, щелочных габброидов и анортозитов имеет достановой возраст.

² По мнению В.Л. Дука, эти толщи могут иметь и более древний возраст. Возраст их седиментации прямыми методами не установлен.

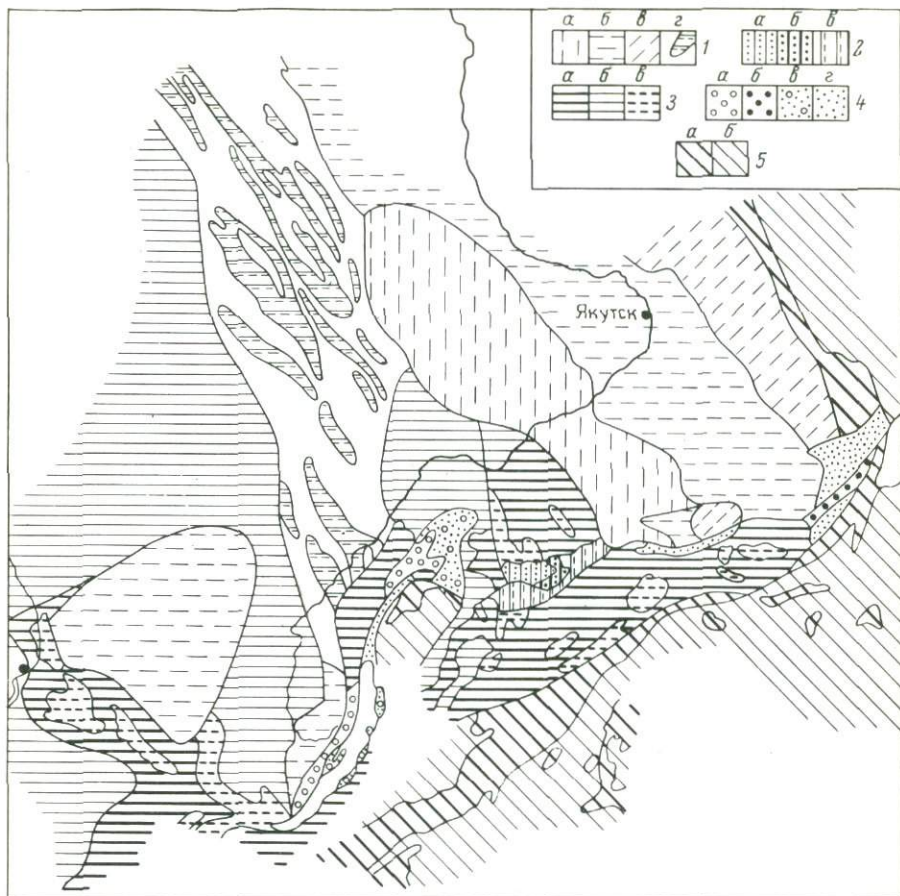


Рис. 2. Палеотектоническая схема Восточной Сибири. Второй этап (поздний архей).

1 - области стабилизации без проявления интенсивных складчатых деформаций, возможно наследующие режимы метаморфизма: а - высокоградиентный, б - умеренноградиентный, в - низкоградиентный, г - зоны наложенного умеренноградиентного метаморфизма амфиболитовой фации. Преобладающие парагенезисы пород и последующие режимы метаморфизма; 2а - дифференцированные кварцит-глиноземистые отложения, высокоградиентный метаморфизм амфиболитовой фации; 2б - предполагаемое распространение пород комплекса 2а под более молодыми складчатыми образованиями; 2в - проявление изофациального наложенного метаморфизма в породах фундамента; 3а - умереннодифференцированные существенно терригенные толщи с натровым уклоном, реже карбонатные толщи или отложения с основными и кислыми вулканитами, железистыми кварцитами, умерен-

В отношении распределения и характера эндогенных режимов в позднем архее на территории Восточной Сибири пока нет единого мнения. Не вызывает сомнения тот факт, что в Олёкминском, Джугджуро–Становом, Батомгском и других позднеархейских складчатых поясах наследуется умеренно- или низкоградиентный режимы метаморфизма (высокотемпературные и реже среднетемпературные субфации фации альмандиновых амфиболитов). Этот же метаморфизм в глыбах гранулитовых пород и интрузиях, их прорывающих, повсеместно проявлен в качестве наложенного и сопровождается переработкой складчатых структур. Этап позднеархейской стабилизации в этих поясах фиксируется внедрением поздне- и постстановых натрий-калиевых гранитоидов, которые являются первым массовым проявлением здесь гранитов, обогащенных калием.

В пределах Алданского массива наложенный метаморфизм амфиболитовой фации не был регионально проявлен, что позволяет А.Н. Неелову рассматривать эту структуру в качестве жесткого блока земной коры наиболее ранней консолидации, не испытавшего в позднем архее регионально наложенных деформаций. С другой стороны, В.Л. Дук и В.И. Кикул объясняют это тем, что наблюдаемые сейчас сечения Алданского массива в позднем архее находились в условиях гранулитовой фации. Они отмечают наследование предыдущих режимов метаморфизма в соответствующих блоках с заметной тенденцией смещения в сторону более высокоградиентных режимов, особенно в Тимптоно–Учурском блоке и в Центральной зоне линейных складок.

Несмотря на различные подходы к корреляции эндогенных процессов, началу позднего архея в обеих схемах соответствует дальнейшая дифференциация тектонических режимов, выразившаяся в обосновании Алданского массива от Джугджуро–Станового складчатого пояса. Начиная с этого времени, южная часть Алданского массива

ноградиентный метаморфизм высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации; 3б – предполагаемое распространение пород комплекса 3а под более молодыми складчатыми образованиями; 3в – проявление изофациального наложенного метаморфизма в породах фундамента, 4а – сильнодифференцированные терригенно-карбонатные отложения; 4б – умереннодифференцированные существенно терригенные отложения (для а и б – умеренноградиентный метаморфизм средних ступеней амфиболитовой фации); 4в – предполагаемое распространение пород комплексов 4а и 4б под более молодыми складчатыми образованиями; 4г – проявление изофациального наложенного метаморфизма в породах фундамента, 5а – толеит-граувакковые толщи с натровым уклоном, прорванные базитами, ультрабазитами и интрузиями габбро-плагιοгранитной серии, метаморфизм неопределенных давлений, высокотемпературные субфации амфиболитовой и гранулитовой фаций; 5б – предполагаемое распространение пород комплекса 5а под более молодыми складчатыми образованиями.

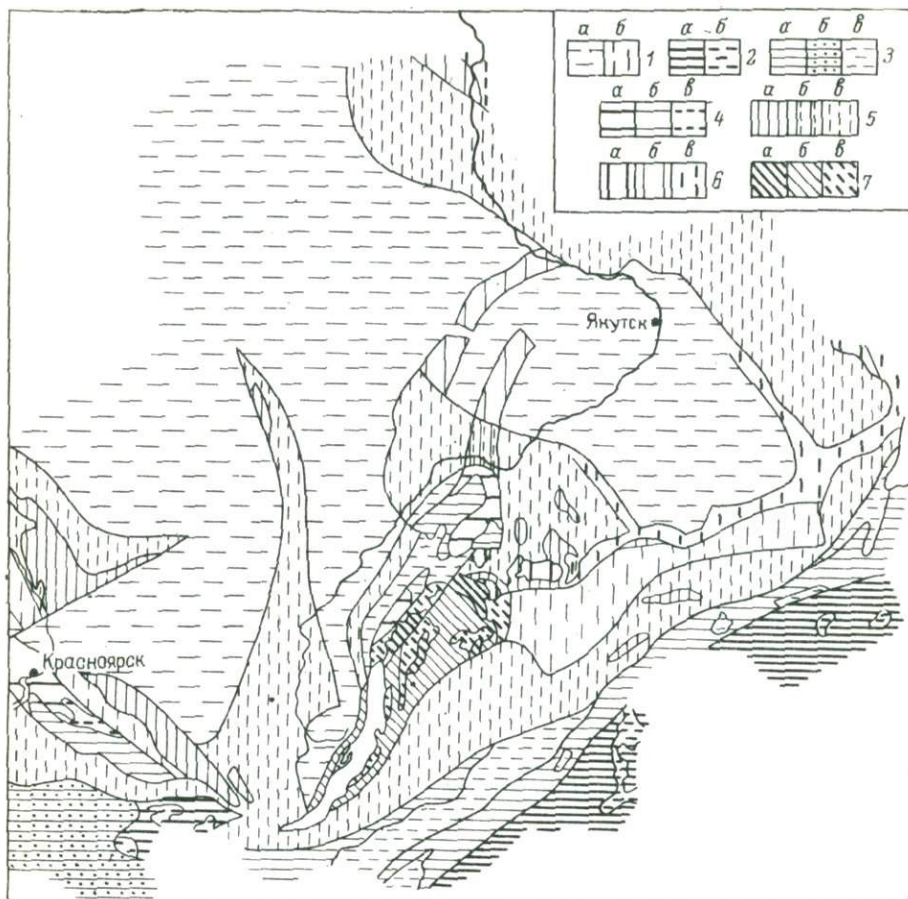


Рис. 3. Палеотектоническая схема Восточной Сибири. Третий этап (ранний протерозой).

1 - области стабилизации без проявления интенсивных складчатых деформаций: а - в пределах фундамента платформы, б - в областях складчатого обрамления. Преобладающие парагенезисы пород и последующие режимы метаморфизма: 2а - умеренно дифференцированные существенно терригенные толщи с вулканитами базальт-липаритового состава, умеренно-градиентный метаморфизм высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации, 2б - проявление изофациального наложенного метаморфизма в породах фундамента. 3а - тот же комплекс пород, а также карбонатно-терригенные серии, метаморфизованные в средне- и низкотемпературных субфациях амфиболитовой фации умеренноградиентного типа; 3б - предполагаемое распространение пород комплекса 3а под более молодыми складчатыми образованиями; 3в - проявление изофациального наложен-

начинает играть роль зоны сочленения между Алданским массивом и позднеархейским складчатым поясом.

К началу третьего периода (на границе архея и раннего протерозоя) области архейской относительной консолидации охватывают значительные части фундамента Сибирской платформы – Алданский, Тасеевский, Анабаро–Ленский, Тунгусский массивы, а также крупные структуры в ее обрамлении – Древнестановое, Древнебирюсинское и другие поднятия (рис. 3). По мнению В.Л. Дука и В.И. Кицула, в этом периоде в Алданском массиве завершается позднее гранитообразование, сопровождавшееся регрессивным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации.

На большей части остальной территории этот этап характеризуется резкой сменой тектонических режимов. Здесь формируются мало-глубинные, обычно зонально метаморфизованные комплексы пород, относящиеся к андалузит–силлиманитовой фациальной серии. Области умеренноградиентных режимов метаморфизма смещаются далеко к югу, в Монголо–Схотский складчатый пояс, а по периферии платформы они сохраняются лишь в отдельных структурах (Байкало–Патомской, Хилокской и некоторых других зонах).

В Олёкминской зоне в этот период закладываются прогибы с перидотитовыми и базальтовыми коматитами в основании, со средними и кислыми вулканитами известково-щелочной серии и слабодиф-

ного метаморфизма в породах фундамента. 4а – те же породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев умеренноградиентного типа; 4б – предполагаемое распространение пород комплекса 4а под более молодыми складчатыми образованиями; 4в – проявление изофациального наложенного метаморфизма в породах фундамента. 5а – коматит–андезит–липаритовая формация, слабодифференцированные терригенные с карбонатами толщи, красноцветные меденосные аллювиальные толщи, умереннодифференцированные терригенные с конгломератами, основными и кислыми вулканитами толщи, иногда марганцевистые, высокоградиентный зональный метаморфизм до низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации; 5б – предполагаемое распространение этих же комплексов под более молодыми складчатыми образованиями; 5в – проявление изофациального наложенного метаморфизма в породах фундамента (низкотемпературная амфиболитовая фация). 6а – те же породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев высокоградиентного типа; 6б – предполагаемое распространение этих пород более молодыми складчатыми образованиями; 6в – проявление изофациального наложенного метаморфизма в породах фундамента. 7а – толеит–граувакко–кремнистая серия, прорванная базитами и ультрабазитами, метаморфизм фации зеленых сланцев неопределенных давлений; 7б – предполагаемое распространение пород комплекса 7а под более молодыми складчатыми образованиями; 7в – проявление изофациального наложенного метаморфизма в породах фундамента.

ференцированными осадками (олодинская серия). Эти отложения, по-видимому, перекрываются удоканской серией, в значительной мере представленной породами красноцветной медистой формации аллювиального генезиса, чередующимися с морскими осадками. Породы прорваны постметаморфическими расслоенными интрузиями габбро-анортозитов (Чинейский массив) и гранитоидами кодарского комплекса, в которых отмечается преобладание калия над натрием. Не вызывает сомнения совместное участие олодинской и удоканской серий в складчатых деформациях и в зональном метаморфизме андалузит-силлиманитового типа. В других складчатых поясах в это время накапливались вулканогенно-терригенные и терригенно-карбонатные геосинклинальные формации.

В конце раннего протерозоя по периферии древней стабильной области сформировался вулcano-плутонический пояс, включающий андезит-дацитовую и трахилипаритовую формации, ассоциирующие с гранитами и в прогибах — с красноцветными молассоидными отложениями (Сублукский, Ажитканский, Улканский прогибы). С начала позднего протерозоя формируется осадочный чехол платформы, ранние этапы которой отличаются образованием авлакогенов, наследующих наиболее мобильные зоны древнего фундамента.

Анализ строения и тектонического развития фундамента Сибирской платформы в докембрии позволяет сделать ряд следующих выводов.

1. В рассматриваемом интервале времени (древнее 3500–1650 млн. лет) развитие фундамента проходило преимущественно конструктивным путем за счет постепенного разрастания областей стабилизации.

2. В развитии фундамента выявлена взаимосвязь формационного состава толщ нижнего структурного яруса, режимов метаморфизма, времени проявления первых высококальциевых гранитоидов и времени стабилизации блоков и складчатых поясов. По-видимому, все эти факторы, учитываемые при тектоническом районировании докембрийских регионов, являются следствием одной причины, а именно строения и состава земной коры в рассматриваемом блоке.

3. Связь зрелых, глубоко дифференцированных осадочных формаций с последующим высокоградиентным метаморфизмом может характеризовать нормальный или сибирский тип соотношения экзогенных и эндогенных процессов.

Анализ строения и тектонической эволюции фундамента Восточно-Европейской платформы показывает, что могут иметь место и другие типы распределения, чередования и взаимосвязи эндогенных процессов. При изучении фундамента Русской плиты широко использовались геофизические материалы, позволившие экстраполировать выводы, полученные для открытых и детально разбуренных территорий. Все это, с той или иной степенью достоверности, позволило выявить распределение в фундаменте платформы различных структурно-вещественных комплексов, отличающихся друг от друга геолого-геофизическими характеристиками.

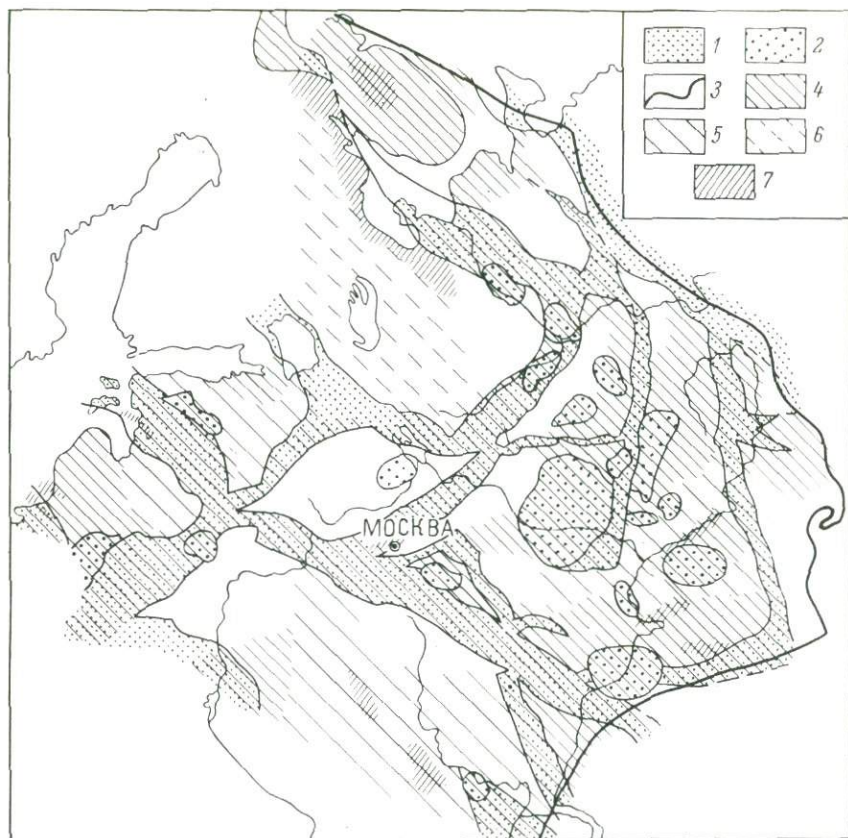


Рис. 4. Палеотектоническая схема Русской плиты и восточной части Балтийского щита. Первый этап (ранний архей).

1 - линейные зоны раннего заложения, сложенные преимущественно породами основного состава; 2 - районы относительно более позднего интенсивного внедрения пород основного состава; 3 - граница Восточно-Европейской платформы; 4-6 - выявленные районы проявления высокоградиентного прогрессивного метаморфизма: 4 - в условиях гранулитовой фации или переходных от гранулитовой к амфиболитовой, 5 - в условиях амфиболитовой фации, 6 - в условиях фаций зеленосланцевой и эпидотовых амфиболитов; 7 - выявленные районы проявления в конце этапа низкоградиентного регрессивного метаморфизма в условиях гранулитовой фации.

ми, и установить общий план строения этой территории с выделением структурных элементов разных порядков. Главными структурными элементами фундамента платформы являются изометрично-угловатые крупные блоки и разделяющие их линейные зоны (рис. 4). Для линейных зон характерен основной состав слагающих их пород. Линейность зон подчеркивается упорядоченным простираением гравитационных и особенно магнитных локальных аномалий.

Новые сведения о направленности и этапности в развитии фундамента Восточно-Европейской платформы в целом и отдельных ее элементов можно извлечь из совместного анализа формаций и режимов метаморфизма. В отличие от Сибирской платформы здесь для наиболее раннего, доребольского, периода формирования фундамента дифференциация режима метаморфизма не устанавливается столь четко. Наиболее древние комплексы повсеместно метаморфизованы в условиях высокоградиентного метаморфизма и отвечают гранулитовой фации или переходным условиям от гранулитовой к амфиболитовой фации. Отсутствует также четко проявляющаяся в Сибири связь формационного состава толщ с режимом метаморфизма. Так, умеренно- и сильнодифференцированные осадки кольской серии (близкие по составу к отложениям иенгского типа) и толлит-граувакковые толщи Волго-Уральской области с большим количеством прорывающих их габброидов и ультраосновных пород (аналоги зверевской серии Сибири) оказываются метаморфизованными в одинаковых или близких высокоградиентных условиях.

Лишь две структуры — Фенно-Карельский и Беломорский блоки — выпадали из общего фона ареального высокоградиентного метаморфизма гранулитовой фации. Для первого из них был характерен высокоградиентный метаморфизм аномально низких для этого периода ступеней — зеленосланцевая и низкотемпературная амфиболитовая фации. Этот метаморфизм охватил толщи, относящиеся к древнейшим (древнее 3100 млн. лет) зеленокаменным поясам, заложенным на гранитоидном основании. Петрохимические особенности этих гранитоидов и низкое первичное отношение в них $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ указывают на их принадлежность к продуктам ранней дифференциации литосферы. Аналогичные гранитоиды установлены и в основании кольской серии. В Беломорском блоке некоторыми исследователями отмечается доребольский низкоградиентный гранулитовый метаморфизм.

Следующему, ребольскому, периоду развития на большей части территории Восточно-Европейской платформы соответствует в целом уменьшение степени градиентности условий метаморфизма, достигающих высокотемпературных субфаций альмандин-амфиболитовой фации (рис. 5). Такая же смена режима метаморфизма устанавливается и в блоках с повторным проявлением метаморфизма гранулитовой серии. К концу рассматриваемого периода, в этап широкого развития процессов гранитообразования, наблюдалась тенденция к снижению давления с образованием гранат-кордиерит-силлиманитовых парагенезисов. В Центрально-Кольском блоке отмечается переход в отдельных зонах к андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

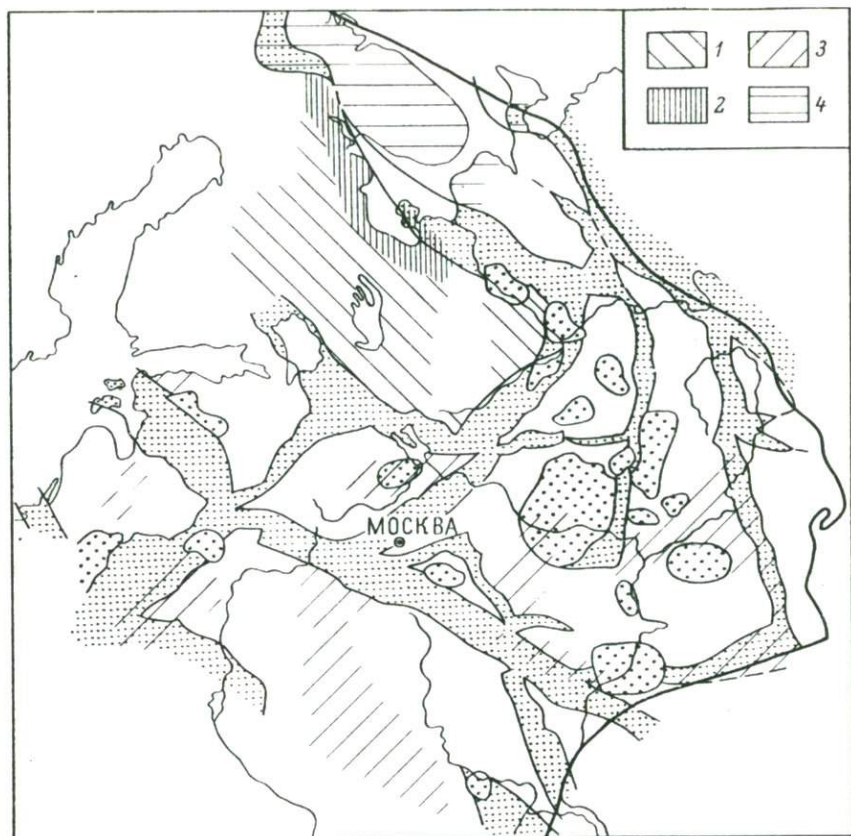


Рис. 5. Палеотектоническая схема Русской плиты и восточной части Балтийского щита. Второй этап (поздний архей).

1 - выявленные районы проявления высокоградиентного прогрессивного и регрессивного (территориально преобладает) метаморфизма в условиях амфиболитовой фации; 2-4 - выявленные районы проявления низкоградиентного прогрессивного и регрессивного (территориально преобладает) метаморфизма: 2 - в условиях гранулитовой фации сверхвысоких давлений, 3 - в условиях фаций амфиболитовой и эпидотовых амфиболитов, 4 - в условиях амфиболитовой фации с переходом к концу этапа к высокоградиентному метаморфизму. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

В Фенно-Карельском блоке, где гранулитовый метаморфизм в предыдущем периоде не проявился, сохранился термодинамический режим метаморфизма раннего периода с тенденцией к повышению степени метаморфизма. По данным Ю.И. Лазарева и В.И. Кожевникова, в это время появляется ассоциация моноклинного и ромбического пироксенов, происходит кристаллизация силлиманита.

Таким образом, начало второго периода развития фундамента Восточно-Европейской платформы почти повсеместно характеризуется сменой высокоградиентных режимов метаморфизма низкоградиентными. Наследование предыдущих режимов метаморфизма с тенденцией к снижению давления (Сибирский путь) устанавливается только в Фенно-Карельском блоке. Эволюция режимов к концу второго периода происходит уже по сибирскому типу — с переходом к высокоградиентным режимам.

Все изложенное выше позволяет предполагать, что, начиная с первого периода формирования фундамента платформы, происходила существенная перестройка первичной сиалической коры. Она сопровождалась, по-видимому, внедрением в верхние части коры обширных интрузий основных и ультраосновных магм. Можно, исходя из структурных соотношений выделенных в фундаменте комплексов, наметить два этапа внедрения мафического материала и соответственно два этапа перестройки коры. К первому этапу относится образование линейных зон, обусловленное, вероятно, раскалыванием и последующим растаскиванием блоков сиалической коры с одновременным внедрением мафического материала. Второй этап характеризуется насыщением мафическим материалом отдельных блоков (особенно Волго-Уральского, Центрального и др.). На этом этапе формируются обширные, овальные в плане массивы основных пород. Концу ребольского периода соответствует этап консолидации. Он фиксируется образованием субшелочных гранитоидов (Фенно-Карельский массив, Кольский блок), а также конгломератами в основании нижнепротерозойских толщ с галькой глубоко метаморфизованных пород.

Следующий, раннепротерозойский, период (рис. 6) характеризуется резкой дифференциацией тектонических режимов. Выделяются стабильные структуры типа Фенно-Карельского массива, структуры переходного типа (например, Воронежский массив), подвижные пояса (Свекофенский и другие), зоны и пояса активизации (типа Беломорской зоны) и наложенные узкие зоны линейных складок надобие Центрально-Кольского сегмента и запада Русской плиты. Формируются также Печенгская, Имандра-Варзугская рифтовые зоны. В Свекофенском поясе и в ряде зон активизации наблюдается гранитообразование. Заканчивается период формированием постметаморфических гранитоидов, включая наиболее поздние граниты рапакиви. С начала позднего протерозоя возникают и раннеплатформенные прогибы — авлакогены, наследующие древние линейные зоны.

Изложенные данные о строении и эволюции структур фундамента Сибирской и Восточно-Европейской платформ позволяют кратко рассмотреть черты сходства и различия в их становлении.

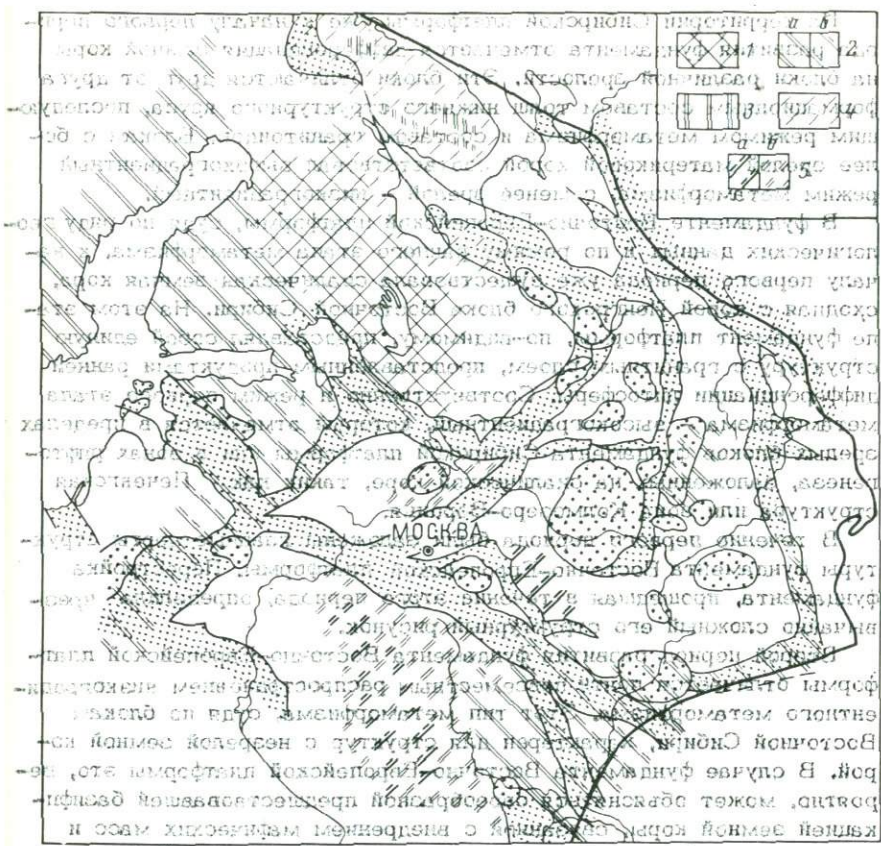


Рис. 6. Палеотектоническая схема Русской плиты и восточной части Балтийского щита. Третий этап (ранний протерозой).

1 - область отсутствия метаморфизма данного этапа (область стабилизации); 2-3 - выявленные районы проявления высокоградийентного метаморфизма; 2 - зональный метаморфизм (а - прогрессивный, б - регрессивный), 3 - прогрессивный зональный метаморфизм с переходом к концу этапа к низкоградийентному; 4 - выявленные районы проявления низкоградийентного регрессивного метаморфизма; 5 - районы проявления метаморфизма, не определенного по режиму, в условиях фаций зеленых сланцев; а - прогрессивного, б - регрессивного. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

На территории Сибирской платформы уже к началу первого периода развития фундамента отмечается дифференциация земной коры на блоки различной зрелости. Эти блоки отличаются друг от друга формационным составом толщ нижнего структурного яруса, последующим режимом метаморфизма и составом гранитоидов. Блокам с более зрелой материковой корой соответствовал высокоградиентный режим метаморфизма, с менее зрелой — низкоградиентный.

В фундаменте Восточно-Европейской платформы, судя по ряду геологических данных и по режиму раннего этапа метаморфизма, к началу первого периода уже существовала сиалическая земная кора, сходная с корой Иенгского блока Восточной Сибири. На этом этапе фундамент платформы, по-видимому, представлял собой единую структуру с гранитным слоем, представленным продуктами ранней дифференциации литосферы. Соответственно и режим первого этапа метаморфизма — высокоградиентный, который отмечается в пределах зрелых блоков фундамента Сибирской платформы или в зонах рифтогенеза, заложенных на сиалической коре, таких как Печенгская структура или зона Колмозеро-Воронья.

В течение первого периода были заложены главные черты структуры фундамента Восточно-Европейской платформы. Перестройка фундамента, прошедшая в течение этого периода, определила чрезвычайно сложный его структурный рисунок.

Второй период развития фундамента Восточно-Европейской платформы отличается почти повсеместным распространением низкоградиентного метаморфизма. Этот тип метаморфизма, судя по блокам Восточной Сибири, характерен для структур с незрелой земной корой. В случае фундамента Восточно-Европейской платформы это, вероятно, может объясняться своеобразной предшествовавшей базификацией земной коры, связанной с внедрением мафических масс и раздвижением блоков. В отличие от этого в Восточной Сибири в течение второго периода сохраняется направленное развитие структур в тех же режимах метаморфизма. По-видимому, в это время прекращаются главные складчатые деформации в пределах Иенгского и Тимптоно-Учурского блоков, которые объединяются и в дальнейшем противопоставляются Олёкминскому, Джугджуро-Становому и Батомгскому складчатым поясам. В последних сохраняется умеренноградиентный режим метаморфизма.

В Олёкминском, Джугджуро-Становом и Батомгском складчатых поясах активное развитие продолжается и в раннем протерозое с переходом этих структур в режим метаморфизма высоких термических градиентов. На этом периоде здесь появляются зрелые осадки, калиевые гранитоиды, переходные формации, развиваются зеленокаменные пояса. К концу раннего протерозоя Олёкминская и Батомгская части Олёкмо-Становой зоны приключаются к Алданскому массиву.

На Восточно-Европейской платформе в раннем протерозое окончательная стабилизация, по-видимому, также происходит неодновременно. К районам более ранней (доладжской) стабилизации можно

отности Центрально-Карельский, Воронежский, Кольский массивы. С другой стороны, такие регионы, как районы Ладogi, Беломорья, Воронцовской мульды, в это время еще продолжали свое развитие, закончив его лишь к концу раннего протерозоя.

Таким образом, изложенный материал свидетельствует, что Сибирский и Восточно-Европейский кратоны развивались в докембрии существенно по-разному. Сибирский путь развития можно назвать конструктивным. Для него характерно наличие в раннем архее нескольких самостоятельных крупнейших мегаблоков с различной степенью зрелости земной коры. Направленное развитие в течение докембрия приводит к последовательному образованию в пределах мегаблоков нормальной континентальной коры и соответственно к последовательному воссоединению мегаблоков в единой мегаструктуре фундамента платформы. Восточно-европейский путь развития можно назвать деструктивно-конструктивным. Он характеризуется наличием в раннем архее единой крупнейшей мегаструктуры с первичной сиалической корой и последующим раздроблением этой структуры, происходящим на фоне своеобразной базификации, которая в конце концов сменяется снова гранитизацией и становлением новой сиалической земной коры.

На фоне такого направленного развития для обеих платформ отмечаются зоны резко аномального развития в течение всего докембрия (Мамская, Беломорская зоны). Объяснение этих особенностей требует специальных исследований.

Н.А. Штрейс, С.В. Богданова,
Р.А. Гафаров, Г.Л. Горощенко, А.М. Лейтес,
В.П. Мартынова, А.С. Новикова,
А.А. Савельев, В.С. Федоровский

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТНИКА ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ

Успехи в развитии наук о Земле открыли новые перспективы изучения докембрия древних платформ. Возникла возможность по-новому интерпретировать и коррелировать важные события геологической истории докембрия начиная с самых ранних этапов становления земной коры континентов. Новые данные позволяют выяснить условия тектонического режима и наметить общий ход геологических событий в раннем докембрии.

Вопросы сравнительной тектоники фундамента древних платформ, и прежде всего Восточно-Европейской и Сибирской, рассмотрены под разным углом зрения в трудах многих исследователей. Различным аспектам геологии архея и протерозоя посвящены многочисленные монографии и сборники Института геологии и геохронологии

декембрия АН СССР, серия книг по декембрию континентов, подготовленных сибирскими геологами, карта декембрийского фундамента территории СССР, составленная под руководством К.О. Крайца, и многие другие обобщения как отдельных исследователей, так и больших научных коллективов.

При сравнительном анализе тектоники дорифейского фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ, предпринятом нами, использованы не только результаты работ членов нашего коллектива, но и данные многих других исследователей. Без этого было бы невозможно обосновать то, что изложено ниже. Важные компоненты методической основы проведенного анализа — принцип мобилизма и концепция стадийности геологического процесса, разработанная в Геологическом институте АН СССР под руководством А.Б. Пейве на материалах изучения складчатых систем фанерозоя, дна современных океанов и зон перехода от океанов к континентам.

Результаты исследования истории структурно-вещественных преобразований дорифейских комплексов и сравнительного анализа тектоники фанерозойских складчатых поясов и фундамента древних платформ убеждают в том, что оформление структуры, становление и эволюция земной коры фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ происходили по единому плану.

Длительное геологическое развитие, обеспечившее образование фундамента обеих древних платформ, — крупнейших структурных единиц континента Евразии, было направленным и так же, как при становлении континентальной коры геосинклинальных складчатых систем фанерозоя, осуществлялось в процессе последовательного преобразования коры океанического типа в кору континентальную. В ходе этого процесса удается распознать стадии, аналогичные океанической, переходной и континентальной.

Анализ вещественного состава и строения раннедекембрийских образований Восточно-Европейской платформы позволяет наметить два ряда формационных комплексов, образующих структуру ее фундамента. Комплексы первого ряда развиты наиболее широко в восточной части платформы (волго-уральский тип), второго — преимущественно на западе (свеко-карельский тип).

Структурно-формационные комплексы волго-уральского типа дают представление о ранних стадиях формирования континентальной коры, а свеко-карельского — об особенностях ее строения в поздние стадии (рис. 1, см. вкладку 2).

Структуры волго-уральского типа, выделяемые в литературе как архейские массивы, или как протоплатформы, сложены полиметаморфическими породами существенно базитового состава, образовавшимися по габброидам, толеитовым вулканитам, железисто-кремнистым образованиям (отраденская серия Волго-Уральской области, бугский комплекс Украины, породы субстрата Мурманского массива), а также по вулканогенно-осадочным и осадочным высокоглиноземистым и глиноземистым толщам в сочетании с основными вулканитами и железисто-кремнистыми образованиями (кольская серия, большечеремшанская серия).

Перечисленные комплексы претерпели региональный метаморфизм гранулитовой фации, сопутствовавшую ему гранитизацию и плагио-гранитизацию около 3 млрд. лет назад и разновременные явления наложенных регрессивных преобразований. Они составляют в современной структуре фундамента фрагменты протометаморфического слоя, который по составу и физическим свойствам был близок „базальтовому“ (гранулит-базитовому) слою современных континентов.

Структуры свеко-карельского типа, известные среди геологов под названием „свекофенно-карелид“, сложены существенно иным набором пород, сформировавшимся в интервале 3.0-1.6 млрд. лет. Наиболее древние комплексы представлены метавулканитами спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формаций (парандовская, бергаульская, михайловская, конкско-верховцевская серии), сопоставимыми с вулканитами второго слоя современных океанов. Вверх по разрезу их сменяют образования переходной стадии: контрастные и дифференцированные серии островодужного типа (гимольская, центрально-шведская, криворожская, курская серии), а затем - флишоидные и молассоидные вулканогенно-осадочные зонально метаморфизованные комплексы ладожской, воронцовской и ингулецкой серий.

Отмеченные вулканогенно-осадочные ассоциации образуют латеральные ряды контрастных структур и формаций, сравнимых с палеоструктурами и формациями складчатых систем фанерозоя и современных зон перехода от океана к континенту. В структурах свеко-карельского типа осадочно-вулканогенные формации переходной стадии сохранились в узких линейных зонах и локальных участках среди обширных полей, сложенных породами диорит-плагиогранитной, гранодиорит-гранитной и гнейсово-мигматитовой формаций, выступающих в куполах и валобразных формах.

Чрезвычайно интересная особенность формирования гранитно-метаморфического слоя структур свеко-карельского типа состоит в том, что его становление происходило в процессе прогрессивного разрастания как в пространстве, так и во времени (рис. 2, см. вкладку 2). Намеченные внутри Свеко-Карельского сегмента Балтийского шита пластины земной коры, прошедшие в разное время сначала океаническую, а затем переходную (островодужную) стадии развития, оказались расположенными рядом, что несомненно вызвано их тектоническим сближением по латерали. В узких зонах сочленения разновозрастных пластин нередко прослеживаются тектонические фрагменты коры океанического типа, сопровождаемые чешуйчато-надвиговыми структурами. Соотношения гранитизированных пластин с этими структурами свидетельствуют о том, что гранитообразование и метаморфизм неизменно сопровождался тектоническим сжатием, происходившим в разные этапы становления гранитно-метаморфического слоя. Этот процесс сопровождался формированием алохтонных массивов плагио-микроклиновых гранитов в структурах свеко-карельского типа. Он захватил и структуры волго-уральского типа, составившие протометаморфический слой. С последним, однако, связано формирование лишь автохтонных гранитоидов диорит-плагиогранитной, гранодиорит-гра-

нитной и гнейсово-мигматитовой формаций. Эти образования развиты спорадически и не достигают значительных мощностей (первые километры).

Процесс созидания гранитно-метаморфического слоя завершился формированием вулканоплутонических формаций Смоланда-Вермланда, гранитов рапакиви, а также образованием тяготеющих к ним наложенных впадин, выполненных терригенными толщами типа поздних моласс (Далекарлия, Сатакунта). Эти комплексы свидетельствуют о наступлении континентальной стадии развития обоих типов структур фундамента Восточно-Европейской платформы.

Направленный процесс формирования структур волго-уральского и свеко-карельского типов сопровождался явлениями деструкции, возникшими на разных стадиях их становления. Эти явления, вызванные горизонтальными движениями, приводили к разрывам сплошности различных горизонтов коры, их раздвижению и образованию грабенообразных и рифтогенных форм. Среди них - Печенгская и Сарма-новская рифтогенные впадины, наложенные на структуру протометаморфического слоя, и ятулийские грабенообразные формы - на относительно ранее стабилизированные участки гранитно-метаморфического слоя. Накопление терригенно-вулканогенных образований ятулия завершилось протрузиями базит-гипербазитов, внедрением карбонатов и щелочных пород, свойственных более позднему, по-видимому, уже рифейскому этапу развития Балтийского щита. Процесс рифтообразования этого этапа захватил и плитную часть фундамента платформы и выразился в формировании вулканогенно-терригенных пород, заполняющих авлакогены средне-верхнерифейского времени.

Современная структура раннедокембрийских образований расчленяется на ряд асимметричных сегментов, различающихся полнотой намеченных типов разрезов земной коры, временем становления гранитно-метаморфической оболочки и проявления континентальной стадии развития (рис. 1). Каждому из сегментов свойственно чешуйчато-надвиговое строение, вырисовывающееся по многочисленным зонам дизъюнктивных нарушений дугообразной формы. Эти зоны, местами значительной протяженности, отличаются пестрым набором формационных комплексов, принадлежащих разным стадиям развития оболочек земной коры. Их образование сопровождалось явлениями брекчирования, катаклаза и милонитизации пород. С такими зонами связаны линейно вытянутые протрузивные тела гипербазитов и габбро-норит-анортозитов. Сейсмические профили трассируют круто наклоненные поверхности этих нарушений, выполняживающихся с глубиной.

Проведенный анализ тектоники и эволюции земной коры Восточно-Европейской платформы в докембрии раскрывает необратимый ход развития структуры ее фундамента, предопределивший места расположения его щитов и плит.

Обратимся теперь к строению Сибирской платформы. Особенности тектоники и становления континентальной коры фундамента этой платформы лучше всего выясняются в пределах его выступа, про-

тягивающегося от Байкала до Охотского моря. Начиная с рифея, т.е. с 1.7–1.6 млрд. лет назад, здесь не было ни существенных деформаций, ни метаморфизма, а весь этот обнаженный в современном срезе массив представлял собой область устойчивого высокого стояния. Геологические события, приведшие к формированию здесь континентальной коры, завершились к началу рифея.

В строении массива отчетливо выражены два тектонических этапа, которым соответствуют два крупных этапа развития (рис. 3, см. вкладку 3). Нижний этап образован интенсивно складчатými полиметаморфическими кристаллическими сланцами и гнейсами архея. Исходные породы были представлены комплексами меланократового базитового фундамента (первичная земная кора) и его вулканогенно-осадочной оболочки. В строении разрезов этой оболочки большая роль принадлежала базальтоидам толеитового типа. Меньшее значение имели первично-осадочные компоненты разреза, которые были представлены главным образом хемогенными кремнистыми и карбонатными отложениями при подчиненной роли обломочных.

Все эти породы испытали глубокий региональный метаморфизм гранулитовой фации 3.5–3.0 млрд. лет назад, а затем, в раннем протерозое, – повторный высокотемпературный регрессивный метаморфизм и мощную регионально проявленную гранитизацию. К ним относятся (рис. 2) комплексы алданского архея (яенгская серия и тимптоноджелтулинский комплекс), курультино-гонамская, чогарская и некоторые другие полиметаморфические толщи Станового хребта.

В целом в результате сложной совокупности явлений тектонического скупивания, регионального метаморфизма и магматизма, происходивших на раннем этапе, первичная меланократовая кора и ее супракрастальная оболочка к рубежу 3.0 млрд. лет были превращены в протометаморфический гранулит-базитовый слой. Этот слой был гетерогенным и включал отдельные центры, или „островки“, более или менее интенсивно проявленной архейской гранитизации. И все же по физическим свойствам и валовому химическому составу протометаморфический слой отвечал не „Гранитному“, а „базальтовому“ слою современных континентов. Мы видим, таким образом, что ранний этап еще не привел к возникновению зрелой континентальной коры. Становление такой коры с мощным „гранитным“ слоем было содержанием следующего, позднего, этапа.

Обширная область новообразованного протометаморфического слоя в дальнейшей палеотектонической обстановке играла роль поднятия относительно океанической области, находившейся южнее. Массив протометаморфического слоя представлял собой прообраз будущих континентов, похожий на них внешне, но еще не обладавший зрелой корой континентального типа. Именно эта особенность массива, названного протоконтинентом Восточной Сибири, предопределила дальнейшие события в ходе следующего этапа: накопление в его пределах мощных осадочных толщ, процессы интенсивного гранитообразования и метаморфизма (рис. 2).

Поздний этап (3.0-1.8-1.6 млрд. лет) представлен комплексами, которые сохранили многие признаки исходных образований и позволяют уверенно судить о структуре и тектоническом режиме времени становления первой в Сибири континентальной коры. Главными тектоническими единицами в позднем этапе были протоконтинент и океаническая область (см. рисунок в другой статье Н.А. Штрейса и его соавторов в данной книге). Среди комплексов океанической области выделены (рис. 3) образования океанической стадии, представленные спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формациями (муйская серия), и переходной стадии в виде вулканогенно-обломочных серий островных дуг (делюнуранская серия). В пределах краевой зоны протоконтинента в это время происходило накопление мощных отложений протоконтинентального подножия, склона и шельфа (тоядско-бодайбинская серия), а в более удаленных от океана областях - пестроцветных толщ внутренних прогибов (удоканская серия). Все эти осадочные толщи накапливались на протометаморфическом слое и принадлежат переходной стадии становления континентальной коры. В их основании нередко обнаруживаются шовные рифтогенные прогибы, сложенные вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формациями, которые отвечают стадии деструкции протометаморфического слоя, а также структуры типа односторонних грабенов.

Важнейшая особенность позднего этапа становления коры фундамента Сибирской платформы - мощные явления метаморфизма и гранитообразования. Они охватили не только раннепротерозойские вулканогенные и осадочные толщ островных дуг и осадочной оболочки протоконтинента, но и архейский протометаморфический слой. Повторный метаморфизм и гранитизация протометаморфического слоя проявлены неравномерно. Наиболее мощно они выражены в Становой зоне (рис. 3). Именно в это время здесь произошло становление зрелой континентальной коры, о чем свидетельствует появление позднего этапа наземных вулканоплутонических серий с калиевой тенденцией щелочности и поздних моласс (рис. 2) - акитканская и улканская серии, кебектинская свита.

Практически все упомянутые комплексы обладают отчетливо выраженными геофизическими характеристиками, отображенными в аномалиях магнитного и гравитационного полей. Это позволяет проследить их от обнаженных выступов фундамента в пределы обширных пространств, погребенных под платформенным чехлом (рис. 4, см. вкл. 3). Такой анализ, несмотря на малое число скважин глубокого бурения, облегчается тем, что дорифейский фундамент обнажен не только на юге платформы, но и на севере, в пределах Анабарского массива и Оленёкского поднятия.

Анабарский массив сложен полиметаморфическими комплексами архея, сопоставимыми с тимлтоно-джелтулинским комплексом Алданского щита. На Оленёкском поднятии из-под платформенного чехла местами выступают толщ, аналогичные комплексам рифтогенных и внутренних прогибов протоконтинента, выделенных на юге платформы.

Мы видим, таким образом, что структура фундамента Сибирской платформы неоднородна. Ее периферическая зона представляет собой грандиозное „гранитное“ кольцо зрелой континентальной коры, а центральная часть сложена протометаморфическим слоем или, иными словами, несовершенной корой континентального типа.

Формирование структуры дорифейского фундамента Сибирской платформы происходило при значительных горизонтальных перемещениях крупных пластин земной коры. Геологические данные, свидетельствующие об интенсивных горизонтальных сжатиях, вызванных такими перемещениями, получены на юге платформы. Результатом этого процесса было формирование в раннем протерозое колоссальной Саяно-Байкало-Патомской системы складчатых дуг протяженностью около 2000 км. Геометрический структурный анализ показал, что складчатость была вызвана сжатием, направленным с севера на юг. Образование складчатых дуг сопровождалось возникновением тектонических покровов, нагромождением аллохтонных пластин, к фронтальным частям которых приурочены вспьшки метаморфизма, гранитообразования и повторной складчатости. Мощные горизонтальные перемещения отразились и на глубинной структуре. К зонам нагромождения аллохтонных пластин в крыльях дуг приурочены гравитационные ступени, уступообразное увеличение мощности земной коры и резкие изменения граничной скорости сейсмических волн по поверхности мантии. Палинспастические реконструкции позволяют оценить амплитуду горизонтальных перемещений в сотни километров.

В Сибири океаническая кора раннего протерозоя в отличие от коры подобных областей Восточно-Европейской платформы вошла в состав дорифейской континентальной коры лишь частично и обнаруживается в основании островодужных серий. Комплексы океанической коры других участков испытали в раннем протерозое тектоническое скупивание, метаморфизм фации зеленых сланцев и были пронизаны телами габбро-плагитогранитной формации. Такие участки к началу рифея еще не приобрели свойств зрелой континентальной коры. Они вошли в состав континентальной коры позже — в процессе развития геосинклинальных складчатых систем фанерозоя.

Особенности структуры фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ предопределили важные черты в дальнейшем развитии тектоники этих крупнейших структурных единиц Евразии. Так, платформенный чехол, занимающий очень большие площади на обеих платформах, характеризуется определенными закономерностями в пространстве, строении разрезов и их стратиграфическом объеме. Эти закономерности не случайны и зависят от степени зрелости, совершенства континентальной коры, которая служит фундаментом платформы.

На Сибирской платформе зрелая континентальная кора образует как бы кольцо, опоясывающее центральный массив протометаморфического слоя. Физические и химические характеристики пород этого центрального массива соответствуют свойствам „базальтового“ слоя

континентальной коры, тогда как свойства коры внешнего кольца отвечают зрелой континентальной коре с „гранитным“ слоем. Анализ пространственного размещения платформенных осадочных комплексов показывает, что их накопление происходило главным образом в пределах центральной области с ее несовершенной корой. Внешнее же кольцо на протяжении всего рифея и фанерозоя выступало как область высокого стояния, что объясняется постоянной тенденцией к изостатическому всплыванию этой области, получившей зрелую континентальную кору с мощным „гранитным“ слоем в результате дорифейского тектогенеза.

Сходная картина обнаруживается и на Восточно-Европейской платформе. Зрелая континентальная кора образует широкий и протяженный дугобразный пояс, охватывающий Балтийский и Украинский щиты. Платформенный чехол развит в пределах этого пояса не повсеместно, имеет редуцированные разрезы и небольшую мощность. Во внутренней части полукольца, в Волго-Уральской области, наоборот, чехол развит гораздо полнее. В отличие от внешней зоны фундамент платформы сложен здесь комплексами несовершенной континентальной коры, сравнимой с корой фундамента центральной части Сибирской платформы.

Еще менее совершенная кора наблюдается в пределах полей развития траптов, наиболее широко распространенных на Сибирской платформе. Для фундамента глубоких депрессий Тунгусской синеклизы по сейсмическим данным установлено резкое утонение и даже полное выклинивание „гранитного“ слоя, сопровождаемое заметным подъемом поверхности Мохоровичича.

На Восточно-Европейской платформе похожая ситуация наблюдается в Прикаспийской впадине, где мощный платформенный чехол сочетается с утоненной континентальной корой и выклиниванием „гранитного“ слоя на больших площадях.

Итак, проведенный анализ убеждает нас в том, что общий ход геологических событий в раннем докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ был направлен по пути последовательного соиздания оболочек земной коры. Проведенный анализ позволяет по-новому интерпретировать структуру фундамента древних платформ, в становлении которой большая роль принадлежала горизонтальным движениям.

О НЕКОТОРЫХ ТИПАХ КРАТОГЕНОВ В ДОКЕМБРИИ

Участки земной коры, прошедшие стадию мобильного развития с проявлением интенсивных глубинных тектонических, метаморфических и плутонических процессов, в итоге приводивших к количественному и качественному изменению структуры коры, ее состава и в связи с этим — к ее кратонизации, рассматриваются здесь как кратогены. Такие кратогены в докембрии, развивавшиеся в виде мобильных поясов, в доступных непосредственному наблюдению сечениях характеризуются сильной дислоцированностью и глубоким преобразованием вещества коры, что резко отличает их от более древних, смежных с ними участков коры. Наряду с этими, общими для докембрийских кратогенов, чертами они различаются между собой по ряду особенностей как своего строения, так и эволюции, а следовательно, по той роли, которую они играют в образовании качественно новой коры. Эти особенности кратогенов несомненно являются, как показано в других статьях настоящего сборника (К.О. Кратца и Ф.П. Митрофанова, К.О. Кратца и др.), категорией исторической и в значительной мере зависят от общего состояния земной коры на разных этапах ее поступательного развития. В настоящей статье делается попытка выявить некоторые основные черты строения и эволюции докембрийских кратогенов (мобильных поясов) и на основе этого провести их предварительную типизацию. Будучи лишь предварительной, подобная типизация, естественно, не охватывает всех разновидностей кратогенов, но как таковая позволяет обратить внимание на большое разнообразие путей развития земной коры в докембрии.

В основу выделения типов мобильных поясов—кратогенов положены признаки, которые в своей совокупности позволяют судить о различиях в их развитии и в преобразовании земной коры. Эти признаки следующие: 1) наличие или отсутствие супракrustальных пород, отвечающих времени образования или преобразования рассматриваемой области, их литологический состав и формационная принадлежность; 2) характеристика фундамента; 3) характер деформаций и структурный рисунок; 4) особенности магматизма; 5) тип метаморфизма.

На современном уровне наших знаний по совокупности перечисленных признаков представляется возможным выделить шесть типов мобильных поясов докембрия, показанных на рис. 1. При этом в качестве примеров авторы стремились рассматривать наиболее характерные случаи, когда каждый из устанавливаемых типов проявился в „чистом“ виде. Особо стоят примеры, в которых наблюдаются признаки двух или даже нескольких типов мобильных поясов, и в таких случаях, вероятно, можно говорить о переходном или смешанном типе. Ниже кратко рассматриваются следующие, выделен-

ные нами типы поясов: 1) зеленокаменные пояса, 2) свекофенский, 3) карельский, 4) гренвилльский, 5) ирумилский, 6) дамарский.

Тип зеленокаменных поясов. Этот тип мобильных поясов характерен для более ранних — архейских — этапов развития земной коры; при этом устанавливаются по крайней мере три возрастные их генерации: 3.5, 3.0 и 2.6 млрд. лет. Эти архейские зеленокаменные пояса, хотя и не во всех трех генерациях, развиты практически на всех континентах.

Супракrustальные образования зеленокаменных поясов характеризуются сходством и относительным постоянством состава на всех древнейших щитах (Южная Африка, Канада, Индия, Австралия, Балтийский щит, Гренландия и др.). Характерны две серии пород. Нижняя — мощная вулканическая толща, состоящая из преобладающих базальтоидов, по составу близких к базальтам, современных островных дуг, которые вверх сменяются подчиненными по количеству среднего и кислого состава вулканитами. В ряде случаев самая нижняя ее часть представлена высокомагнезиальными основными и ультраосновными вулканитами (коматитами). Верхняя серия сложена существенно незрелыми граувакко-сланцевыми отложениями вулканокластического характера, часто несущими пачки железистых кварцитов (альбомский тип) и конгломератов. Нередко эта последовательность в разрезе зеленокаменного комплекса повторяется несколько раз.

Несмотря на разногласия, большинство исследователей признает наличие, более древнего гранито-гнейсового фундамента, подстилающего вулканогенно-осадочный комплекс, что теперь убедительно установлено для ряда районов Южной Африки (Hunter, 1974; Kröner, 1976), Канады (Baragar, 1972), США (Goldish, Hedge, 1974), Лабрадора и Гренландии (MacGregor, 1976), Балтийского щита (Земная кора . . . , 1978; Геология и петрология . . . , 1978).

Структурный рисунок зеленокаменных поясов определяется складчатыми деформациями, для которых характерны сжатые, изоклинные складки с крутопадающими осевыми поверхностями и предолитными зонами интенсивного расщепления (Ковард и др., 1970). Складчатые структуры усложнены округлыми или неправильно изометричными диапировыми интрузиями тоналитов, расположенными, как правило, вдоль краевых частей поясов.

Кроме гранодиорит-тоналитового плутонизма возникновение зеленокаменных поясов в отдельных случаях сопровождается интрузиями ультраосновных и основных пород. Эти интрузии, отличающиеся от альпийского типа гидербазитов, не дают основания выделить в рассматриваемых поясах типичные офиолитовые комплексы.

Метаморфизм на многих щитах (Канада, Африка, Австралия, Балтийский щит) достигает лишь зеленосланцевой фации, определяющей название поясов, и только вокруг тоналитовых интрузий он имеет более высокую степень. В других поясах с более сложной деформационно-метаморфической историей обычен метаморфизм амфиболитов.

товой (пояса Полмос–Порос, Касила и др.) и даже гранулитовой фаций (Гренландия, Австралия, Индия, Восточная Сибирь).

Наличие описанного выше строения зеленокаменных поясов при весьма ограниченном в целом проявлении надвиговых и покровных тектонических структур позволило большинству исследователей прийти к мнению об определяющей роли вертикальных, а не тангенциальных движений в окончательном формировании этих поясов. При этом, несмотря на различия во взглядах, предпочтение отдается гравитационно-интрузивной модели, более полно объясняющей основные особенности тектонической структуры зеленокаменных поясов. Согласно этой модели, кора вдоль пояса под тяжестью массы более тяжелых базальтоидных вулканитов прогибается, что сопровождается вертикально дифференциальным растяжением вулканогенно-осадочных толщ и их смятием в сжатые, крутые складки. При относительно малой мощности коры и высоком геотермическом градиенте происходит ремобилизация погружающегося сиалического основания и на сравнительно небольшой глубине температура достигает температуры плавления гранита. Более легкий реомобилизованный гранитный материал преимущественно вдоль краевых частей погружающейся призмы зеленокаменных толщ выжимается вверх в виде диапировых интрузий, вызывающих еще большее осложнение складчатых структур, появление разрывных, надвиговых нарушений и повышенный экзоконтактный метаморфизм окружающих пород. На основе геохимических данных можно предположить, что одновременно происходит существенное добавление ювенильной тоналитовой магмы из мантии.

В связи с развитием поздних (позднеархейских) генераций зеленокаменных поясов появляются и завершающие нормальные калиевые граниты и в отдельных случаях – конгломерато-песчаниковые комплексы молассоидного типа. Формирование такой новой, гетерогенной протоконтинентальной коры на месте зеленокаменного пояса происходит с увеличением ее мощности и дальнейшей кратонизацией.

Свекофениский тип. Появление свекофениского типа относится к среднему докембрию. Наиболее характерными примерами его служат области развития свекофенид Южной Финляндии, Центральной Швеции и Кетилдский пояс Южной Гренландии.

Супракrustальный комплекс мобильных поясов данного типа характеризуется наличием мощных, нередко ритмично-слоистых граувакво-сланцевых толщ и местами мелкозернистых кварц-полевошпатовых пород (лептитов). Основные метавулканиты имеют ограниченное распространение: то присутствуют в низах комплекса, то венчают его разрез. Общая мощность достигает 12 000–15 000 м. В пределах этих поясов фундамент супракrustальных серий достоверно не установлен (свекофениский тип) или обнаруживается только в зоне сочленения со смежным, более древним стабильным кратоном.

Названные выше области отличаются „мозаично-петельчатым“ структурным рисунком, который определяется широким, нередко преобладающим распространением гранитоидов в виде изометричных,

неправильно-округлых полей и узкими закатами и между ними извилисто-изгибающимися сланцевыми зонами (рис. 2).

При весьма ограниченном развитии интрузивного (как и экструзивного) основного и особенно ультраосновного магматизма повсеместно проявлен интенсивный гранитоидный плутонизм, по своему характеру и составу изменявшийся во времени. Ранний (сиинтектонический) этап отличается развитием гранодиорит-троцдемит-адамеллитовой ассоциации, а поздний (позднетектонический) — интенсивным проявлением калиевых гранитов и сопряженных с ними мигматитов. Примечательно, что в ряде случаев (Балтийский щит) под полями интенсивной мигматизации, по геофизическим данным, устанавливается подъем поверхности Мохоровичича (Земная кора . . . , 1978). Завершается кислый плутонизм внедрением посттектонических существенно калиевых гранитов и общей кратонизацией пояса. Характерным является зональный региональный метаморфизм пониженных давлений с проявлением интенсивных тепловых потоков (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) и с изменением степени метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой фации в осевых частях пояса (Alaart, 1976).

Отсутствие протяженных прямолинейных тектонических структур исключает сколько-нибудь существенную роль горизонтальных напряжений в формировании поясов данного типа. Представляется, что приведенные выше основные черты поясов свекофенского типа могут быть наиболее полно объяснены с позиций растяжения земной коры, с ее утонением и подъемом границы Мохоровичича, но без разрыва сплошности коры, не давшего возможности проникновений вверх значительных масс мафического подкорового вещества. При этом возникли благоприятные условия для проявления интенсивных тепловых потоков и пониженных давлений, обусловивших метаморфизм андалузит-силлиманитового типа и способствовавших широкому развитию гранитоидного плутонизма и крайнему реоморфизму сиалического основания с внедрением мобильных гранитных масс в высокие сечения коры.

Карельский тип. Этот тип, как и свекофенский, в характерном своем выражении появляется в среднем докембрии в условиях уже достаточно мощной консолидированной континентальной коры. К этому типу крагогенов нами относятся области развития карелид в Центральной и Восточной Финляндии и нагсугтокид в Гренландии. Отлагавшиеся в таких мобильных поясах супракрустальные толщи в значительной большей части представлены терригенными, преимущественно песчано-глинистыми отложениями, превращенными в зависимости от степени метаморфизма в различные кристаллические сланцы и гнейсы. Вулканические породы, в том числе основного состава, редки.

Супракрустальные толщи подстилаются достоверно устанавливаемым более древним гранито-гнейсовым основанием. Разрез супракрустального комплекса в случае его более полной сохранности начинается относительно маломощными эпиконтинентальными кварцито-песчаниками с галечниками, частью карбонатно-сланцевыми породами,



Рис. 2. Пример структурного рисунка тектоногенов свекофеннского типа.

1 - свекофенские гранитоиды (а - раннеорогенные, б - позднеорогенные), 2 - свекофенские вулканиды, 3 - зоны свекофенской мигматизации, 4 - платформенный чехол, 5 - разломы.

которые затем сменяются значительными по мощности толщами флишеидного типа - ритмично-слоистыми песчано-глинистыми отложениями (граувакками). Эта особенность разреза свидетельствует о заложении мобильного пояса на стабильной континентальной коре. На это указывает и наличие в фундаменте роев даек основного состава и вулканических борозд, предшествовавших развитию мобильного пояса, и, вероятно, отражающих дробление коры, которое предопределяло заложение подвижного пояса.

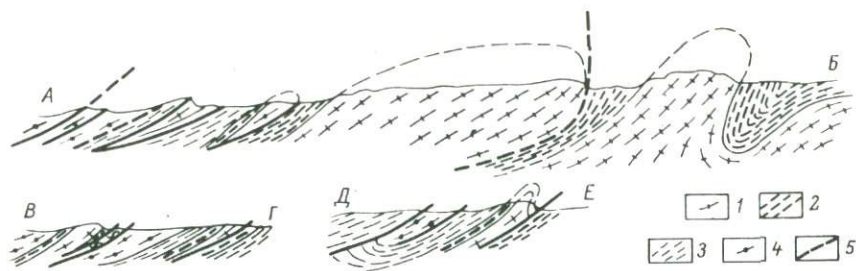


Рис. 3. Разрезы Сортавальской группы поднятий (Карельский тип).

1 - гранито-гнейсы фундамента, 2 - нижняя толща ладожской серии, 3 - средняя толща ладожской серии, 4 - надвиги, 5 - предполагаемые геологические границы.

Определяющими в тектоническом развитии и строении рассматриваемых мобильных поясов - кратогенов - являются надвиги и тектонические покровы, которые определяют и их общий линейный структурный узор (Escher e. a., 1976). При этом надвиговые структуры, которые представляют собой жесткие пластины гранито-гнейсового фундамента и „вклиненные“ между ними сложнорасположенные более молодые супракrustальные толщи, перемещены в сторону смежного устойчивого фюландского жесткого стабильного кратона (рис. 3, Вярюнен, 1959). Перемещение тектонических пластин, по мнению ряда исследователей, достигает десятков километров.

Интрузивный основной и ультраосновной магматизм не характерен и отмечается лишь местами единичными интрузивными телами среди супракrustальных толщ. Кислый плутонизм, как и в свекофенском типе, проявляется в виде более ранних кислых и умеренно кислых гранитоидов натрового ряда и завершающих мигматитообразующих калиевых гранитов. Однако гранитоидный плутонизм в данном случае менее интенсивен и не сопровождается полным реоморфизмом гранито-гнейсового фундамента.

Поле нагсугтокид характеризуется региональным метаморфизмом повышенных давлений (кианит-силлиманитовый тип), тогда как в пределах карелид он относится к фациальной серии пониженных давлений (андалузит-силлиманитовый тип), местами повышающихся до появления ассоциации с кианитом.

Формирование кратогена карельского типа при всей совокупности изложенных выше основных его особенностей представляется следствием начального дробления (деструкции) стабильной земной коры с заложением мобильного пояса, характеризующегося типичным для него осадконакоплением, и последующего развития в условиях интенсивного тангенциального сжатия с перемещением возникших тектонических пластин в сторону смежного устойчивого кратона. Нагромождение тектонических покровов привело к образованию коры

значительно большей мощности, о чем свидетельствует и наличие желоба на поверхности Мохоровичича под поясом карелид Восточной Финляндии (Земная кора . . ., 1978).

Такое утолщение вновь образованной коры делало ее менее доступной для проникновения сколько-нибудь значительных масс подкорковых магм, но благоприятствовало возникновению в глубинных сечениях условий метаморфизма повышенных давлений. Оно, вероятно, обусловило и относительно ограниченный тепловой поток, который в доступных наблюдениях сечениях (амфиболитовая фация) привел лишь к частичному реоморфизму более древнего гранитно-гнейсового фундамента.

Гренвильский тип. Крагогены этого типа представлены Гренвильским и Дальсландским поясами позднего докембрия, поясом Лимпопо и Льюксским поясом позднего архея Шотландии, а также Беломорским поясом на свекофенно-карельском тектоническом этапе его развития. Они проявились в пределах достаточно зрелой, консолидированной континентальной коры, что в значительной мере предопределило основные их характерные черты.

Так, крагогены этого типа отличаются прежде всего тем, что переработке эндогенными процессами в них подвергся более древний и, как правило, значительно более древний субстрат (фундамент), что отчетливо проявляется в их современном строении. Свообразие их строения подчеркивается еще более тем, что здесь в отличие от вышеописанных типов отсутствуют супракристалльные комплексы, образование которых синхронно с мобильным этапом развития. В некоторых случаях встречаются остатки супракристалльных пород, которые являются более древними, чем время заложения мобильного пояса, но совместно с несогласно подстилающими их породами кристаллического основания интенсивно переработаны в процессе развития последнего. Вместе с тем литолого-формационный состав супракристалльных пород, определяемый наличием псаммитов, полупелитов, иногда карбонатных пород, а также основных вулканитов, свидетельствует об их накоплении в условиях стабильного эпиконтинентального шельфа (группа Гренвиль, формация Мессина пояса Лимпопо, формация Телемарк в Дальсландском поясе). Местами на платформенный характер этих отложений и стабильные условия седиментации указывает присутствие доскладчатых интрузий нефелиновых сиенитов и роев даек.

Для крагогенов данного типа характерен „интерференционный” тектонический узор, обусловленный наложением более молодых деформаций на уже существовавшие структуры фундамента. Так, в Гренвильском поясе устанавливаются архейские и протерозойские (гудзонские) структуры, на которые наложены собственно гренвильские структуры.

В поясе Лимпопо структурный рисунок определяется сочетанием пластических и хрупких деформаций. При этом изометричные в целом структуры древнего субстрата превращены в резко вытянутые

по простиранию пояса линейные („выпрямленные“) структурные формы, составляющие продольные шелевидные синформы с развитыми в них крутыми изоклинальными складками и узкими крутопадающими зонами скольжения. Между шелевидными синформными зонами сохраняются антиформные участки, свидетельствующие о многократной пластической переработке, но сравнительно мало затронутые процессами расщепления.

Аналогичные деформации с образованием мигматитов наблюдаются и в львовском комплексе, где отчетливо выражены такие узкие крутозалегающие зоны. Новый тектонитовый узор здесь возник в результате переработки древнего гнейсового основания совместно с супракrustальными образованиями группы Лох-Мари, представленными псаммитами, пелитами, графитистыми сланцами, мраморами, сохранившимися в виде узких зон среди регенерированных гнейсов. Своеобразие магматизма заключается в присутствии мощных анортозитовых и мангерит-анортозитовых интрузий, приуроченных к продольным краевым или осевым глубинным разломам. Завершающим является формирование гранитов и сопряженных с ними мигматитов и пегматитов.

Для образований мобильных поясов-кратогенов данного типа характерен метаморфизм гранулитовой фации повышенных и высоких давлений, локализующийся вдоль зон глубинных разломов вместе с упомянутыми выше анортозитовыми или мангерит-анортозитовыми телами. По периферии гранулитовой зоны метаморфизм снижается до амфиболитовой и даже до зеленосланцевой фации.

В некоторых поясах, например Лимпопо, такая зональность имеет симметричное строение с проявлением гранулитового метаморфизма в краевых частях пояса (зонах разлома), снижающегося к его центральной части. В ряде же случаев наблюдается лишь одна зона метаморфизма, что, возможно, обусловлено уничтожением второй краевой зоны в процессе последующих событий (Гренвильский пояс) или изначально асимметричным характером зональности в пределах пояса (Лапландская зона разломов беломорид на свекофенно-карельском этапе развития).

Как показывают приведенные данные, ведущими при формировании данного типа кратогенов были вертикальные движения, обусловившие неравномерное поднятие пояса, и сопровождавшее их внедрение глубинных анортозитовых и анортозито-мангеритовых магм с проявлением интенсивного метаморфизма.

Эти процессы осложнялись интенсивными сдвиговыми движениями вдоль пояса с резким „выпрямлением“ складчатых структур в шелевидные синформные структурные зоны и одновременным образованием зон скольжения вследствие противоположно направленных горизонтальных перемещений смежных стабильных сегментов коры или кратонов. Интенсивные эндогенные процессы в этом типе мобильных поясов привели, по-видимому, к нарастанию мощности земной коры. Так, например, на Канадском щите в смежном с Гренвильским поясом стабильном кратоне (провинции) Сьюпириор мощность коры со-

ставляет 34 км, тогда как в самом поясе она достигает 39 км. При этом выведенные ныне на дневную поверхность в осевой части пояса породы гранулитовой фации метаморфизма свидетельствуют о глубокой эрозии данной структуры и о некогда значительно большей мощности земной коры в его пределах.

Ирумидский тип. Кратогены этого типа встречаются большей частью в позднем докембрии в областях со зрелой континентальной корой (пояса Ирумидский, Убедийский, Мозамбикский и др.). Этот тип напоминает гренвийский тем, что для него также характерно отсутствие супракристалльных толщ, связанных с развитием мобильного пояса. Поэтому в современном эрозионном срезе процессы регенерации коры проявляются в большинстве своем в древнем гетерогенном кристаллическом фундаменте. Наблюдающиеся в некоторых случаях залегающие на нем более молодые, существенно обломочные отложения являются более древними, чем этап мобильного развития. Так, например, встречающиеся в Убедийском поясе породы серии Мува, представленные конгломератами, кварцитами, складчатými сланцами и ожелезненными песчаниками, залегают несогласно на гранито-гнейсовом основании и вместе с ним интенсивно деформированы, метаморфизованы и прорваны гранитами.

Для строения кратогенов данного типа характерен линейный рисунок структур, который обусловлен узкими зонами смятия, расслаивания и бластомилонитизации, следующими вдоль пояса. Отмечается, что развитие этих поясов не нарушает единства общей структуры смежных кратонов, которая иногда прослеживается в переработанном виде через поле от одного к другому (Kröner, 1976).

Экструзивные и интрузивные основные и ультраосновные магматические породы отсутствуют — свидетельство того, что глубинные разломы, нарушающие целостность коры, практически не имели места. Граниты и сопряженные с ними мигматиты приурочены к осевым частям пояса и, по-видимому, возникли за счет ремобилизации сиалического фундамента. Тектонические движения сопровождались высокоградиентным метаморфизмом амфиболитовой фации. Формирование кратогена данного типа происходило вследствие преимущественно дифференцированных вертикальных движений со сдвиговыми в условиях сильного сжатия и интенсивных тепловых потоков в пределах стабилизированной континентальной коры, но без нарушения ее общей целостности. Значение этих процессов для изменения мощности коры пока неизвестно. Данный тип мобильного пояса был выделен под названием „вестигеосинклинали“, т.е. зародыша геосинклинали (Clifford, 1968) или зон диасхизиса (Семихатов, 1974).

Дамарский тип. Этот тип кратогенов представляет собой пример переходного или промежуточного типа мобильного пояса. В характерном выражении он представлен Дамарским поясом позднедокембрийского возраста в Южной Африке (Kröner, 1977). Здесь отсутствуют надвиговые структуры, которые в карельском типе были важным фактором приращения мощности коры. Характер гранитоидных пород, в частности отсутствие пегматитов в древнем фундаменте

при наличии их в осадочных комплексах, а также ограниченное развитие гилабиссальных тел основных пород, не дают основания предполагать существенного добавления глубинного вещества, а скорее указывают на переработку коры главным образом за счет ее внутренних ресурсов. Но отсутствие необходимых геофизических данных оставляет этот вопрос открытым.

Приведенные примеры различных типов мобильных докембрийских поясов - кратоенов, естественно, не охватывают всего разнообразия, которое действительно имеет место, и многие, возможно, хорошо известные случаи, еще ждут своего рассмотрения. Однако даже эти предварительно выделенные типы позволяют видеть многообразные пути развития земной коры в докембрии и различную роль этих типов в образовании и перестройке докембрийской коры. Тем не менее авторы надеются, что предложенная статья послужит стимулом для обсуждения и дальнейшей разработки некоторых из пока недостаточно изученных проблем тектоники докембрия.

Л и т е р а т у р а

- В я ю р ю н е н Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959. 294 с.
- Г е о л о г и я и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978. 263 с.
- З е м н а я кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 231 с.
- К о в а р д М.П., Л и н т е р н Б.К., Р а й т Л.И. Ранняя деформация в осадочных породах и гнейсах северной части пояса Лимпопо. - В кн.: Ранняя история Земли. М., 1970, с.328-337.
- С е м и х а т о в М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974. 298 с.
- A l l a a r t J.H. Ketilidian belt in South Greenland. - In: Geology of Greenland, Copenhagen, 1976, p. 120-151.
- B a r a g a r W.R.A. Some physical and chemical aspects of Precambrian volcanic belts in the Canadian shields. In: Publ. Earth Physics Branch Dept. Energy Mines and Resources, Ottawa, 1972, v. 42, N 3, p. 129-140.
- C l i f f o r d T.N. Pre-Silurian geology of Africa. In: Radiometric Dating for Geologists (Ed. E.I. Hamilton and R.M. Farquhar). Lond. - N.Y. and Sydney; Interscience, 1968.
- E s c h e r A., S r e n s e n K., Z e c k H.P. Nagssugtoqidian belt in West Greenland. - In: Geology of Greenland, Copenhagen, 1976, p. 76-95.
- G o l d i c h S.S., H e d g e C.E. 3800-MYR granitic gneisses in south-western Minnesota. - Nature, 1974, v. 252, N 5483.

- H u n t e r D.R. Crustal development in the Kaapvaal craton. - Precamb. Res., 1974, v. 1, p. 259-294.
- K r ö n e r A. Proterozoic crustal evolution in parts of southern Africa and evidence for extensive sialic crust since the end of the Archaean. - Phil. Trans. R. Soc. London, 1976, A. 280, p. 541-554.
- K r ö n e r K. Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa - ancient suture or sites ofensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonic. - Tectonophysics, 1977, v. 40, N 1-2, p. 101-135.
- M a c G r e g o r V.R. The Early Precambrian gneisses of the Godthab district, West Greenland. - Phil. Trans. R.Soc. London, 1976, A. 280, p. 343-358.
- P e t e r m a n L.E., Z a r t m a n R.E., S i m s P.K. Gneiss of Early Archaean age in northern Michigan, USA. - In: Short papers of the 4-th Intern. Confer., Geochr., Cosmogeochr., Isotope geol., 1978, Geol. Surv. Open-File, Report 78-701, p. 332-334.

II. ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В РАЗВИТИИ ДРЕВНЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.А. Г л е б о в и ц к и й, В.Л. Д у к, В.И. К и ц у л,
Ф.П. М и т р о ф а н о в, Е.В. Ш а р к о в, В.В. Э з

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗВИТИИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В текущее десятилетие в геотектонике все большее значение приобретают исследования эндогенных процессов, их взаимосвязи и термодинамических режимов проявления, что вполне закономерно, так как последние прямо связаны с тектоническими режимами. Особенно эффективными геолого-петрологические методы оказываются при изучении строения и эволюции земной коры в раннем докембрии. Древнейшие комплексы фундамента древних платформ в значительной части представлены глубинными магматическими образованиями, а супракrustальные толщи настолько сильно и многократно деформированы и метаморфизованы, что первичные стратиграфические соотношения между сериями осадочных и вулканогенных пород оказываются затушеванными. Поэтому традиционные подходы к анализу тектонических режимов здесь, как правило, мало пригодны.

В качестве основы для корреляции эндогенных процессов мы принимаем выявляемую при детальном структурно-геологическом исследовании последовательность образования складок и разрезов разных генераций. Многие исследователи (Миллер, 1973; Структурная эволюция . . . , 1977; Цикличность . . . , 1978, и др.) отмечают, что деформации в метаморфических толщах проявляются циклически, однако объем и содержание деформационных циклов остаются предметом дискуссии. Ясно лишь, что деформационный цикл включает так называемый нисходящий ряд структурных форм, являющихся результатом складчатости общего смятия высокопластичных сред — в начале цикла, а в конце его — дискретно проявленных, часто разрывных деформаций жестких горных пород. Что же касается иногда устанавливаемого последовательного изменения ориентировки полей напряжения в рамках единого цикла (например, обязательное проявление радиального сжатия в его начале), то авторам настоящей работы это явление не кажется универсальным. Поэтому последовательность деформаций принимается просто как некоторая относительная временная шкала без всяких дополнительных условий.

Если увязка конкретных проявлений магматизма и метаморфизма с определенными этапами деформаций является тривиальной, хотя иногда и очень сложной задачей, то корреляция элементов структуры различных районов обычно сопряжена с серьезными трудностями

ми. Это происходит из-за того, что ни морфология складок и разрывов, ни ориентировка сил, вызывающих деформации, не являются характерными признаками этапа структурной эволюции. Поэтому за синхронные принимаются лишь те структуры, которые непрерывно прослеживаются из одного участка в другой. Для синхронизации наблюдаемых деформаций, равно как и для выделения границ деформационных циклов, одной структурно-геологической информации обычно бывает недостаточно. Только комплекс деформационных, метаморфических и магматических признаков может обеспечить корректное решение корреляционных задач.

Анализ фактического материала по различным регионам развития раннего докембрия позволяет наметить следующие закономерности. Хорошо известно, что магматизм в подвижных зонах проявляется циклически, что в полной мере относится к раннему докембрию. Инициальный магматизм полного цикла обычно знаменуется появлением интрузивных и вулканических ассоциаций основных и ультраосновных пород, в геосинклиналях неогей входящих в состав офиолитовых серий. В раннем докембрии, и особенно в архее, типичные офиолиты отсутствуют, а их гомологи в древнейших тектонических циклах обладают рядом специфических черт, о которых речь пойдет ниже.

Автохтонное формирование полосчатых парагранитов в результате метаморфизма осадочных и вулканогенных пород не является определяющим. Основное гранитообразование начинается с внедрения значительных масс существенно натриевых магм, дающих тоналит-трондьемитовые (плагиигранитоидные) серии пород. В отличие от инициальных основных и ультраосновных пород, образование которых предшествует всем устанавливаемым в каждом конкретном районе складчатым деформациям соответствующего им геологического цикла, эти плагиигранитоиды пересекают наиболее раннюю кристаллизационную сланцеватость и первые фиксируемые складки, подвергаясь всем последующим деформациям.

Есть основания полагать (Раннедокембрийские . . . , 1975), что еще более ранние натриевые вулканы среднего и кислого состава, широко распространенные в виде лептитов в раннем докембрии, например в лопии Балтийского щита, комагматичны с этими интрузивными плагиигранитоидами. Две эти формации пород имеют сходные между собой петрохимические и геохимические черты (Зубек, и др., 1977).

Следует обратить внимание на одну очень важную особенность инициального и раннего магматизма древнейших (архейских) периодов эволюции земной коры — его бимодальность. Дело в том, что среди изверженных пород этого возраста не устанавливается непрерывных серий, а преобладают либо средние-кислые породы, либо основные-ультраосновные (в том числе анортозитовые).

На четверных диаграммах (рис. 1, 2) видно, что максимумы концентраций точек составов вулканитов располагаются возле конгод, отвечающих различной глубинности промежуточных очагов, где

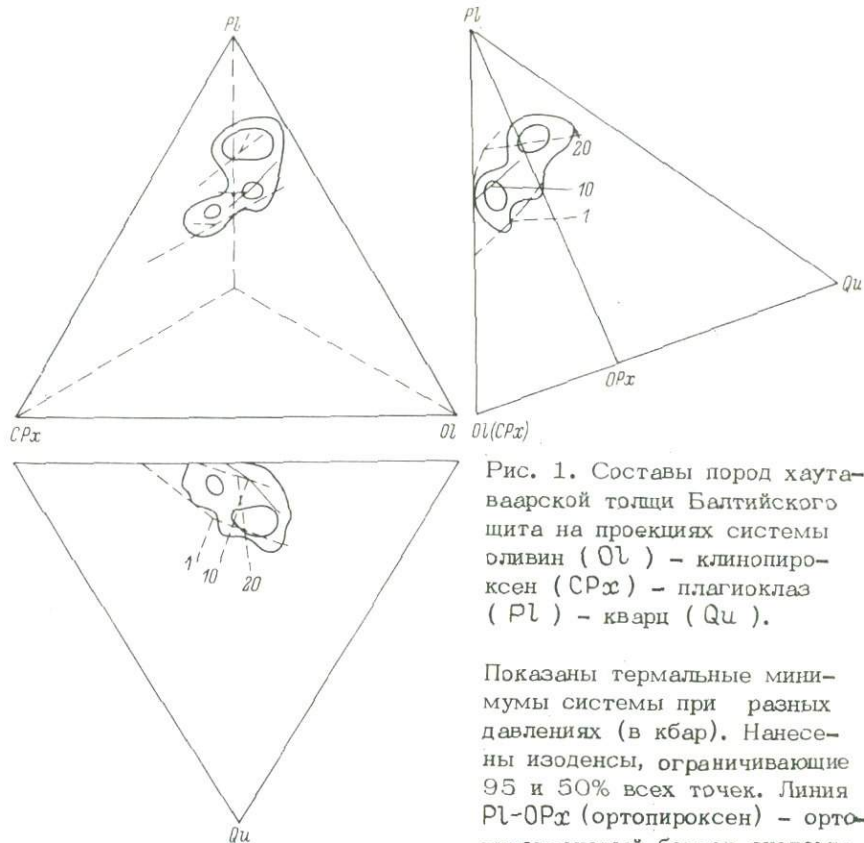


Рис. 1. Составы пород хаутваарской толщи Балтийского щита на проекциях системы оливин (Ol) - клинопироксен (Cpx) - плагиоклаз (Pl) - кварц (Qu).

Показаны термальные минимумы системы при разных давлениях (в кбар). Нанесены изоденсы, ограничивающие 95 и 50% всех точек. Линия Pl-Orx (ортопироксен) - ортопироксеновый барьер системы.

происходило фракционирование расплавов соответствующего состава. Поэтому основные и кислые породы, очевидно, являются не связанными друг с другом самостоятельными сериями, которые часто бывают и разорванными во времени. Отсутствие кислых дифференциатов у пикрит-базальтовых серий связано, вероятно, с невозможностью прохождения ортопироксенового барьера из-за малой насыщенности магм водой (рис. 1, правая часть). Самостоятельность же кварц-андезит-дацитовых существенно натриевых магм (рис. 2) может быть объяснена тем, что в это время существовала кора квази-тоналитового состава (Раннедокембрийские . . . , 1975).

Этап, следующий после образования плагиогранитоидной серии, знаменуется формированием разнообразных по составу ультрамагматических гранитоидов, являющихся главными мигматитообразующими в глубинных сечениях. Их состав во многом зависит от характера субстрата, по которому они развиваются. Тем не менее в каждом

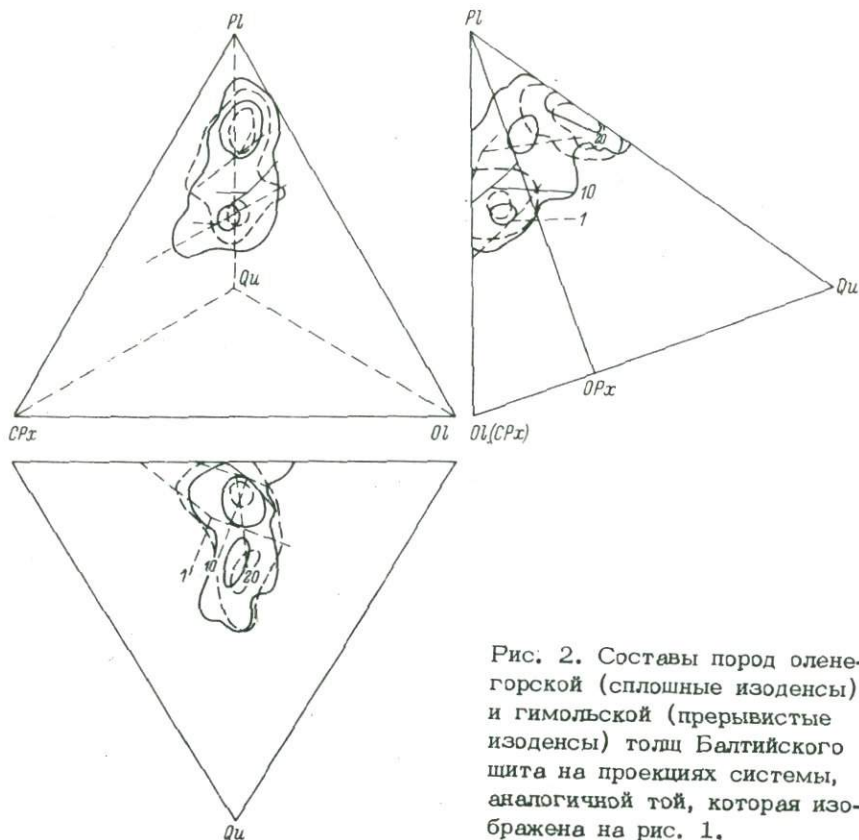


Рис. 2. Составы пород оленегорской (сплошные изоденсы) и гимальской (прерывистые изоденсы) толщ Балтийского щита на проекциях системы, аналогичной той, которая изображена на рис. 1.

конкретном случае наблюдается тенденция к увеличению отношения калия к натрию от ранних генераций мигматитов к более поздним, что можно проиллюстрировать рис. 3. Следует подчеркнуть, что явления анатектического мигматито- и гранитообразования изофациальны с региональным метаморфизмом и прямо зависят от его термодинамических условий. Это проявляется и в равновесном глубинном типе кристаллизации анатектических расплавов (в отсутствии гранитоидов, отвечающих по составу расплавам-минимумам М), и в том, что при метаморфизме кинанит-силлиманитового типа образуются анатектиты более калиевые, чем при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа (Раннедокембрийские . . . , 1975).

Эти главные мигматиты всегда следуют за ранними интрузивными плагιοгранитоидами, их неосома развивается параллельно осевым поверхностям складок относительно ранней генерации; они, как правило, подвергаются последующим, часто многократным деформациям в течение того же тектонического цикла. Многократность таких миг-

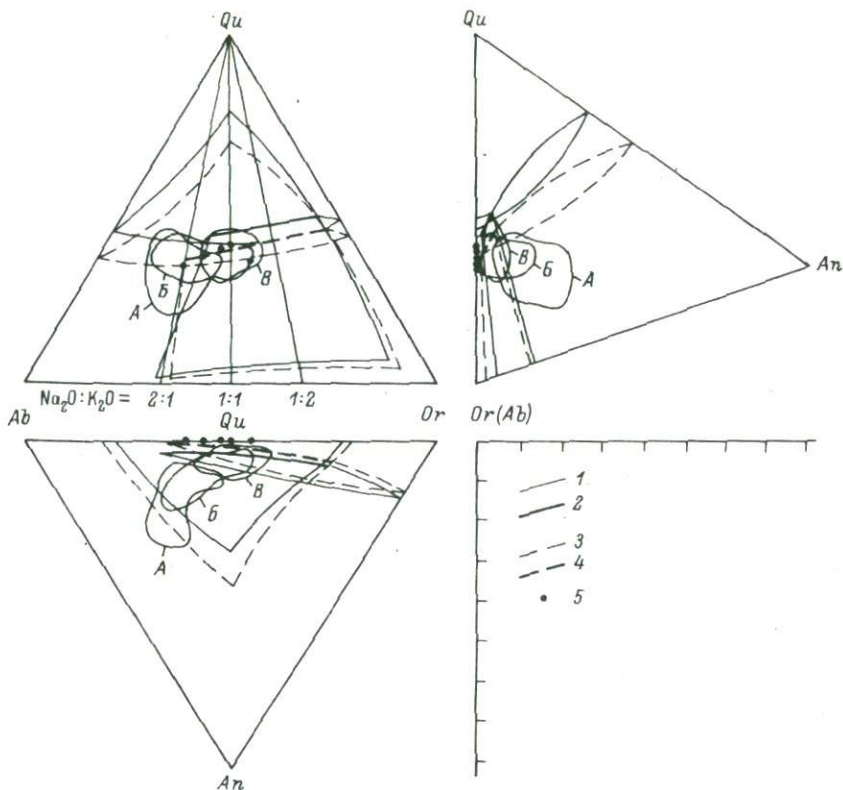


Рис. 3. Составы раннедокембрийских гранит-мигматитовых формаций на проекциях гранитной системы (Раннедокембрийские . . . , 1975).

Элементы системы: 1 - поверхности кристаллизации при $P_{H_2O} = 0.5$ кбар; 2 - линия "тройной котектики" при $P_{H_2O} = 0.5$ кбар; 3 - поверхности кристаллизации при $P_{H_2O} = 3$ кбар; 4 - линия "тройной котектики" при $P_{H_2O} = 3$ кбар; 5 - точки М минимума системы при P_{H_2O} от 0 до 3 кбар; 75%-е изоденсы, ограничивающие составы последовательных во времени формаций: плагиогранит-мигматитов (А); микроклин-плагиоклазовых гранит-мигматитов (Б), существенно микроклиновых гранит-мигматитов (В).

матитообразующих процессов и их корреляция с многочисленными этапами деформаций в раннем докембрии Сангиленского массива Тувы показана в таблице.

Максимальная генерация расплава при ультраметаморфизме происходит во время воздымания структур. Вероятно, именно с ним связано широко распространенное смятие мигматизированных толщ в условиях вертикального сжатия. По крайней мере во всех исследу-

дованных нами мигматитовых полях удается выявить системы лежащих изоклинальных и реже открытых складок, формирующихся одновременно с главными этапами мигматитообразования.

Поздний этап магматического цикла знаменуется внедрением тел существенно калиевых гранитоидов. Последние, залегая среди пород амфиболитовой фации, тем не менее не возникали непосредственно в результате ультраметаморфизма, наблюдаемого на данном уровне, а являются следствием внедрения более глубинных магм, уровни плавления которых находятся в зоне гранулитовой фации (Раннедокембрийские . . ., 1975). Калиевые граниты могут быть и после-складчатыми, но обычно они синхронны с поздними структурами деформационного цикла. Завершается магматический цикл внедрением основных магм, образующих серии даек, которые могут быть и одновременными с калиевыми гранитами и более поздними. Ассоциация этих основных пород и существенно калиевых гранитоидов является одним из главных признаков границы тектоно-магматических циклов.

Одна из закономерностей эволюции метаморфизма заключается в периодической повторяемости определенной последовательности метаморфических процессов в геологической истории, что и позволило высказать ранее представление о циклах регионального метаморфизма. Полный такой цикл включает в себя ряд этапов.

Начальный этап – в узких зонах создается режим пониженных тепловых потоков, т.е. режим пониженных вертикальных градиентов температур. В геосинклиналях неогей на этом этапе образуются глаукофансланцевые и эклогито-сланцевые комплексы (обычно по магматическим и осадочным породам офиолитовых серий) в условиях низких и умеренных температур и очень высоких давлений. В раннем докембрии в связи с повышенным фоновым тепловым потоком вместо этих метаморфических пород формировались более высокотемпературные эклогито-гнейсовые комплексы, ассоциирующие с древними гомологами офиолитовых комплексов (Глебовицкий, 1976).

Ранний этап – выравнивание температурного поля на широкой площади и формирование латерально однородных по условиям образования метаморфических комплексов. Этот этап иногда определенно синхронизируется с ранними натриевыми гранитоидами, а иногда предшествует им.

Главный этап – отчетливо проявлены тенденции к воздыманию и формированию положительных термических аномалий. С моментом возрастания интенсивности теплового потока (и вертикального градиента температуры) совпадает максимум мигматитообразования.

Завершается цикл регионального метаморфизма постмигматитовыми метасоматическими изменениями с последовательным проявлением раннешелочной, кислотной и позднешелочной стадий. Термодинамические режимы этих процессов наследуются от главного этапа. Эти изменения сопряжены с завершающими, прерывистыми, часто разрывными деформациями позднего этапа деформационного цикла, хотя их физико-химические условия оказываются хорошо выдержанными на больших площадях.

Ранее было предложено простое объяснение указанной последовательности метаморфических событий (Цикличность . . . , 1978). Начальный этап связывался с периодом быстрых нисходящих движений в подвижном поясе, когда в определенных зонах формировались линейные отрицательные термические аномалии. Второй этап совпадает с инверсией вертикальных движений, которая обуславливает выравнивание изотермических поверхностей. Третий этап — этап восходящих движений в послеинверсионный период, которые вызывали формирование положительных термических аномалий. Последний, четвертый, этап является непосредственным продолжением третьего и характеризуется сменой пликтивных дислокаций разрывными.

Таким образом эмпирически устанавливается связь между эндогенными процессами в тектоническом цикле, а физико-химическое соответствие между магматизмом и метаморфизмом позволяет говорить и о генетической связи между ними. Проиллюстрируем рассмотренные закономерности взаимосвязи эндогенных процессов и их роль в развитии структуры земной коры в раннем докембрии на двух конкретных хорошо исследованных регионах.

Алданский массив и Джугджуро—Становая складчатая область. Это два геоблока земной коры. В Алданском геоблоке по формационному составу, толщ, магматическим породам, термодинамическим режимам метаморфизма и особенностям складчатых деформаций различаются центральная и южная (краевая) его части. Специфика проявления эндогенных процессов в Алданском геоблоке отчетливо проявляется при сравнительном анализе их в Нимнырском (Сеймский и Сутамский блоки), Тимптоно—Сутамском (зона линейной складчатости), Суннагинском мегаблоках и в южной части Зверевского мегаблока (рис. 4).

Многолетние исследования позволили разработать структурные и метаморфические шкалы последовательности геологических событий для различных участков названных мегаблоков и скоррелировать эти шкалы между собой. Решение этой задачи оказалось возможным благодаря тому, что на всем протяжении Тимптоно—Сутамского мегаблока удалось проследить единую складчатую систему, входящую в состав Гонано—Сутамского антиклинория. Именно эта система складок и послужила структурным репером для создания унифицированной шкалы времени для всего рассматриваемого региона.

На схеме (рис. 5, см. вкладку 4) приведены характеристики эндогенных процессов, увязанных с этапами деформаций, объединяемыми в четыре тектонических цикла. Сведения о складчатых структурах первого цикла крайне ограничены. Известно лишь, что такие структуры есть и что они присутствуют только в самом нижнем, иенгрском, комплексе, породы которого достаточно широко распространены в пределах рассматриваемых мегаблоков, особенно в Нимнырском и в южной части Тимптоно—Сутамского. На особенностях вещественного состава нижнего (иенгрского) комплекса следует остановиться более подробно.

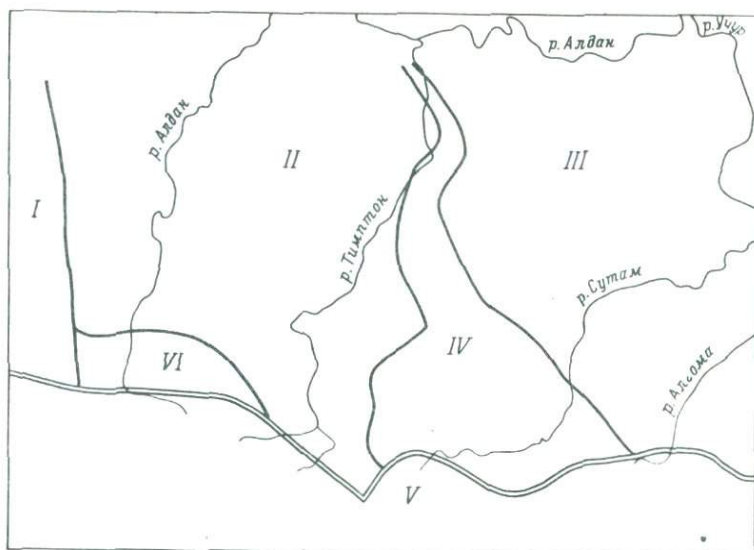


Рис. 4. Схема мегаблоков Алданского и Джугджуро-Станового геоблоков.

I — Олёкминский, II — Нимнырский, III — Суннагинский (Тимптоно—Учурский), IV — Тимптоно-Сутамский, V — Становой, VI — Зверевский. Жирные линии — границы мегаблоков в пределах Алданского геоблока, двойная линия — граница Алданского геоблока.

В пределах Нимнырского мегаблока он представлен весьма характерными и широко известными толщами высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов, часто глиноземистых, которые интерпретируются некоторыми исследователями (Травин, 1975; Кулиш, 1973) как переотложенные коры глубокого химического выветривания, позже интенсивно метаморфизованные. С ними ассоциируют присутствующие в небольшом количестве основные породы, вероятно вулканиты, отвечающие по составу толеитам (Дук и др., 1979). Очень важно то, что в пределах Нимнырского мегаблока (в районе устья р. Чуги) присутствуют существенно калиевые граниты, отличающиеся необычно высоким для древнейших гранитоидов первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равным 0.729 (Зайцев, Кицул, 1979). Такие граниты обычно формируются уже в зрелой, хорошо дифференцированной континентальной коре. Тела их подвергаются последовательно всем деформациям второго и третьего циклов (рис. 6). Это позволяет прийти к заключению, что данные граниты завершают первый магматический цикл и что к этому времени в пределах Нимнырского мегаблока уже была сформирована хорошо дифференцированная, зрелая сиалическая кора.

Иенгрский комплекс в пределах Тимптоно-Сутамского мегаблока существенно отличается. Бросается в глаза прежде всего наличие в разрезе большого количества (до 30%) эндербито-гнейсов, соответствующих по составу тоналит-трондьемитовой (натриевой, плагио-гранитоидной) ассоциации ранних этапов магматического цикла. Пачки глиноземистых гнейсов и кварцитов сменяются в южном направлении железистыми кварцитами и основными породами (преимущественно толеитового состава), а также ультраосновными породами и существенно плагиоклазовыми сланцами, содержащими до 90% плагиоклаза. Последние могут оказаться преобразованными дрейнейшими анортозитами. Хотя базиты и гипербазиты и характерны для рассматриваемого геоблока, количество их в разрезе не превышает 10%. Другое дело в зверевском комплексе южной зоны Алданского массива, где количество таких метаморфизованных базитов и ультрабазитов среди древнейших пород резко возрастает. Именно такая ассоциация метаморфизованных базитов - ультрабазитов, включая анортозиты, и обильных тоналит-трондьемитовых гнейсов и представляется нам дрейнейшим гомологом офиолитовых серий.

Второму циклу развития алданских структур соответствует формирование верхнего, желтулинского, комплекса, в который объединены федоровская и частично иджекская свиты, части тимптонской и желтулинской серий. Эти породы отлагались на различном основании. Устанавливается приуроченность чарнокито-гнейсов (тимптонская серия) к восточной границе Нимньрского мегаблока. В пределах Станового геоблока верхний комплекс достоверно не выделяется.

В качестве инициальных магматических образований в этом комплексе везде выступают щелочные базальтоиды, резко отличающиеся от толеитовых базальтов иенгрского комплекса (Дук и др., 1979). К ранним магматическим образованиям относятся эндербиты - натриевые гранитоиды и (или) вулканиты, всегда предшествующие региональной мигматизации. Последняя одинаково широко представлена во всех рассматриваемых мегаблоках и приводит к формированию комплекса чарнокит-мигматитов. Этот процесс синхронен с третьим этапом складчатости II цикла, ознаменовавшимся проявлением больших деформаций вертикального сжатия, горизонтальным тектоническим расщеплением сформировавшихся ранее пород и дифференцированным вертикальным выдвиганием блоков. Вертикальному сжатию подвергаются не только чарнокит-мигматиты, но и внедряющиеся в зонах разломов чарнокиты и эндербиты глубинного происхождения.

Аляскиты (существенно калиевые чарнокитовые граниты повышенной щелочности), определенно связанные с четвертым, поздним, этапом деформаций II цикла, распространены только в Нимньрском мегаблоке и в северо-западной части Тимптоно-Сутамского мегаблока. На остальной части последнего эти магматические породы во II цикле не появляются, и цикл в связи с этим оказывается незавершенным. Первые калиевые граниты в южной части Тимптоно-Сутамского мегаблока появляются лишь в конце III-IV цикла.

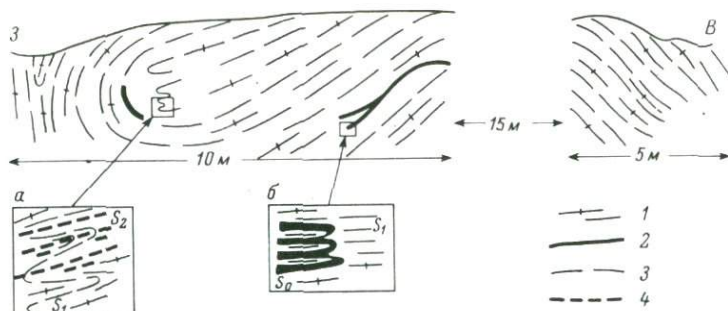


Рис. 6. Наложение изоклинальной складчатости и сланцеватости второго цикла на калиевые гранитоиды первого цикла.

1 - гнейсовидные калиевые гранитоиды, 2 - амфиболиты, 3 - сланцеватость первого этапа деформации ($II S_1$), 4 - сланцеватость второго этапа деформации ($II S_2$); а - деталь взаимоотношений S_1 и S_2 ; б - деталь взаимоотношений поверхности раздела амфиболитов и калиевых гранитоидов (S_0) с S_1 .

Сведения о магматизме II цикла в Зверевском мегаблоке и Джугджуро-Становом геоблоке ограничены, но можно предполагать, что он мало отличается от магматизма южной части Тимптоно-Сутамского мегаблока.

Третий, собственно становой, цикл развития этих структур весьма специфичен. В его начале в Зверевском мегаблоке и Джугджуро-Становом геоблоке появляются основные и ультраосновные породы, щелочные габброиды, и, наконец, крупные расслоенные плутоны габброидов, анортозитов и мангеритов (Каларский и Джугджурский массивы), являющихся продуктами дифференциации андезито-базальтовых магм повышенной глиноземистости. Они представляют собой интрузивные аналоги известково-щелочных серий. Главный этап III магматического цикла знаменуется появлением натриевых, а затем и кали-натриевых гранитоидов станового комплекса. Калиевые граниты в III цикле в Джугджуро-Становом геоблоке не появляются, и цикл поэтому является незавершенным в отличие от Тимптоно-Сутамского и Зверевского мегаблоков. Завершается гранитоидный магматизм здесь только в IV-Чульманском цикле.

Проследим эволюцию метаморфических процессов в раннедокембрийских комплексах пород в исследованных мегаблоках (рис. 4). О характере метаморфизма I цикла практически ничего не известно. Кульминация метаморфизма (гранулитовая фация меняющейся глубинности) приходится на первый и второй этапы деформаций II цикла развития. В это время проявилась существенная дифференциация термодинамического режима. Максимальный вертикальный градиент тем-

пературы приходится на Нимнырский, а минимальный – на Зверевский и Суннагинский мегаблоки и Джугджуро–Становой геоблок. Смена режимов фиксируется в линейной зоне складчатости, разграничивающей Нимнырский и Суннагинский мегаблоки. В реальности различий вертикальных градиентов температуры можно убедиться, сравнив соотношения $P-T$ – параметров метаморфизма в разных мегаблоках.

Температура во всех выделяемых структурах отвечает в среднем 800° , и лишь в восточной части Джугджуро–Станового геоблока она достигает 1000° С, о чем свидетельствует появление сапфирикварцевого парагенезиса в чогарском комплексе (Шульдинер и др., 1976). Давление же меняется от 5–6 кбар в Нимнырском до 8–9 кбар в южной части Тимптоно–Сутамского мегаблока и в Джугджуро–Становом геоблоке (в чогарском комплексе – до 11–12 кбар). Об этом можно судить по высокой железистости граната в ассоциации с кордиеритом и отсутствию парагенезиса пироксена с гранатом в Нимнырском мегаблоке, появлению парагенезиса гиперстена с силлиманитом в южной части Тимптоно–Сутамского мегаблока и повышенной натриевости плагиоклаза в эклогитовых кристаллических сланцах в южной части Тимптоно–Сутамского мегаблока, в Суннагинском и Зверевском мегаблоках и в Джугджуро–Становом геоблоке.

В связи с чарнокитообразованием и воздыманием происходит снижение давления и преобразование глубинных пород Суннагинского и Тимптоно–Сутамского мегаблоков. Оценки величины этого снижения с помощью гранат–кордиеритового барометра показывают, что в северной части Тимптоно–Сутамского мегаблока давление снижается до 6,5–7,0 кбар, а в южной – до 7,5 кбар. Температура при этом либо не меняется, либо повышается, что в любом случае свидетельствует о тенденции к увеличению вертикального градиента температуры к концу II цикла развития.

Тектонические режимы Нимнырского и Тимптоно–Сутамского мегаблоков постепенно сближаются по мере приращения к Нимнырскому мегаблоку в конце II цикла северной, а в конце III цикла южной части Тимптоно–Сутамского и Зверевского мегаблоков. Джугджуро–Становой геоблок в III и IV циклах остается в пределах мобильной области, где преобладают нисходящие движения, поддерживающие вертикальные градиенты температур на низком уровне.

Описанная эволюция метаморфических процессов хорошо увязывается с характером циклов магматических процессов. Становой, т.е. III цикл, в Тимптоно–Сутамском и тем более в Нимнырском мегаблоках оказался завершенным, но с редуцированным ранним этапом, тогда как в Джугджуро–Становом геоблоке III цикл характеризуется достаточно полным проявлением ранних этапов магматизма, но оканчивается незавершенным из-за отсутствия существенно калиевых гранитоидов, которые появляются здесь лишь в конце IV цикла.

Итак, намечившаяся еще в начальные периоды развития латеральная дифференциация тектонических режимов, связанная с сиаличес-

ким типом коры на месте Нимнырского мегаблока, субсиматическим типом на месте Тимптоно-Сутамского мегаблока и еще более симатическим характером ее в Джугджуро-Становом геоблоке, нашла отражение и в дальнейшей эволюции эндогенных режимов. Тектонические зоны интенсивного прогибания с субсиматическими типами коры отличаются проявлением метаморфизма в условиях существования относительно низких вертикальных градиентов температуры и достаточно полным проявлением инициального и раннего магматизма. По мере развития структур наблюдается переход к высокоградиентным условиям метаморфизма, а в магматических циклах появляются калиевые гранитоиды и породы повышенной общей щелочности.

В целом для рассмотренного региона характерна четко выраженная унаследованность термодинамических режимов глубинного петрогенезиса.

Балтийский щит. Как было недавно показано (Земная кора . . ., 1978), в пределах Кольско-Карельского геоблока, занимающего восточную часть Балтийского щита, по геолого-геофизическим данным можно выделить три мегаблока: Кольский, Беломорский и Карельский, разделенные Главным беломорским швом и Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоной, от которой в южной части района ответвляется Хаутовааро-Койкарская зона.

В Карельском и Кольском мегаблоках древнейшие (лопийские) образования представлены пока еще слабо исследованными гнейсами, гранодиоритами и тоналитами, которые отличаются от более молодых гранитоидов некоторыми „базальтоидными“ геохимическими особенностями и рассматриваются в настоящее время как породы первичной сиалической коры (Батиева и др., 1974; Лобач-Жученко и др., 1974). Их возраст точно не установлен, но, возможно, он значительно превышает 3000 млн. лет. Лопийские супракrustальные образования Карельского мегаблока представлены терригенными осадочными породами и бимодальными сериями преимущественно толеитовых базальтоидов, дацитов, риолитов (натриевых лептитов).

В Восточно-Карельской и Хаутовааро-Койкарской мобильных проницаемых зонах выделяется так называемый сунский комплекс, включающий в себя ассоциацию пикритов и толеитовых базальтов (коматитов), которые предшествуют формированию бимодальных серий вулканитов лопия (Лобач-Жученко, 1976). В результате здесь были сформированы узкие зоны существенно симатического состава, которые совпадают с границами крупных блоков литосферы, развивающихся в дальнейшем автономно в течение всей доступной для изучения геологической истории.

Известные древнейшие (доребольские) образования Беломорского мегаблока представлены основными кристаллическими сланцами, иногда с реликтовыми минералами гранулитовой фации, эндрбитогнейсами и интрузивными эндрбитами, глиноземистыми гнейсами, редко кальцифирами и чарнокит-мигматитами. Среди древнейших пород могут быть отмечены также ультраосновные (антофиллит-тре-

молибденовые) сланцы. Встречаются породы состава анортозитов. В настоящее время не представляется возможным количественно оценить содержание всех этих пород в рассматриваемом мегаблоке. По мнению Ф.П. Митрофанова, к древнейшим породам Беломорского мегаблока должны быть отнесены и гранито-гнейсы керетьской толщи, которые своим сиалическим составом существенно дополняют характеристику структуры.

Ребольский магматический цикл в Беломорском мегаблоке начинается внедрением основных магм толеитового состава, которые после дифференциации дают начало комплексу габбро-норитов, перцолитов и габбро-анортозитов („друзиты“ I возрастной группы), после чего следуют гранитоиды и мигматиты. Их генезис и последовательность формирования исследованы очень плохо. Нет надежной информации и о существенно калиевых гранитах в конце ребольского цикла развития Беломорского мегаблока.

Ребольский цикл магматизма Карельского мегаблока и мобильно-проницаемых зон исследован значительно детальней. После формирования бимодальных серий изверженных пород здесь произошло внедрение натриевых гранитов, вероятно, комагматических с кислыми вулканитами лопия. Более позднее мигматитообразование наиболее интенсивно проявлено в антиклинальных структурах данного мегаблока.

Этот плутонический этап определил существенную перестройку земной коры Карельского мегаблока, разуплотнение ее верхней части, уменьшение промежуточного „диоритового“ слоя и образование куполовидных поднятий границ Мохоровичича и Конрада (М и К) в центральной части мегаблока, вызванное изостатическими причинами (Земная кора . . . , 1978). В отличие от этого в мобильно-проницаемых зонах гранитообразование ребольского времени не вызвало столь серьезной перестройки структуры земной коры, и границы М и К в их пределах остались на средних уровнях. Юго-западная часть Беломорского мегаблока в этом отношении близка к Карельскому мегаблоку. Здесь устанавливаются не только конформные поднятия границ М и К, но и заметное увеличение мощности гранитного слоя за счет диоритового на западном склоне этого поднятия.

Калиевые граниты, завершающие ребольский магматический цикл, достоверно выделяются только в пределах Хаутоваарско-Койкарской мобильно-проницаемой зоны (Карташевский массив).

Во время ранних циклов отчетливо проявились различия термодинамических режимов в разных мегаблоках, что свидетельствует об их автономном развитии в самые ранние периоды геологической эволюции (Земная кора . . . , 1978). Беломорский мегаблок отличается от других метаморфизмом при минимальных вертикальных градиентах температур. Восточно-Карельская и Хаутовааро-Койкарская мобильно-проницаемые зоны характеризуются слабым проявлением главных этапов ребольского магматического и метаморфического циклов; метаморфизм здесь в отличие от Карельского и

Кольского мегаблоков проявлялся в довольно низкотемпературных условиях. Таким образом, все выделенные структуры выступают как зоны горизонтальных градиентов физико-химических параметров эндогенных процессов.

Не останавливаясь подробно на характеристике селецкого цикла развития региона (2600–2300 млн. лет), отметим только, что Беломорский мегаблок режимом глубинного петрогенезиса по-прежнему отличается от соседних структур, и это отличие выражено в проявлении эндогенных процессов в условиях низких вертикальных градиентов температуры. Следует также подчеркнуть, что в Карельском мегаблоке селецкий магматический цикл оказывается завершенным, о чем свидетельствует формирование калиевых гранитов типа Нуоронен и других.

Значительную роль в формировании структуры земной коры Балтийского щита сыграли эндогенные процессы свекофенского цикла (2300–1600 млн. лет). Именно в это время произошло окончательное обособление Свекофенского геоблока от Кольско-Карельского, и в Свекофенском геоблоке цикл эндогенных процессов оказался наиболее завершенным (Земная кора . . . , 1978). Карельский и отчасти Кольский мегаблоки характеризуются режимом стабилизации, а максимально мобильной зоной в это время в Кольско-Карельском геоблоке являлся Беломорский мегаблок и причлененные к нему Терский и Лоттинский сегменты Кольского мегаблока.

Начальные этапы свекофенского цикла эндогенных процессов наиболее отчетливо проявились в зоне Главного Беломорского шва, где в это время формировались альпинотипные гипербазиты душит-гарцбургитовой формации, внедрялись магмы состава высокоглиноземистых андезито-базальтов, давшие начало дифференцированным интрузиям габбро, анортозитов и, возможно, мангеритов (чарнокитов), а также толеитов. Синхронно с этой интрузивной деятельностью проявился догранитный метаморфизм в режиме умеренно высоких температур и очень высоких давлений, что может говорить о малых значениях вертикального градиента температур. Об этих режимах свидетельствует формирование экологитоподобных пород. Повышение температуры метаморфогенного минералообразования до 800–850° С (гранулитовая фация) в кровле расслоенных плутонов габбро-анортозитов связывается с термальным воздействием магм (Пряткина, Шарков, 1978).

В более позднее время формировались мигматиты и гранито-гнейсы, широко развитые юго-западнее Главного Беломорского шва и синхронные с зональным региональным метаморфизмом дистенсиллиманитового типа. Этот метаморфизм проявлен хотя и прерывисто, но в широкой зоне, названной ранее Беломорско-Лапландским метаморфическим поясом (Глебовицкий и др., 1971). Последний ограничен Восточно-Карельской и Печенгско-Варзугской мобильно-проницаемыми зонами, в пределах которых устанавливаются наибольшие горизонтальные градиенты физико-химических параметров эндогенных процессов.

Завершился свекофенский цикл эволюции внедрением калиевых субщелочных гранитов и процессами малоглубинных, высокоградентных преобразований метаморфических пород в ядре Ениского синклиория, что явилось следствием продолжающегося воздымания осевой зоны Беломорско-Лапландского пояса. Последнее, по-видимому, можно связать с инверсией плотностей и всплыванием легких гранитизированных масс. Это предположение находится в хорошем соответствии с фактом заметного разуплотнения коры в пределах Ениского сегмента, о чем свидетельствуют гравиметрические данные (Земная кора . . . , 1978).

Подведем некоторые итоги исследованию взаимосвязи эндогенных процессов в ходе циклически направленного развития подвижных областей и формирования земной коры в раннем докембрии.

Анализ материалов по двум регионам СССР показывает, что еще на самых ранних этапах эволюции происходила латеральная дифференциация литосферы на области, различающиеся характером эндогенного развития. Это позволяет, учитывая различия в составе этих областей, говорить о сиалическом и квази-симатическом типах развития. Первый наиболее характерен для Нимнырского, Карельского и Кольского мегаблоков, второй в различной степени и в разное время присущ Тимптоно-Сутамскому, Суннагинскому, Джугджуро-Становому, Беломорскому мегаблокам и разделяющим мобильно-проницаемым зонам. Конечно, эти типы развития не исчерпывают всех возможных вариантов и к тому же сравниваемые здесь структуры (например, Карельский и Нимнырский мегаблоки) не являются полностью идентичными. Важно то, что такие различия и в дальнейшем предопределяли латеральную дифференциацию эндогенных режимов. Они сохранялись в течение огромных периодов эволюции, охватывающих 1000 млн. лет и более, что говорит о длительном фиксированном положении зон различной тектонической активности.

И все же, как бы долго ни существовали зоны максимальной мобильности, они в конце концов причленялись к структурам более ранней стабилизации, как это, например, произошло со Зверевским мегаблоком и южной частью Тимптоно-Сутамского мегаблока, которые присоединились к Нимнырскому мегаблоку и образовали Алданский массив во время третьего (Станового) цикла эволюции. Этот цикл и характеризуется своей завершенностью. Другие же структуры, прошедшие ранее цикл завершенного развития и испытывавшие промежуточную стабилизацию, могут снова вовлекаться в активные тектонические процессы, существенно перестраиваясь. Это произошло, например, с частью Кольского мегаблока, который в селецкий и особенно в свекофенский периоды развития подвергался интенсивной активизации, что, в частности, выразилось в возврате к низкоградентным условиям проявлений регионального метаморфизма.

В каждом конкретном регионе на основании комплекса признаков можно выделить главные циклы эволюции, когда формировались ведущие особенности структуры земной коры. В пределах Кольско-Карельского геоблока это ребольский цикл, а на Алданском щите — второй цикл. В последующие эпохи, хотя и происходили заметные трансформации структуры, как например на южной окраине Алданского массива или в зоне Главного Беломорского шва, но кардинальных изменений в крупных складчатых структурах и их перестройки на больших территориях, соизмеримых с геоблоками, не осуществлялось.

Циклы эндогенных процессов редко бывают полными. При этом ранние циклы оказываются незавершенными, а поздние, хотя и завершенными, но с редуцированными ранними этапами. Это, пожалуй, одна из ведущих закономерностей циклически направленного развития эндогенных процессов.

В развитии конкретных структур раннего докембрия существенная роль принадлежит деформациям земной коры, связанным с гранитообразованием главного и позднего этапов эндогенных процессов.

Сущность их сводится к вертикальному сжатию и горизонтальному тектоническому расслоению под действием поднимающихся после инверсии плотностей легких сиалических масс. Иногда, особенно в ранние периоды эволюции, эти явления захватывают значительные территории, и тогда найти комплементарные им тектонические зоны горизонтального сжатия часто не представляется возможным. Таково, например, вертикальное сжатие во время третьего этапа второго цикла, примерно синхронное с образованием комплекса чарнокит-мигматитов, которое захватило всю исследованную часть Нимнырского и Тимптоно-Сутамского мегаблоков. Правда, такие же деформации в конце того же второго цикла локализовались лишь в северной части Тимптоно-Сутамского мегаблока и в зоне, пограничной с Нимнырским мегаблоком. В южной же части Тимптоно-Сутамского мегаблока в то же самое время формировались системы складок горизонтального сжатия, входящие в состав Сутамо-Гонамского антиклинория.

Если формирование высокоградиентных режимов глубинного петрогенезиса на поздних этапах циклов эндогенных процессов можно связывать с явлениями постинверсионного всплывания легких сиалических масс, то низкоградиентные режимы обычно объясняются доинверсионными нисходящими движениями. Проведенная корреляция эндогенных процессов свидетельствует о том, что и в каждый момент времени существуют такие комплементарные структуры, отличающиеся одна от другой противоположными тектоническими и термодинамическими режимами. Необходимо допустить, что в таких условиях для ликвидации дефицита масс после подъема сиалических дифференциатов происходит не только относительное погружение некоторых толщ пород вертикально вниз, но и какое-то их горизонтальное перемещение под стабилизирующиеся мегаблоки.

Проверим эту гипотезу на примере соотношения Тимптоно-Сутамского и Нимнырского мегаблоков. Разделяющая их шовная зона существовала уже в начале II цикла, причем реконструкция ее положения на конец третьего этапа II цикла по зеркалам наложенных на нее складок свидетельствует о падении ее поверхности под Нимнырский блок под средними и пологими углами. Можно заключить, что параллельно этой поверхности и осуществлялось погружение толщ Тимптоно-Сутамского мегаблока, благодаря чему к востоку от шовной зоны формировался низкоградиентный режим глубинного петрогенезиса. Используя некоторые геофизические данные по рельефу поверхностей М и К, можно показать, что Беломорский мегаблок в ребольское время погружался под Карельский мегаблок, а в Главном беломорском шве в свекофенское время нисходящее движение было направлено под Кольский мегаблок.

Таковы главные итоги тектонического характера проведенного нами анализа взаимосвязи эндогенных процессов в развитии некоторых конкретных раннедокембрийских структур.

Л и т е р а т у р а

- Б а т и е в а И.Д., Б е л ь к о в И.В., В е т р и н В.Р., В и н о г р а д о в А.Н. В и н о г р а д о в а Г.В., Д у б р о в с к и й М.И. Кислый магматизм нижнего докембрия и его отличительные особенности. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 29-34.
- Г л е б о в и ц к и й В.А. Термодинамический режим метаморфизма и его соотношение с тектоническими движениями в раннем докембрии: - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1976, с. 36-46.
- Г л е б о в и ц к и й В.А., Д р у г о в а Г.М., М о с к о в ч е н к о Н.И., П р и я т к и н а Л.А., П у ш к а р е в Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 3-24.
- Д у к В.Л., К и ц у л В.И., Б е р е з к и н В.И. Структуры и метаморфизм раннего докембрия Алданского щита в бассейнах рек Тимптон и Сутам. - В кн.: Корреляция эндогенных процессов в докембрийских метаморфических комплексах. М., 1979, с. 7-29.
- З а й ц е в А.И., К и ц у л В.И. Рубидий-стронцевый изотопный возраст гранито-гнейсов иенгрской серии Алданского щита. - Тр. XX Юбилейной сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, М., 1979.
- З е м н а я кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 232 с. Авт.: К.О. Кратц, В.А. Глебовицкий, Р.В. Былинский, В.Л. Дук, И.В. Литвиненко, Е.В. Шарков, Г.А. Поротова, С.А.

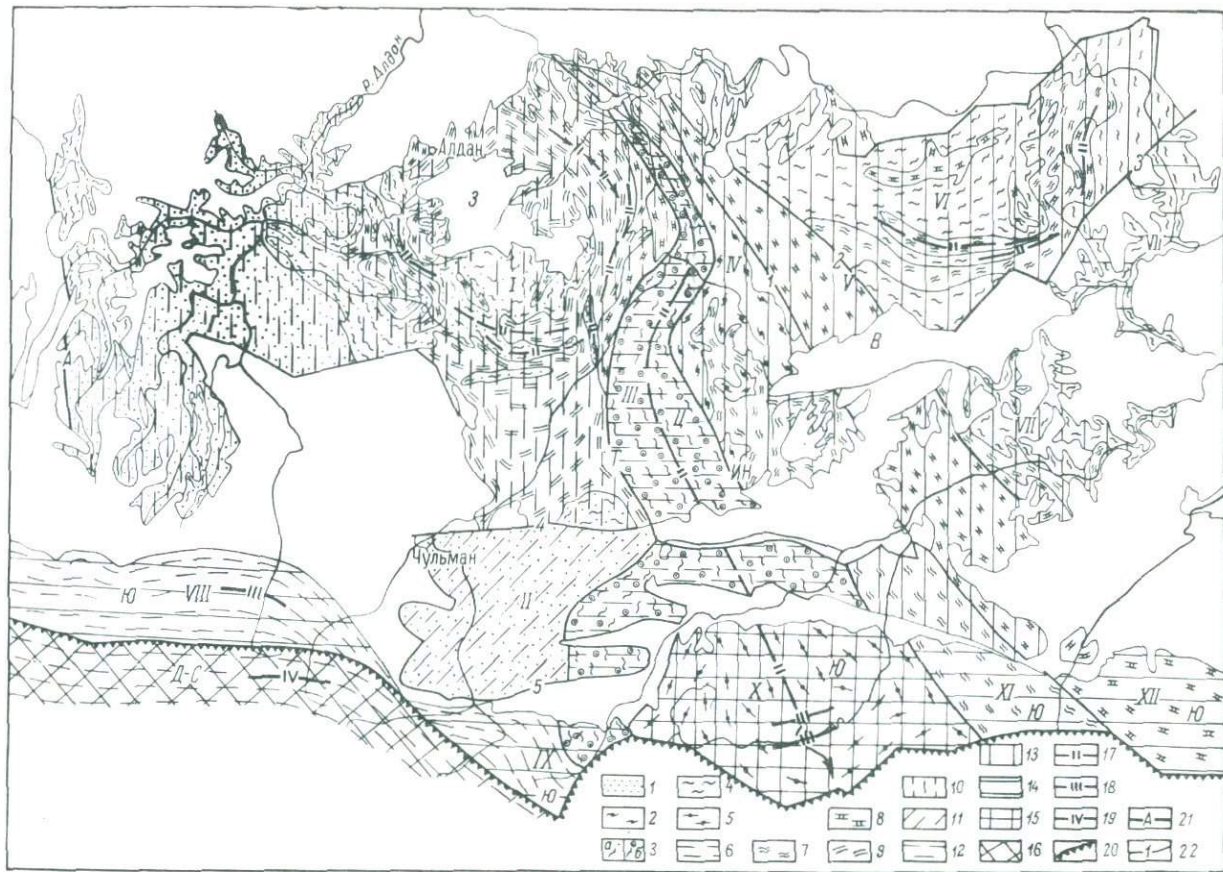
- Анкудинов, Л.Н. Платоненкова, Л.К. Какорина, Ю.И. Лазарев, А.П. Платунова, Б.И. Кошечкин, А.Д. Лукашев, С.А. Стрелков, З оубек В., Крылова М.Д., Лосерт И., Митрофанов Ф.П., Шуркин К.А., Чернов В.М. Лептиниты карело-кольской части Балтийского щита и Чешского массива. - В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М., 1977, с. 5-72.
- Козаков И.К., Митрофанов Ф.П. Корреляция эндогенных процессов в докембрии Западного Сангилен (Тува). - В кн.: Корреляция эндогенных процессов в докембрийских метаморфических комплексах. М., 1979, с. 80-91.
- Кулиш Е.А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973. 370 с.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974. 208 с.
- Лобач-Жученко С.Б. Основные проблемы геологии гранито-зеленокаменных областей раннего докембрия. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1976, с. 46-58.
- Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально-метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с. 83-92.
- Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома. Л., 1978. 128 с.
- Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л., 1975. 292 с. Авт.: Ф.П. Митрофанов, Е.И. Кравцова, М.М. Мануйлова, В.М. Шемякин, К.А. Шуркин, Ю.В. Подольский, Р.М. Милькевич, И.С. Седова.
- Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977. 159 с. Авт.: А.Н. Казаков, Ю.В. Миллер, В.Л. Дук, А.Л. Харитонов.
- Травин Л.В. Стратиграфия и дометаморфические формации архея Алдано-Учурского междуречья (Алданский щит). Автореф. канд. дис., Л., 1975, с. 29.
- Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л., 1978. 285 с. Авт.: В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова, Н.И. Московченко, О.И. Володичев, Л.В. Климов, Л.А. Прияткина, И.С. Седова, Р.И. Милькевич, Ю.В. Миллер, Т.Е. Савельева.
- Шульдинер В.И., Карсаков Л.П., Леников А.М. Условия кристаллизации наиболее глубоких гранулитов. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 256-260.

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ
В ГРАНУЛИТОВОМ МАССИВЕ АЛДАНСКОГО ШИТА

Гранулитовые комплексы широко развиты в составе земной коры фундамента древних платформ. Это, как правило, заметно дифференцированные по составу мощные супра- и инфракрустальные комплексы бывших осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, почти полностью утративших текстурные и структурные признаки своего происхождения из-за глубокого метаморфизма и интенсивных деформаций. Первично стратиграфические соотношения в них, как правило, не документируются. Поэтому традиционные геологические методы применительно к гранулитовым комплексам оказываются неэффективными и часто приводят к взаимоисключающим геологическим построениям. Историко-геологические исследования в гранулитовых комплексах, по нашему мнению, должны основываться на непосредственном анализе эндогенных режимов – деформаций, метаморфизма, магматизма, а также формационном составе пород. Именно на этих данных нами произведено тектоническое районирование гранулитового массива Алданского щита, выделены структурно-вещественные комплексы, изучены их соотношения и структурно-метаморфическая эволюция.

В центральной части Алданского щита выделяются две надпоярковые геоструктурные области (геоблоки) – Алданский кристаллический массив и Джугджуро–Становая складчатая область (см. рисунок). Алданский массив подразделяется на большую северную и меньшую южную части. Северная часть включает западную и восточную зоны, разделенные узкой зоной линейной складчатости, названной Центральной зоной линейной складчатости. Каждая зона северной части щита, как и южная его часть и Джугджуро–Становая область, подразделяются на ряд блоков. Алданский массив и Джугджуро–Становая область разделены Южно–Алданским (Становым) разломом. Зона линейной складчатости ограничена с запада Тимптонским, а с востока – Иджекско–Нуямским разломами. Северная и южная части массива разграничиваются субширотной зоной грабенов, выполненных позднедокембрийскими и мезозойскими осадочными образованиями.

Непосредственные наблюдения над возрастными соотношениями складчатых структур позволили установить последовательность возникновения перечисленных структурных подразделений и их границ. Так, согласно нашей структурно-возрастной шкале, последовательности проявления эндогенных процессов, обособление Алданского кристаллического массива и Джугджуро–Становой складчатой области произошло в начале третьего цикла деформаций (III D₁). С этого момента южная часть массива начинает играть роль зоны сочленения между северной частью массива и Джугджуро–Становой склад-



чатой областью. Структурные признаки самостоятельного существования в северной части массива западной и восточной зон отчетливо проявляются в середине второго цикла (рубеж $II D_3$ - $II D_4$), а судя по особенностям формационного состава слагающих их толщ и режиму метаморфизма, — еще раньше.

Интенсивность проявления складчатых деформаций, выражающаяся формированием главных складчатых структур, последовательно смещается в направлении с севера на юг. В северной части массива главными картируемыми складками являются складки второго цикла ($II F_4$), имеющие в пределах западной и восточной зон в плане изометричную форму типа гнейсовых овалов и гранито-гнейсовых куполов (Нижне-Тимптонский, Суннагинский), а в пределах Центральной зоны — линейную форму (Гонамо-Сутамский антиклинорий). В южной части массива главными являются складчатые структуры третьего цикла ($III F_2$ — становые), при образовании которых в Зве-

Схема тектонического районирования гранулитового массива Алданского щита.

Обозначения на схеме: З — западная, В — восточная и Ц — центральная зоны северной части Алданского гранулитового массива (геоблока), Ю — южная часть массива, Д-С — Джугджуро-Становая область (геоблок); блоки — I — Алдано-Тимптонский (Нимнырский), II — Мелемкенский, III — Сеймский, IV — Кюриканский, V — Тыркандинский, VI — Суннагинский, VII — Нижне-Гонамский, VIII — Зверевский, IX — Кабактинский, X — Сутамский, XI — Нуямский, XII — Альванарский. Формации метаморфических пород (1-9). Иенгрский комплекс (1-6): 1 — кварцито-гнейсовая, 2 — гнейсовая, 3 — эндербито-гнейсовая (а), эндербито-гранулитовая (б), 4 — эндербитовая, 5 — гранулит-эндербитовая, 6 — гранулит-сланцевая; джелгулинский комплекс (7-9): 7 — карбонатно-гнейсовая, 8 — карбонатно-сланцево-гнейсовая, 9 — карбонатно-сланцевая. Метаморфизм (10-16). Биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовая субфация гранулитовой фации (10-12): 10 — низких, 11 — умеренных, 12 — повышенных давлений; биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовая субфация гранулитовой фации: 13 — низких и умеренных, 14 — повышенных давлений; 15 — гиперстен-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовая субфация гранулитовой фации; 16 — фация альмандиновых амфиболитов. Главные складчатые структуры: 17 — этап $II D_4$, 18 — этап $III D_2$, 19 — этап $IV D_2$. Разломы: 20 и 21 — ограничивающие геоструктурные области и зоны: 20 — Становой краевой шов, Южно-Алданский разлом, 21 — Амгинский (А), Тимптонский (Т), Иджекско-Нуямский (ИН); 22 — ограничивающие блоки: Тыркандинский (1), Гонамский (2), Суннагинский (3), Анамжакский (4), Окурданский (5).

ревском блоке были почти полностью переработаны структуры второго цикла. В северной части массива складчатые деформации третьего и последнего, четвертого, циклов проявлены слабо и представлены мелкими складками, заметно не изменившимися ранее возникший складчатый план. В Джугджуро–Становой складчатой области, в верховье р. Чульман, главными картируемыми складками являются складчатые структуры последнего, четвертого, цикла ($IV F_2$ – чульманские), переработавшие более ранние алданские складки второго цикла и становой складчатые структуры третьего цикла и, следовательно, определяющие здесь ориентировку плоскостных текстур на наблюдаемом эрозионном срезе. Таким образом, устанавливается обновление складчатого плана гранулитового массива центральной части Алданского щита при движении с севера на юг.

В этом же направлении происходит последовательное приведение на один гипсометрический уровень метаморфических комплексов неодинаковой глубинности. Раньше всех, в период $II D_1 - II D_3$ на один гипсометрический уровень были приведены более глубинный иенгрский и менее глубинный желтулинский гранулитовые комплексы в северной части массива. Породы гранулитовой фации с породами фации альмандиновых амфиболитов в Джугджуро–Становой области были приведены на один уровень в период $IV D_2 - IV D_3$, а породы фации альмандиновых амфиболитов станового комплекса с породами чульманского комплекса – в период $IV D_4 - IV D_5$.

Важно подчеркнуть, что наблюдаемое в современной структуре Алданского щита совмещение метаморфических комплексов неодинаковой глубинности осуществлялось внутри тектонических циклов, а не между циклами, и сопровождалось региональным диафорезом более глубинных и высокотемпературных комплексов. Следовательно, наблюдаемые ныне границы между метаморфическими комплексами, отличающимися по степени и характеру метаморфизма, являются не границами седиментации, а тектоническими. Отсюда следует, что сонахождение на одном гипсометрическом уровне неодинаково метаморфизованных комплексов на Алданском щите не может служить доказательством их разновозрастности, т.е. завершения формирования, консолидации, вывода на поверхность и глубокой эрозии каждого более глубоко метаморфизованного комплекса к началу накопления каждого последующего, менее метаморфизованного комплекса.

Такое же смещение в направлении с севера на юг устанавливается в последовательности кристаллизации реоморфических и интрузивно–магматических гранитоидов Алданского щита. Наиболее ранние гранитоиды, относящиеся к периоду $II D_4$, устанавливаются в северной части массива (Нимырьский блок), тогда как петрологически однотипные гранитоиды в южной его части (Сутамский блок) кристаллизуются в четвертом цикле ($IV D_5$). Неодновременное формирование однотипных гранитоидов в разных структурных подразделениях щита, обусловленное спецификой развития структурных подразделений и неодновременным выдвиганием блоков на термодинамический уровень кристаллизации соответствующих расплавов, приводит к тому, что

на Алданском щите в разных блоках петрологически однотипные гранитоиды оказываются разновозрастными и, наоборот, различные по составу и фациальной характеристике гранитоиды — одновременно. Так, широко распространенные в западной зоне (Нимнырский блок) аляскиты разновозрастны с чарнокитами Центральной зоны (Сеймский блок) и гиперстеновыми кварцевыми диоритами южной части массива (Сутамский блок); все они кристаллизовались в конце второго цикла. Подобно этому сиенито-диориты и граносиениты, развитые в пределах Алданского гранулитового массива и синхронные с формированием глубинных флогопитоносных магнезиальных скаринов, кристаллизовались одновременно с существенно плагиоклазовыми древнестеновыми гранитоидами третьего цикла.

Формационные особенности алданских гранулитов наиболее отчетливо выявляются при сравнении состава нижнего структурного яруса (иенгрский комплекс) в пределах западной и восточной зон северной части массива и в пределах Джугджуро-Становой области. В пределах западной зоны широко распространены глубоко дифференцированные образования — кварциты и высокоглиноземистые гнейсы — при подчиненном развитии основных кристаллических сланцев, отвечающих по составу толеитовым базальтам. Данная зона отличается наиболее широким площадным распространением гранито-гнейсов и меньшим — эндербито-гнейсов, максимальным насыщением реоморфическими и интрузивно-магматическими гранитоидами. В пределах восточной зоны, как и в южной части массива, наиболее широко распространены существенно эндербитовые толщи при подчиненном развитии высокоглиноземистых гнейсов и основных кристаллических сланцев, также соответствующих толеитовым базальтам. Гранитоиды здесь ограничены в своем распространении зонами разломов. Гранулитовый комплекс в пределах Джугджуро-Становой складчатой области и в Зверевском блоке характеризуется в целом более основным составом и почти полным отсутствием достановых гранитоидов.

Выделяемый в алданских гранулитах верхний структурный ярус (джелтулинский комплекс) менее дифференцирован по составу в западной зоне, где он представлен карбонатно-сланцево-плагиогнейсовой толщей, и более разнообразен по составу в восточной зоне и южной части массива, где наряду с карбонатно-сланцево-плагиогнейсовой толщей развиты карбонатно-гнейсовая и карбонатно-сланцево-гнейсовая толщи. Характерно, что основные кристаллические сланцы в верхнем структурном ярусе по химическому составу, как правило, соответствуют щелочным базальтам.

Метаморфическая неоднородность, выявленная в Алданском гранулитовом массиве, совпадает с выделенными геоструктурными зонами. В западной зоне устанавливается биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовая субфация гранулитовой фации низких (Нимнырский блок) и умеренных (Мелемкенский блок) давлений, а в Центральной зоне — повышенных давлений (Сеймский блок). В восточной зоне метаморфизм соответствует биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой субфации гранулитовой фации низких и умеренных давлений,

а в южной части массива, исключая Сутамский блок, — повышенных давлений. В Сутамском блоке достигались условия гиперстен-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой субфации гранулитовой фации. Последняя, так же как и биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовая субфация, устанавливается и в гранулитах Джугджуро-Становой области.

Выявленная на Алданском щите неоднородность как в современной складчато-блоковой структуре, так и в формационном составе древнейших супракрустальных образований, магматизме и метаморфизме, по нашему мнению, обусловлена формированием слагающих гранулитовый комплекс толщ на дифференцированной по составу и геотектоническому режиму протокоре. Гранулитовый комплекс западной зоны формировался на преимущественно кислой протокоре с относительно стабильным тектоническим режимом, а комплекс восточной зоны и южной части массива — на средней или основной (Зверевский блок) по составу протокоре с более мобильным режимом.

Таким образом, формирование раннедокембрийских образований Алданского щита и их структурно-метаморфическая эволюция на примере Алдано-Тимптонского (Нимныйского) блока западной зоны, Сеймского блока центральной зоны, Сутамского и Зверевского блоков южной части массива и блоков Джугджуро-Становой области представляется следующим образом.

1-й этап. Формирование нижнего структурного яруса (ингерского комплекса). Накопление во всех блоках кварцитов и глиноземистых толщ, сопровождавшееся (за исключением западной части Алдано-Тимптонского блока) излиянием толеитовых базальтов и кислых натровых пород, а также возникновением в Сутамском блоке ультрабазитов и анортозитов. Преимущественное развитие основных пород в Зверевском блоке и сопредельной части Джугджуро-Становой области.

2-й этап. Формирование верхнего структурного яруса (желтулинского комплекса). Накопление карбонатсодержащих толщ, установленное во всех блоках, кроме Зверевского, излияние щелочных базальтов, а в западной части Сеймского блока (зона Тимптонского разлома) также кислых калиевых пород. Породы нижнего яруса к этому времени были смяты в лежащие складки ($I F_1$).

3-й этап. Кульминационный прогрессивный метаморфизм пород обоих комплексов, соответствующий биотит-кордиерит-гранат-кварц-двуполевошпатовой субфации гранулитовой фации низких (Алдано-Тимптонский блок) и повышенных (Сеймский блок) давлений, в Зверевском блоке — биотит-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой субфации гранулитовой фации высоких давлений, а в Сутамском блоке — гиперстен-силлиманит-гранат-кварц-двуполевошпатовой субфации гранулитовой фации. Формирование прямых складок ($II F_{1+2}$).

4-й этап. Формирование лежащих складок ($II F_3$), начало воздымания всех блоков и образование ранних реоморфических гранитов.

5-й этап. Завершение формирования главных алданских структур в этап II D_4 : типа гранито-гнейсовых куполов в Алдано-Тимптонском (Нимнырском) блоке, Гонамо-Сутамского антиклинория в Сеймском и Сутамском блоках, выдвигание блоков и сложение Гонамо-Сутамского антиклинория лежащими складками, в Зверевском блоке формирование прямых складок, окончание кристаллизации основной массы аляскитов в Алдано-Тимптонском блоке и образование граносиенитов в зоне Иджекско-Нуямского разлома.

6-й этап. Блочные движения, кристаллизация граносиенитов в Алдано-Тимптонском (Эгетинская зона) и Сеймском (Иджекская зона) блоках, внедрение даек базальтовых и перидотитовых коматитов в Сутамском и Зверевском блоках, образование щелочных габброидов и сиенито-диоритов в Джугджуро-Становой зоне (верховье р. Алгомы). В этот этап документируется существование становой серии.

7-й этап. Окончательное обособление Алданского кристаллического массива и Джугджуро-Становой складчатой области в качестве самостоятельных структур; в Сутамском и Зверевском блоках - формирование главных субширотных (становых) складок (III F_{1-2})

8-й этап. Квазиконсолидированное состояние Алданского гранулитового массива, в Джугджуро-Становой области формирование главных (чульманских) складок (IV F_2), окончание кристаллизации становых гранитоидов, кристаллизация чульманских гранитов.

Таким образом, непосредственный анализ эндогенных режимов, как можно видеть на примере Алданского шита, имеет решающее значение для познания условий и закономерностей формирования метаморфических комплексов, претерпевших неоднократные деформации и глубокий метаморфизм.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ
ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ
В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ АЛДАНСКОГО ШИТА

Исследование тектонических условий проявления эндогенных процессов в раннем докембрии связано со многими хорошо известными трудностями. В то же время тектонические условия ранних стадий формирования континентальной земной коры несомненно представляют собой одну из важнейших теоретических проблем. Настоящее со-общение содержит попытку анализа этих условий, основанную на использовании петрохимических и геофизических данных в сочетании с результатами дешифрирования космических снимков.

В качестве объекта исследования были выбраны районы развития архейских и катархейских метаморфических толщ Алданского щита и Становой области. В западной и центральной частях рассматриваемого региона в основании разрезов раннедокембрийских образований залегает монотонная толща кристаллических пород основного состава (несмурильская толща в основании чарской серии архея, горбыляхская свита, подстилающая иенгрскую серию архея, и кабактинская свита нижней части курультино-гонамского комплекса).

Представляется, что это наиболее древние образования, отвечающие базитовому фундаменту, возникшему на ранней (лунной) стадии формирования земной коры (Павловский, 1970; Глуховский, Павловский, 1973). Всюду на основных кристаллических породах залегает мощная гнейсовая толща, содержащая в основании высокоглиноземистые гнейсы и кварциты, которые маркируют, вероятно, один и тот же стратиграфический уровень (давачанская свита чарской серии, верхнеалданская свита иенгрской серии, свита Зверева курультино-гонамского комплекса).

Толщи высокоглиноземистых пород и кварцитов представляют собой, вероятнее всего, перетолженные и глубоко метаморфизованные образования древнейших кор выветривания, возникших в результате дезинтеграции базальтового ложа (Фролова, 1951; Павловский, 1970). Эти толщи являются хорошим маркирующим уровнем. Если его принять за опорный, то можно говорить об одновозрастности в целом образований иенгрской, чарской серий и верхней части курультино-гонамского комплекса, в основании которых лежат высокоглиноземистые гнейсы и кварциты. Выше иенгрской серии, по-видимому, с перерывом и несогласием залегают образования тимптоно-джелтулинской серии. С некоторой степенью условности последнюю можно коррелировать с олёмкинской и батомгской сериями.

В составе наиболее древних горизонтов раннедокембрийского (курультино-гонамского) комплекса Алданского щита и Становой области преобладают пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые, гранат-пироксеновые кристаллические сланцы, в различной степени инъеци-

рованные гранитным материалом, вмещающие линзы и неправильные тела габброидов, пироксенитов и перидотитов (лерцолитов), а также линзы и прослои кварцитов, биотит-гранатовых и высокоглиноземистых гнейсов, кальцифиров и диопсидовых пород.

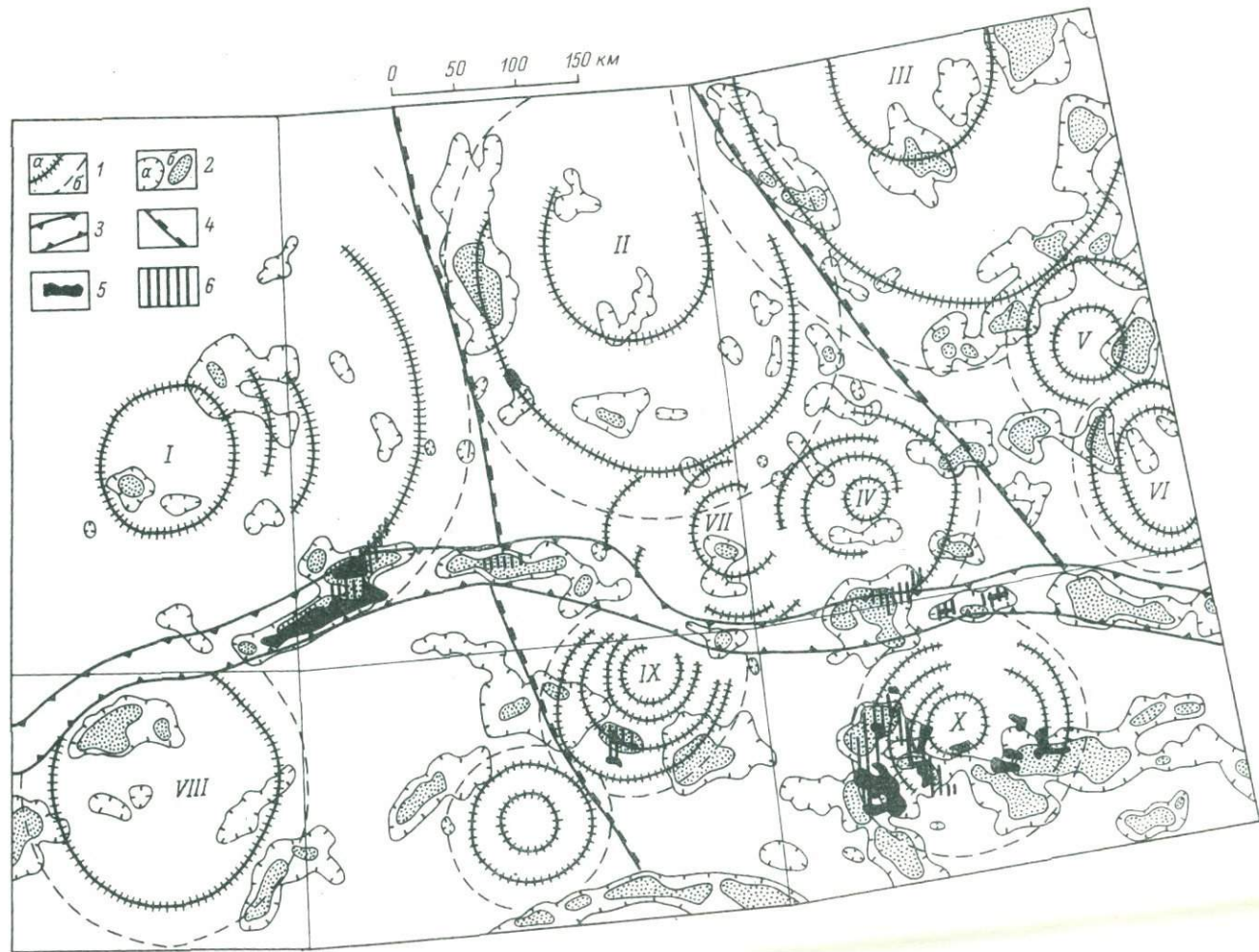
Для иенгрской серии характерно преобладание кварцитов и глиноземистых гнейсов, переслаивающихся с гиперстенсодержащими и амфиболовыми кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами. В составе тимптоно-желтулинской серии в нижних горизонтах наблюдаются амфиболовые, диопсид-амфиболовые, двупироксеновые и гиперстеновые гнейсы, а также кристаллические сланцы и карбонатные породы; в верхних частях разреза преобладают гранат-биотитовые и глиноземистые гнейсы, кварциты, амфиболиты.

В результате исследований по определению первичного состава пород раннедокембрийских комплексов Алданского щита и Становой области установлено, что в составе иенгрской и тимптоно-желтулинской серий преобладают осадочные и вулканогенно-осадочные формации (Фрумкин, 1971), тогда как нижняя часть разреза курультино-гонамского комплекса отвечает вулканогенной базит-гипербазитовой протоофиолитовой ассоциации (Глуховский и др., 1977).

Для анализа тектонических условий проявления магматизма на ранних стадиях развития земной коры наибольший интерес представляют вопросы петрогенезиса курультино-гонамского комплекса. Известно, что в его составе мы находим все главнейшие компоненты офиолитовой ассоциации: базальты, гипербазиты, осадочные породы. Анализ петрохимических особенностей metabазальтов бассейна р. Сутам, представленных пироксеновыми и двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, позволяет выявить наличие пород толеитового и коматиитового рядов, что является специфической особенностью раннедокембрийских протоофиолитовых ассоциаций.

Важно также отметить, что для древнейшего докембрийского комплекса Алданского щита и Становой области характерны такие структурные формы, как чашеобразные нелинейные синклинали. Эти структуры обычно имеют достаточно сложное строение, и их крылья представляют собой не простые моноклинали, а системы мелких лежащих складок. Древность таких структур доказывается тем, что более поздние деформации, в том числе связанные с проявлениями позднеархейской гранитизации, имеют уже наложенный характер. Это позволяет говорить о принадлежности чашеобразных синклиналей к структурным формам самых ранних этапов деформации и, таким образом, о формировании их в условиях нелинейной тектоники.

Петрогенезис базальтоидов и структурные особенности протоофиолитовой ассоциации Алданского щита и Становой области свидетельствуют о своеобразии эндогенных процессов магмообразования в раннем докембрии. Генерация базальтовых (толеитовых и коматиитовых) магм в те далекие времена, очевидно, происходила на различных глубинах, нередко была многостадийной, и, кроме того, выплывание шло из мантийного вещества, отличающегося от фанерозойского большим количеством литофильных элементов (Глуховский и др., 1977).



Рассматривая древнейшие докембрийские комплексы Алданского щита и Становой области в качестве реликтовых элементов, можно говорить о преимущественной базитовой (океанической) природе этих компонентов протокоры и об их формировании в условиях отсутствия крупных полей горизонтальных напряжений. Локальные горизонтальные напряжения, вероятно, возникали и тогда, однако общая тектоническая обстановка ранних стадий формирования земной коры, видимо, отвечала модели многоячейстой конвекции в мантии, соответствующей представлениям о нелинейной тектонике.

Вместе с тем рассмотренные эндогенные процессы базальтоидного магматизма несомненно характеризуют лишь начальные этапы формирования земной коры. Преобразование раннеархейской базитовой коры в кору континентального типа может связываться со следующим (нуклеарным) этапом тектонической эволюции, характеризующимся широким проявлением процессов гранитизации (Павловский, 1970). Именно к этому этапу относится образование сложных гранито-гнейсовых куполов (гнейсовых овалов), для изучения которых могут быть привлечены результаты дешифрирования космических снимков.

В пределах Алданского щита и Становой области при дешифрировании космических снимков выявлено большое число кольцевых и концентрически-кольцевых структур, дуговые линии которых конформны линейно-плоскостным структурным элементам древних метаморфических комплексов (Глуховский, 1978). Это дает основание предполагать, что установленные кольцевые структуры являются достаточно древними образованиями, в значительной мере переработанными более поздними тектоническими движениями. Отсюда вытекает предположение, что такие кольцевые структуры могут отвечать элементам гранито-гнейсовых овалов, формирование которых связано с процессами гранитизации, а местоположение их является отражением дуговых и оvoidно-кольцевых тектонически активных зон, заложенных в катархее в гипербазит-базитовой протокоре (Глуховский, 1978).

Схема кольцевых структур Алданского щита и Становой области.

1 - элементы кольцевых структур (а - внутренние, отдешифрированные на космических снимках, б - внешние, экстраполированные края зон влияния кольцевых структур); 2 - изоаномалы остаточного поля силы тяжести (а - нулевые, б - более +5 мгал); 3 - зона Станового разлома; 4 - крупнейшие разрывные нарушения; 5 - крупные массивы габбро-анортозитов; 6 - области распространения небольших массивов габбро-анортозитов и проявлений анортозитизации. Кольцевые структуры: I - Чарская, II - Алданская, III - Алдано-Учурская, IV - Гонамская, V - Учурская, VI - Алгоминская, VII - Тимптонская, VIII - Каларская, IX - Нюкжинская, X - Зейская.

Для проверки этого предположения необходимо проанализировать пространственное размещение пород раннедокембрийских комплексов, в различной степени гранитизированных. Наиболее объективную картину распространения этих образований не только на поверхности, но и в целом в верхних горизонтах земной коры, можно получить путем анализа карты остаточных аномалий поля силы тяжести. Совмещение карты отдешифрированных кольцевых структур с картой остаточных аномалий поля силы тяжести позволяет подсчитать площади распространения относительно менее плотных (сильнее гранитизированных) и более плотных (слабее гранитизированных существенно базитовых) пород (см. рисунок).

Остаточные аномалии поля силы тяжести рассматриваемой территории рассчитаны М.А. Белобородовым при принятой плотности промежуточного слоя $2,3 \text{ г/см}^3$. Поскольку высота пересчета составляла 15 км, в первом приближении можно считать, что полученная карта остаточных аномалий отражает размещение пород различной плотности, находящихся на глубинах менее 15 км. Площади, оконтуриваемые изоаномалией $+5 \text{ мгал}$, в этом случае могут приниматься за участки распространения относительно слабо гранитизированных раннеархейских metabазитов, имеющих, как известно, высокую плотность ($2,95-3,5 \text{ г/см}^3$).

Чтобы оценить положение этих площадей по отношению к элементам кольцевых структур, для каждой из последних находился геометрический центр, а расстояние от него до крайней дуговой линии делилось на три части. После этого на расстоянии $2/3$ и $4/3$ (т.е. на $1/3$ радиуса за крайними дугами) радиуса от центра проводились условные линии, параллельные кольцевым элементам. Первая из этих линий отделяла центральную часть кольцевой структуры от периферической, вторая являлась внешней границей зоны влияния кольцевой структуры. Результаты подсчета площадей, оконтуренных изоаномалиями более $+5 \text{ мгал}$ в пределах указанных частей кольцевых структур, приведены в таблице.

Как видно из таблицы, лишь 2,5% площадей распространения плотных пород располагается в центральных частях кольцевых структур. Более 66% попадает в пределы периферических зон, причем к ним можно прибавить и те 8%, которые падают на зону Станового разлома, ибо последний проходит главным образом по периферическим частям кольцевых структур. Таким образом, около 75% площадей оказывается приуроченными к внешним зонам кольцевых структур.

Установленное распределение подтверждает представления о крупных кольцевых структурах как очагах гранитизации и сопряженных явлений разуплотнения материала первичной базитовой коры. Видимо, тогда же происходило уплотнение и базификация в краевых частях кольцевых структур, где создавались локальные поля горизонтальных напряжений, осуществлялось метаморфическое преобразование пород базитовой протокры в условиях гранулитовой фации высоких давлений и, видимо, выплавлялись известково-щелочные расплавы,

Результаты подсчета площадей (в кв. км), оконтуренных остаточными изоаномалиями силы тяжести более +5 мгл.

Наименование структур	Кольцевые структуры		Становой разлом		Прочие площади
	центрально- ные части	внешние части	в комбинации с коль- цевыми структурами	собственно Ста- новой разлом	
Чарская	230	2900	2500		
Алданская	-	1650	-		
Алдано-Учурская	220	2800	-		
Гонамская	-	2500	2300		
Учурская	150	1650	-		
Алгоминская	-	550			
Тимптонская	150	150	150		
Каларская	-	2400	-		
Нюкжинская	-	1200			
Зейская	-	4200			
В целом	750	20000	4950	2400	6900
В % к площади района (700 000 кв. км)	2.5	66.5		8	23

давние начало габбро-анортозитовым комплексам. Последние с достаточной четкостью тяготеют к периферическим частям кольцевых структур (см. рисунок). Очевидно также, что к этому этапу тектонической эволюции относится и формирование некоторых крупных линейных зон (например, Станового разлома), возникавших на стыках групп сближенных кольцевых структур.

Можно предполагать, что разуплотненные центральные части кольцевых структур и в последующей геологической истории являлись относительно проницаемыми участками земной коры, в связи с чем именно к ним приурочены магматические тела щелочных и ультраосновных пород мезозойского возраста (Глуховский, 1978).

Тектонические условия проявления эндогенных процессов на этом этапе определяются появлением первых литосферных плит и, следовательно, началом перехода от нелинейной тектоники к тектонике плит, что, видимо, явилось следствием укрупнения конвективных ячеек в мантии.

Л и т е р а т у р а

- Г л у х о в с к и й М.З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа. - Геотектоника, 1978, № 4, с. 50-63.
- Г л у х о в с к и й М.З., М о р а л ё в В.М., К у з ь - м и н М.И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протофиолитов. - Геотектоника, 1977, № 6, с. 103-117.
- Г л у х о в с к и й М.З., П а в л о в с к и й Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. - Геотектоника, 1973, № 2, с. 3-7.
- П а в л о в с к и й Е.В. Ранние стадии развития земной коры. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с. 23-39.
- Ф р о л о в а Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. - Труды Иркутского ун-та. Сер. геол., 1951, вып. 2, с. 38-68.
- Ф р у м к и н И.М. Стратиграфия и тектоника архея восточной части Алданского щита. - Автореф. канд. дис. М., 1971. 26 с. *

ЦИКЛ СТРУКТУРНОГО РАЗВИТИЯ
ДОКЕМБРИЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ
И ОСОБЕННОСТИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Последние 15–20 лет явились поворотными в изучении структурной эволюции метаморфических комплексов. Были разработаны новые принципы и методы исследования, на основе которых пересмотрены старые представления о структурной истории докембрийских толщ. Этому вопросу был посвящен специальный всесоюзный семинар, организованный Научным советом по докембрию и проведенный в Ленинграде в апреле 1976 г. Главнейшие доклады и выступления опубликованы в сборнике „Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов“ (1978). Важнейшими достижениями в рассматриваемом плане являются следующие.

1. Во всех докембрийских комплексах, а также и в фанерозойских складчатых образованиях установлено, что складчатые структуры представлены многими генерациями. Число таких генераций, приравняваемых к этапам складчатости, при длительной геологической истории может составлять 7–8.

2. Найдены критерии, определяющие взаимный возраст и последовательность образования складчатых форм.








3. Установлены главнейшие приемы корреляции складчатых форм в пространстве и во времени.

4. Для всех главнейших комплексов докембрия составлены структурно-возрастные шкалы, роль относительных реперов в которых играют этапы складчатости, определяемые последовательно возникающими и накладывающимися во времени складчатыми формами. Открытие структурно-возрастных шкал является самым крупным достижением структурной геологии послевоенного времени.

5. К реперам структурно-возрастной шкалы могут быть „привязаны“ этапы магматизма, метаморфизма и ультраметаморфизма, так что в целом на этой основе возможно восстановление всей геологической истории комплекса. Примеры таких реконструкций читатель может найти в книге „Структурная эволюция метаморфических комплексов“ (1977).

Характеристика особенностей эндогенных процессов может быть дана наиболее полно на основе структурно-возрастных шкал. Вся геологическая история докембрийских комплексов представляется ныне как чередование этапов складчатости, между которыми, синхронно с которыми, раньше или позже которых развивались проявления интрузивной деятельности и метаморфизма. Имеющийся обширный материал убеждает, что в смене складчатых форм, выявляемой в метаморфических комплексах разного возраста, различной степени метаморфизма, на разных континентах, в проявлениях метаморфизма и магматизма относительно реперов структурно-возрастной шкалы

Цикл структурного развития геосинклинального метаморфического комплекса

Кинематика	Индексация	Типы складок и процессы	Метаморфизм	
Восходящие тектонические движения	3-я послеинверсионная стадия	Разрушение складчатых сооружений  Шевроновые складки Кливажи с подчиненными складками	Зеленосланцевая фашия, редко выше	
	$F(2+\pi) m$	 Кинк-бэнд  Складки, осложненные разрывами		
	2-я послеинверсионная стадия	 $F_{2+\pi}$	Комплекс складок общего смятия	Преимущественно амфиболитовая фашия
1-я послеинверсионная стадия	F_3 Модификация отраженных структур, заложенных в доинверсионную стадию			
Общая инверсия				
Нисходящие тектонические движения	Доинверсионная стадия	Завершение формирования отраженных структур		
		F_1 Изоклинальные	 Внутрипластовые складки	 Интрафолиальные
		Прогрессивный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаший и ультраметаморфизм		
F_0	 Оползневые складки Осадконакопление			

обнаруживаются общие черты, которые позволяют наметить некоторые общие закономерности. Автором сделана попытка синтезировать эти закономерности применительно к истории структурного развития докембрийских геосинклинальных комплексов, особенно ранних стадий их формирования.

Структурное развитие происходит на фоне всей геологической истории комплекса – от первых эвстатических колебаний в начале осадконакопления до начала разрушения складчатых сооружений, выведенных на дневную поверхность (см. таблицу).

Структурное развитие любого метаморфического комплекса можно условно подразделить на два периода – доинверсионный и послеперсионный. Их разделяет момент общей инверсии, который определяется принципиально как смена погружения комплекса поднятием.

Доинверсионный период. Осадконакопление осуществляется на фоне погружения территории независимо от того – расширяется или нет бассейн седиментации в латеральном направлении. Наиболее древними являются оползневые складки, синхронные с осадконакоплением (обозначим их F_0). Они особенно характерны для комплексов с ритмичной слоистостью и возникают в основном под действием гравитационных сил. Складки четко локализованы и размываются при образовании вышележащих осадков. Погружение призмы осадков на низшие уровни сопровождается прогрессивно повышающимся метаморфизмом и ультраметаморфизмом, достигающими амфиболитовой и гранулитовой фаций. Это важный момент, и на нем следует остановиться подробнее.

Еще в начале века Э.Ог объяснял метаморфизм повышением температуры и давления при углублении дна геосинклинали (Наид, 1907; Ог, 1938, с. 154–155). Точка зрения Ога поддерживалась в то время и поддерживается многими исследователями сегодня. Исходя из современных данных, предварительными условиями доинверсионного метаморфизма нужно считать повышение в прогибе геотермического градиента при отсутствии тангенциального давления. Одним из доказательств такого метаморфизма являются порфиробластические минералы с признаками докинематической кристаллизации относительно сланцеватости и самых ранних складок (исключая оползневые). Порфиробласты не имеют предпочтительной ориентировки ни по форме, ни по внутреннему строению; их образование обязано только термальному воздействию, так что процесс в целом сопоставим с отжигом. Среди порфиробластов встречаются такие высокотемпературные минералы, как андалузит, силлиманит, гиперстен, что указывает на условия амфиболитовой и гранулитовой фаций. Докинематические порфиробласты особенно характерны для зонально-метаморфических комплексов, но встречаются и в регионально-метаморфизованных комплексах. Часть листоватых минералов также возникает в до-складчатую метаморфическую стадию, образуясь миметически параллельно слоистости. Возникшая таким образом сланцеватость изгибается самыми ранними складками (кроме оползневых).

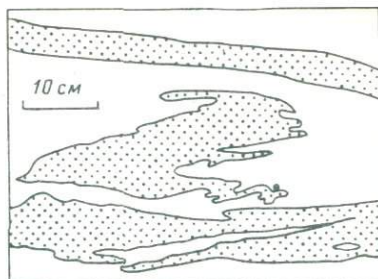
Как видно из сказанного, в доинверсионный период температуры могут достигать тех значений, при которых возможно образование ультраметаморфических продуктов. Ю.М. Соколов (1970) установил в Мамском слюдоносном районе наиболее раннюю генерацию пегматитов – доинверсионные послойные маломощные пегматиты ультраметаморфического происхождения. Автор после изучения образований ладожской серии и критического просмотра материалов по другим комплексам раннего докембрия пришел к твердому убеждению о существовании широко проявленных доинверсионных (доскладчатых) мигматитов (Казаков, 1976, с. 204–206, 216; 1977). Это мигматиты типа липарли, состоящие из тонких чередующихся прослоев лейкосомы и меланосомы. На участках моноклинальных залеганий такие полосы протягиваются на большие расстояния без существенного изменения мощности. Там же, где толща дислоцирована, они изгибаются всеми, даже самыми ранними складками, кроме оползневых. При этом полосы лейкосомы приобретают увеличенную мощность в ядрах мелких складочек, будинируются, разламываются в местах наибольших изгибов или сдвигаются в складочки без субстрата между крыльями этой складочки, т.е. ведут себя как обычные пропластки, обнаруживая этим все признаки своего более раннего образования, чем складчатая деформация. В разрезах, параллельных кристаллизационной сланцеватости и соответственно – контактам прожилков лейкосомы, последняя имеет неправильную амебовидную форму, свидетельствующую об атектонитовых условиях образования, а не удлиненно-линейную форму, которая могла бы быть признаком синскладчатой мигматизации.

До тех пор, пока не была разработана методика изучения структурной эволюции метаморфических комплексов, пока не были созданы структурно-возрастные шкалы, мигматиты относились обычно к синорогенным образованиям той или иной эпохи диастрофизма. Исследования последних лет показали, однако, что различные составные части синорогенного мигматитового комплекса имеют различные возрастные соотношения со складками разных этапов. Вследствие этого сам комплекс ныне распался на разновозрастные составные части, наиболее древней из которых являются доинверсионные (доскладчатые) мигматиты.

Вслед за периодом сильного метаморфизма или в конце его происходит образование первой генерации складок (F_1). Это внутрипластовые мелкие складки изоклинального и интрафолиального типа, развитые локально. В отличие от оползневых складок внутрипластовые складки дисгармонично выполаживаются, так что сланцевость и слоистость в прилежащих частях сохраняют прямолинейное положение. Интрафолиальные складки можно было бы назвать также изолированными фрагментарными складками. Морфологически они представляют собой искривленные линзовидные фрагменты пропластков жестких пород, имеющих один или два складчатых перегиба (рис. 1).

Изоклинальные и интрафолиальные складки нередко несут проникающую кристаллизационную сланцеватость, параллельную их осевым

Рис. 1. Интрафолиальная складка. Ладожская серия, западный берег п-ова Хунукка.



плоскостям, но это не обязательно. Когда такая сланцеватость наблюдается, то при выходе из зоны складки она совпадает со сланцеватостью, параллельной слоистости.

Тесная связь сланцеватостей между собой не позволяет оторвать образование складок F_1 от интенсивного доинверсионного метаморфизма на значительный интервал времени. Вместе с тем может быть несколько поколений складок F_1 .

Изоклиналильные и интрафолиальные складки в своей основе имеют, вероятно, гравитационное происхождение при течении в условиях высоких температур. Сильный метаморфизм, предшествующий образованию этих складок, приводит толщу в состояние очень высокой пластичности. В такой среде при наклонном залегании сланцеватости, параллельной слоистости, которые и сейчас мы можем наблюдать в глубокоэродированных частях комплексов, неизбежно течение материала со скольжением по плоскостям сланцеватости. Течение материала в комбинации со скольжением и вызывает образование складок под действием гравитационных сил. Локализация складок F_1 происходит в местах генерирующих препятствий (медкие выступы, неровности поверхности слоев и др.). Ориентировка шарниров складок F_1 зависит от местных причин, поэтому по ориентировке шарниров эта складка не коррелируется. Они выделяются только по стилю и соотношениям с более поздними складками (для послейинверсионных складок возможна корреляция по ориентировке). Метаморфизм, синхронный с F_1 , так же как и метаморфизм, предшествующий их образованию, соответствует условиям амфиболитовой и гранулитовой фаций, но проявляется локально. Вследствие этого мы не находим регионально проявленных мигматитов, синхронных с F_1 .

Складки с рассматриваемыми морфологическими особенностями, таким генезисом и возрастным положением мы можем считать специфическими для метаморфических комплексов, особенно для регионально метаморфизованных комплексов раннего докембрия. В неметаморфизованных толщах эти складки вообще отсутствуют. Комплексы зонального метаморфизма имеют такие складки в своих глубоко-метаморфизованных частях и не содержат в слабометаморфизованных породах.

Если мы внимательно проанализируем структурные карты докембрийских комплексов, то обнаружим, что их площади можно подразделять на зоны крутых и пологих залеганий слоистости или сланцеватости. Если комплексы имеют линейную протяженность, то эти зоны субпараллельны границам с фундаментом. Так, в ладожской серии в ее сечении по северо-западному берегу Ладожского озера

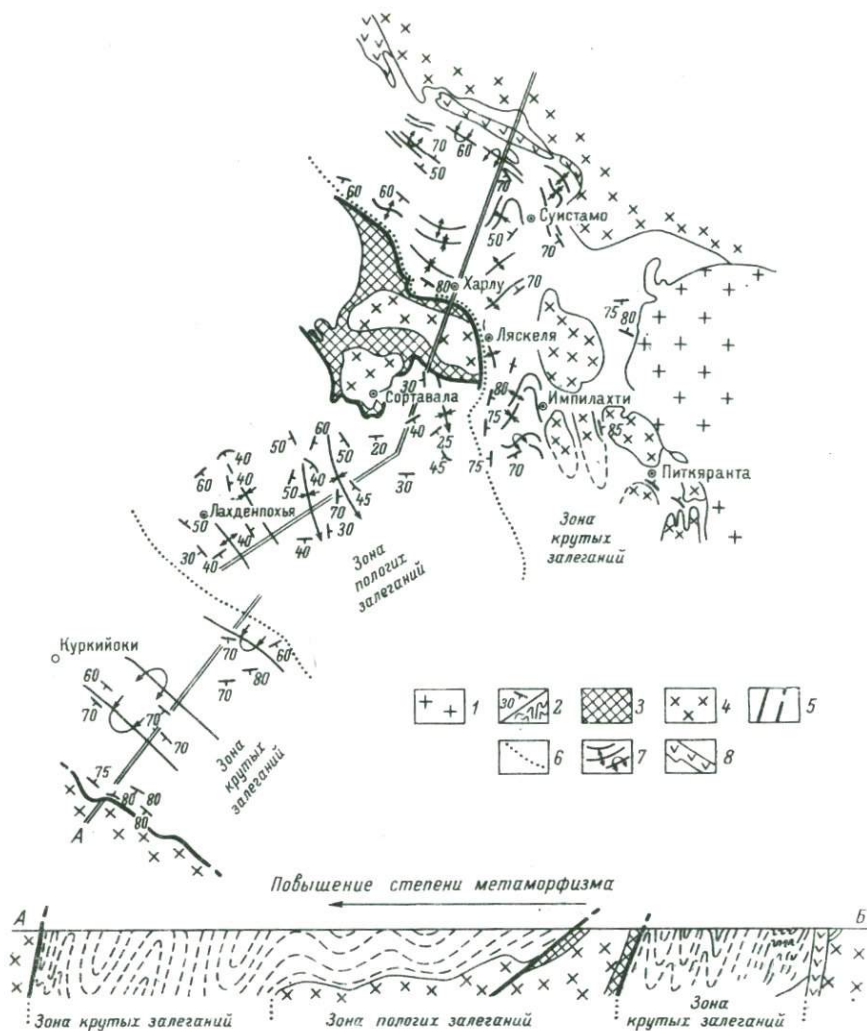


Рис. 2. Отраженные модифицированные структуры ладожской серии Балтийского щита.

1 - граниты рапакиви Салминского массива, 2 - ладожская серия, 3 - сортавальская серия, 4 - архейский гнейсо-гранитный фундамент, 5 - главные тектонические линии, 6 - границы зон пологих и крутых залеганий, 7 - складчатые структуры ладожской серии, 8 - внедрения мантийных базитов.

можно выделить три зоны: северо-восточную и юго-западную зоны крутых залеганий и центральную зону более пологих залеганий (рис. 2). Зоны разных залеганий выделяются и в юго-восточной части мамской серии (рис. 3, см. вкладку 4). Подобные зоны можно выделить и в других комплексах – в кольской серии, например.

Зоны различных залеганий указывают на неравномерное прогибание дна геосинклинали. Там, где залегания крутые, дно геосинклинали расположено глубоко. В случае пологих залеганий мы можем подозревать неглубокое залегание фундамента (что имеет доказательство в выходах его на поверхность в виде выступов или аллохронных пластин, например в ладожском и мамском районах). Таким образом, зоны различных залеганий соответствуют крупным отраженным суперструктурам, возникающим на доинверсионной стадии вследствие неравномерного прогибания дна. Внутри этих зон также можно выделить отраженные структуры более мелкого масштаба.

При формировании зон крутых залеганий подвижки фундамента происходят по глубоким расколам. Некоторые из них достигают верхней мантии и трассируются линейно вытянутыми телами основных пород (рис. 2, 3).

Внедрение мантийных базитов заканчивает, по мнению автора, доинверсионный период структурного развития докембрийских комплексов (во всяком случае комплексов зонально-метаморфизованных).

Таким образом, характерными особенностями эндогенных условий доинверсионного периода являются: 1) раннее, еще на стадии погружения осадков, начало глубинных высокотемпературных процессов – магматических внедрений и метаморфизма; 2) повышение температуры по мере погружения осадков в условиях регионального метаморфизма; в комплексах зонально-метаморфизованных не замечается прямой связи между глубиной погружения блоков и степенью метаморфизма; 3) локализация метаморфизма в отдельных очагах при образовании высокотемпературных складок течения гравитационного типа.

Общую инверсию мы должны понимать как период наиболее длительной стабилизации комплекса, период отсутствия сколько-нибудь значительных вертикальных и тангенциальных движений перед общей сменой знака от погружения к поднятию. И в этом смысле момент инверсии – самый статический момент в развитии комплекса. Этот момент относительно просто представить умозрительно, но в геологических событиях он очень трудно уловим. Для этого у нас нет надежных точек отсчета: складчатые структуры (гравитационные и отраженные) формируются задолго до общей инверсии; до инверсии на фоне общего погружения отдельные блоки испытывают поднятие или по крайней мере стабилизацию; после инверсии отдельные блоки погружаются, а не поднимаются и т.д. Кроме того, само слово „инверсия” разными авторами понимается по-разному. Например, представители школы В.В. Белоусова все явления, синхронные с восходящими тектоническими движениями, относят к инверсионной стадии, т.е.

считают сининверсионными (Гончаров, 1978). В принятом же нами понимании эти явления должны быть отнесены в категорию послейверсионных.

Основные складчатые преобразования происходят в послейверсионный период, который грубо можно разделить на три стадии.

I послейверсионная стадия — это стадия модификации отраженных и унаследованных структур, заложенных в доинверсионный период. Действуют силы тангенциального сжатия. Сравнительно пологие отраженные и унаследованные структуры становятся сжатыми до изоклиальных с вертикальными осевыми плоскостями в зонах крутых залеганий. Возникает комплекс складок мелких порядков, субпараллельных и дочерних относительно отраженных суперструктур. В зонах пологих залеганий происходят резкие срывы. В движения вовлекаются пластины фундамента и проникают в породы чехла как аллохтонные пластины. В этих же зонах образуются лежащие складки нередко значительных размеров. Все эти явления можно иллюстрировать на структурных картах ладожской, мамской и других докембрийских серий.

Ориентировка модифицированных складчатых структур обусловлена двумя факторами: сильным тангенциальным давлением, приводящим к субпараллельности шарниров, и влиянием границ глыб фундамента, параллельно которым располагаются осевые плоскости и шарниры вновь образованных при модификации структур. Первый фактор может быть проиллюстрирован структурной картой мамского района (рис. 3), второй фактор — структурой северо-восточной зоны ладожской серии (рис. 2).

В результате неравномерного прогиба дна геосинклинали и последующих преобразований отраженных структур сечения складчатых зон к концу I послейверсионной стадии приобретают резкую асимметричность. Наибольшая величина прогиба устанавливается отнюдь не в центре складчатой зоны, а скорее у ее краев. Как один из интересных случаев можно выделить асимметричные сечения мамского типа (рис. 3). Такую структуру в целом можно было бы назвать однокрылой. Если распрямить ее в направлении, перпендикулярном удлинению складчатой зоны, то она окажется подобной однокрылым, или асимметричным, мульдам, выделяемым М.А. Гиляровой (1972, с. 13; 1974, с. 99) на Балтийском шите. Исходя из общего строения сечений мамского типа, нетрудно заключить, что одно из крыльев мульды прогибалось сильнее и прилегало к долгожившему глубинному разлому, заложенному еще в стадию осадконакопления.

Строение однокрылых мульд или более сложных сечений, как в ладожской серии, не дает нам прямых оснований объяснить образование таких структур механизмом субдукции. Однако вследствие сильного тангенциального давления (вероятно, одностороннего) в зонах пологих залеганий с неглубоко залегающим фундаментом возникают пологонаклонные плоскости скольжения, что приводит к выводу в эти зоны аллохронных пластин и образованию в них крупных лежащих складок.

I послеинверсионная стадия складкообразования достоверно устанавливается в зонально-метаморфизованных комплексах. В регионально-метаморфизованных комплексах складки этой стадии также распознаются, но в деталях складкообразующий процесс требует в таких комплексах дальнейшего изучения.

Метаморфизм, синхронный с преобразованием отраженных и унаследованных структур, не превышает амфиболитовой фации. В зонах крутых залеганий возможно синхронное внедрение основных магмических магм в небольших линзах, параллельных главному направлению осевых плоскостей складок. Образование крупных интрузий основных пород мало вероятно, так как в условиях сильного тангенциального давления нет условий для открытия камер значительной вместимости, чтобы разместить крупные порции магмы.

Во II послеинверсионную стадию образуется комплекс складок общего смятия, представленных многими генерациями (до 5-6), образующимися при тангенциальном сжатии меняющегося направления на общем фоне восходящих тектонических движений. Наиболее четко проявлены складки взаимоперпендикулярных направлений, что приводит к формированию зон поперечно-перекрестной складчатости (Горлов, 1964). Преобладающее положение осевых плоскостей - субвертикальное, положение шарниров зависит от додеформационной ориентировки слоистости или полосчатости.

На отдельных участках или зонах общее поднятие может быть замедлено или с отрицательным знаком, что приведет к появлению специфической мелкой складчатости на границах блоков. Отделившиеся блоки могут получить возвратное движение - вверх, следствием чего появятся зоны вертикального раздавливания и штамповые складки. Такие возвратные движения локализованы, имеют частный характер и не фиксируют собой крупнейших тектонических событий, захватывающих комплекс в целом.

Метаморфизм во II послеинверсионную стадию неравномерен, но редко превышает условия амфиболитовой фации. Просмотр материалов по многочисленным комплексам показывает множество вариантов эволюции метаморфизма в эту стадию. Проявления метаморфизма обнаруживаются в равной степени как синхронно с каким-либо этапом складкообразования, так и между этапами. Склонность к синхронной кристаллизации проявляют слюдяные минералы, иногда гранат, дистен и силлиманит. В межскладочные интервалы кристаллизуются андалузит, ставролит, силлиманит, а также поименованные выше минералы.

Во II послеинверсионную стадию в эволюции метаморфизма возможно несколько тенденций: а) постепенное понижение метаморфизма, как, например, в мойнском надвиге Шотландии (Ramsay, 1963); б) постепенное повышение метаморфизма, как, например, в Пиринейях (Zwart, 1968) или в удоканской серии (Харитонов, 1977); в) повышение метаморфизма к середине стадии и снижение его к концу, как например в дайредских породах бучанской зоны

Шотландии (Johnson, , 1963) или в мамской серии (Флаасс, 1975); г) проявление метаморфизма примерно на одном уровне (ладожская серия Балтийского щита, Казаков, 1977). В комплексах раннего докембрия преобладает последний тип.

Независимо от тенденций эволюции метаморфизма следует особо отметить роль метаморфической кристаллизации в межскладчатые интервалы. Такая кристаллизация формирует общий облик зональности наравне, если не более, с синскладчатой минерализацией. Статический этап обычно завершает формирование зональности или в целом прогрессивного метаморфизма.

Интрузии основных и гранитоидных пород глубинного происхождения внедряются также в статических условиях в межскладчатые интервалы как внутри II послейверсионной стадии, так и на границах с I и III стадиями. Внедрение интрузий отмечает почти полную остановку складчатости и переход к режиму жесткой кинематики, выделяя этим чрезвычайно важные рубежи, которые должны быть веками для дальнейшего членения послейверсионного периода. В межскладчатые интервалы в статических условиях происходит регенерация гранитных магм. Такие магмы, образованные на глубоких горизонтах, способны к внедрению в вышележащие уровни, где, размещаясь, образуют массовые импрегнации, которые в обобщенной форме можно было бы назвать мигматит-плутонами.

В III послейверсионную стадию последовательно возникают: 1) структурные формы, переходные от пликативных к разрывным (шевроновые складки, сопряженные складки сундучного типа, гофрировка, кинк-зоны), 2) зоны кливажей с подчиненным синхронным складкообразованием, 3) зоны расщепления, 4) разрывы.

Синдеформационный метаморфизм в III послейверсионную стадию редко превышает метаморфизм зеленосланцевой фации. Разрывы могут быть залечены посредством низкотемпературной минерализации. Синхронные интрузивные проявления развиты слабо. Цикл структурного развития завершается разрушением выведенных на поверхность Земли складчатых сооружений.

Таким образом, наиболее характерной особенностью эндогенных процессов при формировании геосинклинальных метаморфических комплексов докембрия следует считать возникновение термальных экстремумов и всплеск интрузивной деятельности в нескладчатых условиях, что приводит к наиболее сильному метаморфизму и ультраметаморфизму в доинверсионный период и в межскладчатые интервалы, а также к внедрению наиболее крупных интрузий между этапами складчатости в условиях жесткой кинематики.

Л и т е р а т у р а

- Г и л я р о в а М.А. О механизме образования сопряженных разновозрастных структур докембрия Карело-Кольского региона. - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Вып. 4. Л., 1972, с. 13-27.
- Г и л я р о в а М.А. Стратиграфия, структура и магматизм восточной части Балтийского щита. Л., 1974. 223 с.
- Г о н ч а р о в М.А. Математическое и физическое моделирование глубинной метаморфической складчатости. - В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., 1978, с. 64-75.
- Г о р л о в Н.В. Перекрестная складчатость в гнейсах беломорского комплекса и ее значение в тектоническом контроле архейских пегматитов. - МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 10, М., 1964, с. 77-87.
- К а з а к о в А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., 1976. 237 с.
- К а з а к о в А.Н. Ладожская серия Балтийского щита. - В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977, с. 79-97.
- К а з а к о в А.Н. Основные особенности доинверсионного развития метаморфических комплексов. Там же, с. 115-121.
- О г Э. Геология. 7-е изд-е. М.-Л., 1938. 560 с.
- П р и н ц и п ы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., 1978. 245 с.
- С о к о л о в Ю.М. Петрохимическая эволюция слодоносных пегматитов (Северо-Байкальская пегматитовая провинция). - В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с. 174-180.
- С т р у к т у р н а я эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977. 159 с.
- Ф л а а с А.С. Особенности геологического строения и структурная эволюция мамской кристаллической полосы. - Автореф. канд. дис. Пермь, 1975. 21 с.
- Х а р и т о н о в А.Л. Удоканская серия Восточной Сибири. - В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977, с. 93-104.
- H a u g E. Traite de geologie. I. Les phenomenes geologiques. Paris, 1907.
- J o h n s o n M.R.W. Some time-relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands. - Geol. Minjb., 1963, v. 42, N 5, p. 121-142.
- R a m s a y J.G. Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the northwest Caledonides. - In: The British Caledonides. London, 1963, p. 142-175.

Z w a r t H.J. The paleozoic crystalline rocks of the Pyrenees in their structural setting. - Krystallinikum, 1968, N 6, p. 125-140.

Р.Ф. Черкасов

МОДЕЛИ СТИЛЯ АРХЕЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ И ИХ КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ПРОВЕРКА

Недавно В.В. Белоусов (1977) рассмотрел проблему глобальной упорядоченности зон диастрофизма всех возрастов. У нас задача более частная: оценить с этой стороны складчатость нижнеархейских толщ на примере их наиболее изученного крупного выхода (Алдан и его окружение).

Представления об упорядоченности или неупорядоченности архейской складчатой тектоники отражались в моделях ее стиля. Под стилем понимается форма пликативных структур в плане и их взаимоотношения. Все многообразие взглядов на стиль архейской тектоники сводится к четырем моделям: линейной, линейно-купольной, купольной и перекрестной, или двулинейной (Черкасов, 1977а).

В линейной модели (рис. 1, а) фигурирует складчатость (простираение слоев) одного направления, причем нередко разного для различных регионов, в связи с чем на их границах выделяются угловые несогласия и делается заключение о разновозрастности архейских толщ (например, по Ю.К. Дзевановскому и др., для Алдана типична складчатость северо-западного простираения, а для Становика - широтного).

В линейно-купольной модели (рис. 1, б) регионы характеризуются в одной части линейной складчатостью, а в другой - мозаикой куполов. Соответственно выделяются угловое несогласие и разновозрастные толщи (например, по Л.М. Минкину и др., западная часть Алдана - купола, восточная - линейная складчатость).

Купольная модель (рис. 1, в) - это хаотично расположенные купола (овалы) разного размера и ориентировки („стада куполов“), в связи с чем простираения слоев имеют самое различное направление; отрицаются угловые несогласия внутри регионов и на их границах (например, по Л.И. Салопу, структура Алдана и смежных регионов единая, состоящая из овалов и межовальных пространств).

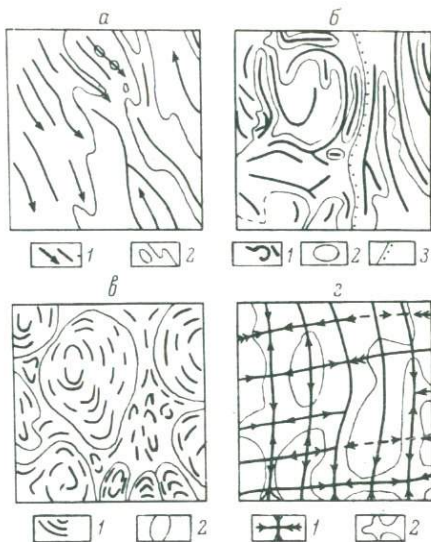
Однако в каждом районе Алдана обнаружены перекрещивающиеся структуры двух направлений. Поэтому общим недочетом указанных моделей является пропуск этой перекрестности, линейаризация структур - сведение их к одному направлению (прямолинейному - в линейной модели, криволинейному - в купольной). Угловые несогласия не наблюдались, а выводились из представления о различиях в про-

Рис. 1. Модели стиля архейской складчатости Алдана.

а - линейная модель: 1 - оси антиклинориев (погружение показано стрелкой) и синклинориев, 2 - границы толщ; б - линейно-купольная модель: 1 -

оси складок, 2 - границы куполов (овалов) и межкупольных пространств; г - перекрестная модель: 1 - оси пликативных структур одного ранга (погружение показано стрелкой, значительное погружение - двойной стрелкой), 2 -

границы районов относительно широкого распространения определенной толщи (в случае синклинориев и антиклинориев определенного ранга) или границы толщ (в случае базисных складок).



стирании складчатости. В купольной модели потеряна связь между куполами, которые считаются самостоятельными структурами. В то же время они сочетаются не с мульдами, а с линейными синклинориями, причем с синклинориями двух взаимноперпендикулярных направлений.

В перекрестной модели (рис. 1, г) структуры разных рангов представлены подразделениями двух направлений. Степень выраженности одного из направлений меняется, в связи с чем план-узор варьирует от округло-крестовидного до почти линейного, точнее прямолинейного.

В указанной модели синтезируются некоторые стороны предыдущих моделей: с одной стороны, признается линейность (но это линейность двух направлений), а с другой - округлые структуры. Но последние не самостоятельные купола, а совместные звенья перекрещивающихся антиклинориев (в тех случаях, когда антиклинории обоих направлений выражены одинаково резко), поэтому купола связаны единичными осями (шарнирами) и не являются самостоятельными структурами. При этом имеются в виду не „купола гранитизации“, наложенные на архейскую складчатость, а складчатые структуры архейских фациальных зон, которые также являются перекрестными (рис. 2). Предполагается, что перекрестность фациальных зон и пликативных структур предопределена решетчатыми древнейшими разломами. Вообще говоря, перекрестность разломов улавливается легче, чем перекрестность складчатых структур. Тем не менее пли-

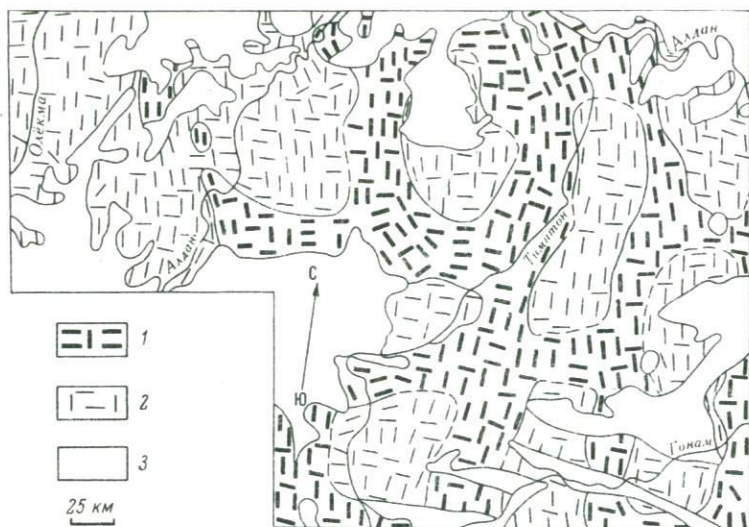


Рис. 2. Перекрестность фациальных зон архея Алдана.

Средние по размеру фациальные зоны (ориентировка штрихов указывает на преобладающее простирание слоев): 1 - фемические (обычно синклинии), 2 - салические (обычно антиклинии), 3 - пост-архейские образования.

Распределение простираний слоев в структурно-фациальных зонах архея (в %)

Гигантские структурно-фациальные зоны	Количество участков	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>
Алданская	1660	52	33	10	5
Олёкминская (восточная часть)	252	59	34	6	1
Становая (северная часть)	107	56	32	10	2
Алданская и части Олёкминской и Становой зон вместе	2019	53	33	10	4

Примечание. Простирания слоев: *a* - субмеридиальные, ($0 \pm 22.5^\circ$), *b* - субширотные ($90 \pm 22.5^\circ$), *c* - северо-западные ($315 \pm 22.5^\circ$), *d* - северо-восточные ($45 \pm 22.5^\circ$).

кативная перекрестность зафиксирована в образованиях различного возраста, в том числе в мезозойско-кайнозойских, которым посвящены работы И.А. Одесского, Ю.А. Мещерякова и др.

Итак, по линейной модели в регионе должны господствовать простирания слоев одного направления, по купольной – самых разных, по перекрестной – двух направлений. Как это проверить? Очевидно, путем фиксации простираний слоев и их исчисления (см. таблицу). Учитывались в первую очередь простирания прослеженных слоев, особенно маркирующих, а также замеры слоистости, результаты дешифрования слоев на аэроснимках. Затем на участках площадью 40–50 км² выявлялось (с ошибкой 3–5°) преобладающее простирание слоев и наносилось на схему. В таблице данные о простираниях сведены (с ошибкой 2–3°) в четыре одинаково широких диапазона. Однако и в более узких диапазонах ортогональные направления резко преобладают над диагональными, охватывающими, к тому же, втрое больший интервал: распространенность субмеридиональных (0±5°) простираний – 38%, субширотных (90±5°) – 24%, северо-западных (315±15°) – 3%, северо-восточных (45±15°) – 1%. Близкие цифры характеризуют и подразделения гигантской Алданской зоны – крупные (шириной 170–260 км) фациальные зоны (Черкасов, 1977б). Отношения между двумя преобладающими направлениями очель устойчивы в разных зонах. Они выражаются формулой $b = 2/3a$, что отвечает „золотому сечению“.

Итак, не подтверждено представление как о хаотической структуре архея, так и о резком преобладании складчатости одного направления. В дальнейшем целесообразно проверить: является ли статистическая закономерность „золотого сечения“ универсальной (законом), т.е. выдерживается ли она в других выходах древнейших толщ шириной 170 и более километров.

Л и т е р а т у р а

- Б е л о у с о в В.В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках. – Геотектоника, 1977, № 5, с. 44–55.
- Ч е р к а с о в Р.Ф. Архейды Алдана: хаос куполов или перекрестная складчатость? – В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977а, с. 19–40.
- Ч е р к а с о в Р.Ф. Проблемы количественной тектоники (на примере архейд). – В кн.: *Matematiké metody v geologii*. Pĕibram, 1977б, с. 516–529.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ КАК ИНДИКАТОР ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПАЛЕОЛИТОСФЕРЫ

Анализ условий, места, времени и характера проявления процессов магматизма, опирающийся на формационный подход в изучении магматогенных комплексов, позволяет получить информацию о строении и структурном развитии земной коры, об эволюции ее геотектонического и термодинамического режимов во времени и пространстве, о вещественном составе коры и мантии на уровнях формирования магматических масс в тот или иной отрезок геологической истории Земли.

Такая информативность магматических образований обусловлена связанностью процессов магматообразования с процессами тектогенеза и зависимостью вещественного состава пород от физико-химической обстановки в областях зарождения родоначальных магматических расплавов, а также в местах формирования интрузивных тел или развития ультраметагенного гранитообразования.

Особый интерес, естественно, представляют вопросы о вещественных и структурных особенностях земной палеокоры в раннем докембрии, о чем в известной мере можно судить на основе изучения проявлений древнейшего магматизма.

Проведенный сотрудниками Лаборатории магматизма ИГГД АН СССР в 1970-1976 гг. формационный анализ магматических комплексов докембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ раскрывает некоторые существенные черты геотектонической истории этих двух крупных сегментов материковой коры в интервале длительностью около 2,5 млрд. лет, охватывающем последовательность эндогенных геологических событий от начала становления коры до завершения формирования кристаллического фундамента древних платформ Евро-Азиатского континента.

История становления этого фундамента, в нашем понимании (Шуркин, Митрофанов, 1969, 1974), подразделяется по общим особенностям геотектонического развития на три последовательных этапа: I - до- или прогеосинклинальный, II - первично- или протогоеосинклинальный и III - протоорогенно-субплатформенный или этап стабилизации древних платформ. Все этапы в целом составляют протогей (по Штилле) и в границах современной (1977 г.) хроностратиграфической шкалы докембрия отвечают нижнему архею, верхнему архею и нижнему протерозою. Радиохронологически длительность этих этапов в абсолютном летоисчислении приблизительно ограничивается рубежами: первого от около 4,0 до 3,0, второго - от 3,0 до 2,6 и третьего - от 2,6 до 1,65 млрд. лет. Последняя дата является нижней границей неогей (по Штилле), который целиком охватывается геосинклинально-платформенным этапом развития

коры. Мы опускаем здесь рассмотрение магматизма этого этапа как не относящегося непосредственно к нашей теме.

Мы также не останавливаемся и на развернутой характеристике трех ранних геотектонических этапов, но считаем необходимым напомнить главнейшие особенности каждого из них, важные для понимания дальнейшего.

Прогео синклинальный этап характеризуется повсеместной неустойчивостью маломощной коры в пределах материковых ее сегментов, ареальным развитием магматизма и несколько позднее – высокоградиентностью также ареального метаморфизма. Эти два процесса на первом этапе играли главную корообразующую роль, а экзогенный литогенез имел подчиненное развитие, и лишь к концу этапа местами (Сибирская платформа) он получил преимущество, обусловленное консолидацией коры.

Протогео синклинальный этап становления коры отличается формированием протяженных подвижных поясов линейного типа, обрамляющих по периферии протоплатформенные структуры в качестве окраинных прогибов (сибирский тип) или охватывающих срединные массивы, разделяя их друг от друга и образуя в этом случае складчато-синклинальные пояса материкового типа (восточно-европейский тип). С теми и другими троговыми структурами связан интрузивный и эффузивный магматизм, а также синхронный со складчатыми деформациями зонально проявленный региональный метаморфизм (фациальные серии повышенного и низкого давления). Срединные массивы и прилежащие к прогибам части протоплатформы первоначально подвергаются размыву, а позднее, одновременно с магмо- и тектогенезом в трогах, испытывают тектоло-магматическую активизацию с образованием ультраметабазитов мигматитов и гранитоидов, частью аллохтонных.

Общим результатом взаимодействия всей совокупности эндо- и экзогенных корообразующих процессов являются: общая „гранитизация“ коры, возрастание ее мощности и устойчивости, с чем связан переход к следующему этапу ее геотектонического развития.

Этап стабилизации древних платформ по особенностям тектонического режима подразделяется на протоорогенную и субплатформенную стадии, отражающие в своей последовательности прогрессирующую консолидацию коры на фоне преимущественного развития разломно-глыбовой тектоники.

В орогенную стадию формируются наложенные тектонические депрессии с вулканогенными и (или) терригенными отложениями и сопредельные горстовые структуры, а в субплатформенную стадию происходит глубокий размыв и общая денудация всех более ранних структур. Явления регионального метаморфизма имеют место лишь в отдельных приразломных депрессиях, а процессы магматизма, контролируемые разломами разной глубинности, наоборот, получают наиболее интенсивное развитие в орогенную стадию и полностью замирают лишь в конце субплатформенной стадии, после образования крупных интрузий гранитов ралакиви и трапловых плагио, которые

своим появлением знаменуют завершение стабилизации древних эпитраннедокембрийских платформ.

Общая последовательность образования магматических и ультраметагенных формаций в рамках трех охарактеризованных этапов показана ниже.

Схема эволюции магматизма в раннем докембрии
(по К.А. Шуркину, Ф.П. Митрофанову, В.М. Шемякину, 1977 г.)

Формации прогрессивного этапа
(~4.0-3.0 млрд. лет)

Комплекс первичнокоровых гранитоидов*
Коматиит-андезит-базальтоидная (ДСК)**
Анортозит-гипербазит-габброидная (РСК)

РТ-уровень гранулитовой фации эндербитовая (РСК) чарнокит-мигматитовая (ССК) аляскитовая (ПЗСК)	РТ-уровень амфиболитовой фации гранодиоритовая (РСК) гранит-мигматитовая (ССК) аплитовая (ПЗСК)
--	--

Формации протогоеосинклинального
этапа (~3.0-2.6 млрд. лет)

Троговые структуры (прото- геосинклинали) липаритовая, дацит-анде- зит-базальтовая, спилит- диабазовая (латеральная серия)	Протоплатформенные структу- ры и активизированные срединные массивы
---	---

Гипербазитовая (РСК) (в
краевых разломах жестких
структур)
габброидная (РСК)
плагиогранитная (РСК)
плагиогранит-мигматито-
вая (ССК)

липарит-андезит-базаль-
товая
габбро-кварц-порфировая

Чарнокитоидная, габбро-анор-
тозитовая (пограничных
глубинных разломов)

Плагио-микроклиновых гранитоидов и мигматитов (ССК)

Микроклиновых гранитов и
мигматитов (ПЗСК)

Ортоклазовых гранитов (РСК)

Формации этапа стабилизации древних платформ (2.6-1.65 млрд. лет)

Оrogenная стадия (от древних к молодым)

Наложенные тектонические депрессии
андезито-базальтовая
субщелочно-базальтовая
пикрит-базальтовая
габбро-гипербазитовая

Периферические поднятия
трахиандезитовая →
→ сиенит-гранодиоритовая
трахилипаритовая →
→ граносиенит-гранитная
липаритовая → гранит-гранофировая

Перидотит-габбро-норитовая (расслоенных интрузий)
Щелочно-габброидная, щелочно-гранитоидная (многофазных интрузий)

Субплатформенная стадия

Порфиroidных гранитоидов, анортозит-рапакиви-гранитная, долерит-диабазовая (трапповая)

Примечания. Формационная принадлежность комплекса первично-коровых гранитоидов не ясна. Формации: ДСК - доскладчатые, РСК - раннескладчатые, ССК - соскладчатые, ПЗСК - позднескладчатые, ПСК - послескладчатые относительно главной фазы складчатости соответствующего типа.

Коротко остановимся на проблеме происхождения земной коры, которая понимается нами как исторически возникшее геологическое тело - продукт тесного и длительного взаимодействия эндогенных и экзогенных корообразующих процессов, в совокупности преобразовавших приповерхностную часть палеолитосферы, возникшей еще в догеологическое время, при аккреции космического вещества в планету Земля. Согласно представлениям некоторых астрофизиков (Ф. Хойл и др.) и геологов (Рудник, Соболевич, 1973), при формировании нашей планеты около 6.0-5.5 млрд. лет тому назад имело место распределение протопланетного вещества по удельному весу, т.е. осуществлялась концентрация наиболее тяжелых элементов в ядре (Ni, Fe и др.), мафических - в мантии и сиалических - во внешней каменной оболочке. Вероятно, с первичной вещественной неоднородностью последней за счет неравномерного распределения различных по составу крупных масс при аккреции Земли, а также в результате последующих пространственно локализованных излияний базальтоидных расплавов из мантии в местах падения значительных по величине метеоритов было связано зарождение проматериковых и проокеанических сегментов еще в конце планетарного этапа становления Земли („лунная стадия“ развития коры).

В соответствии с геохимическими связями в существенно сиалических проматериковых сегментах оказалась сконцентрированной и главная масса радиоактивных элементов, в том числе и вероятно уже давно выгоревших трансурановых (Войткевич, 1970). В результате именно эти области получили наибольший энергетический потенциал, обусловивший на рубеже около 4.5–4.0 млрд. лет интенсивное развитие разнообразных эндогенных процессов (тектонических, интрузивно–магматических, вулканических, метаморфических и т.п.), вызвавших перераспределение вещества с перемещением наиболее легких элементов (Si , Al , Na , K и др.) к земной поверхности, а освобождаемых при этом летучих (O , H , CO_2 , N , Cl , H_2O , H_2S и др.) в палеоатмосферу. Следствием этой дифференциации, вызванной радиогенным теплом, в первую очередь и явилось рождение первичной материковой палеокоры где-то во временном интервале 4.5–4.0 млрд. лет. Эта кора слагалась главным образом породами эндогенного происхождения, лишь отчасти – продуктами их химического разложения под действием атмосферных реагентов, т.е. явилась порождением взаимодействия внутренних и внешних кооробразующих процессов. С момента появления этой палеокоры, как нам думается, и следует начинать собственно геологическую страницу в истории Земли.

Не исключено, что реликтами первоначальной палеокоры являются поля гранитоидов (тоналиты, трондьемиты, плагиограниты), слагающие фундамент так называемых первичных гранито–зеленокаменных поясов Гренландии, Зимбабве, Свазиленда и др. (Gliksun, 1976). Радиологический возраст этих гранитоидов достигает 3.8–3.5 млрд. лет. Возникает вопрос: если этот комплекс первичнокоровых гранитоидов является производным глубинной дифференциации вещества, слагавшего верхнюю часть проматериковых сегментов палеолитосферы, то каков был ее вещественный состав? По нашему мнению (Шуркин, Митрофанов, 1974), этот, лежащий между мантией и гранитоидной палеокорой слой имеет андезито–дацитовый или андезито–анортозитовый (в среднем) валовый химический состав, т.е. несколько обогащен Mg , Ca и Fe в сравнении с первичнокоровыми гранитоидами, которые представляют собой наиболее низкотемпературные выплавки из этого субстрата.

Вряд ли в наши дни можно рассчитывать встретить в эрозионном срезе континентальной коры участки этой „догеологической“ литосферы. Она, возможно, сохранилась лишь под гранитно–метаморфическим слоем в нижней части земной коры, т.е. составляет „гранулито–базитовый слой“. По географическим данным, плотность пород этого слоя находится в пределах 2.7–3.2 г/см³, скорости продольных сейсмических волн лежат в интервале 6.6–7.4 км/с. Эти параметры, согласно М. Ботту (1974, с. 89), предположительно соответствуют „сухим“ метаморфическим породам – обогащенным кремнеземом – гранатовым гранулитам и эклогитам, а по А. Рингвуду и Д. Грину (Ringwood, Green, 1966), отвечают грано–

диоритам и диоритам, находящимся в условиях давления около 30 кбар и температуры 1100⁰С.

Автор данной статьи рассматривает в качестве непосредственных представителей пород нижней части коры ксенолиты, встреченные в большом количестве в трубке взрыва на о-ве Еловом близ г. Канадалаки (Шуркин, 1978). Они представлены эклогитоподобными породами с разными количественными соотношениями трех минералов: альбит-олигоклаз + диопсид с 10% жадеитовой молекулы + гранат (39-44% пирропа, 42-46% альмандина и 13-15% гроссуляра).

Расчет палеотермо-барометрических параметров определяет кристаллизацию данной парагенетической ассоциации при $P = 9-10$ кбар и $T = 700-725^{\circ}C$. Химизм пород в зависимости от их минерального состава оказывается близким к габбро-норитам, габбро-лабрадоритам и габбро-диоритам. Плотность пород меняется пропорционально степени их меланократовости от 2.95 до 3.23, что отвечает величинам плотности, указанным выше для гранулит-базитового слоя, подошва которого в районе трубки взрыва, по данным ГСЗ, лежит на уровне около 35-38 км. При современных величинах геотермического и геодинамического градиентов термодинамические параметры этих пород отвечают глубине их залегания на отметке около 30 км, т.е. в приподошвенной части коры. Эти эклогитоподобные породы вполне могли быть магмообразующим субстратом, породившим ряд магматических формаций прогеосинклинального этапа.

Возвращаясь к приведенной выше схеме, можно отметить, что группа формаций прогеосинклинального этапа малочисленнее других. В этом мы видим отражение слабой степени структурной и вещественной дифференцированности коры и мантии в то время.

Геологические и генетические особенности всей группы формаций, которые неоднократно рассматривались ранее (Шуркин, Митрофанов, 1969, 1974 и др.), а также ареальное распространение составляющих формации вулканогенных, интрузивных и ультраметабазитных пород свидетельствуют об отсутствии строгого структурного контроля в их размещении, о малой мощности и мобильности палеокоры, ее неспособности к дроблению крупными глубинными разломами и, наконец, о ее повышенной геоэнергетической вооруженности в раннем архее.

Геологическую основу палеокоры в большинстве архейских регионов СССР, да и других древнейших сегментов коры, за исключением „островов“ первичнокоровых гранитоидов, составляют вулканиты андезит-базальтоидного состава, местами с подчиненными коматитами, преобразованные в процессе регионального метаморфизма в пироксеновые сланцы, ортогнейсы и гранулиты, а затем, позднее, при ультраметаморфизме - в чарнокит-мигматиты и (или) в гранит-мигматиты. Этот формационно сложный комплекс ультраметаморфитов является главным корообразующим комплексом на прогеосинклинальном этапе развития палеокоры, ее „гранит-метаморфическим“ слоем. Его формирование за счет вулканогенного вещества, испытывавшего глубокую дифференциацию в процессе автохтонного мигматито-

и гранитообразования, свидетельствует о повышении T и P в приповерхностной части литосферы до величин, при которых стали возможны эти процессы. Для чарнокит-мигматитов в среднем палеотемпература оценивается в $700-900^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{общ}}$ в разных районах и, может быть, в зависимости от глубины эрозии определяется от 5-6 до 10-11 кбар. Поскольку такому преобразованию подверглись сформированные на поверхности толщи вулканитов и нет никаких прямых геологических свидетельств их погружения в недра при ультраметаморфизме (не менее 20-25 км при современных градиентах P и T), то приходится думать, что на прогеосинклинальном этапе, точнее около 3.0 млрд. лет тому назад (возраст метаморфизма пород Алдана, Кольского полуострова и других районов), соответствующие термодинамические условия создавались на небольших глубинах.

В тесной парагенетической связи с андезито-базальтоидными вулканитами находятся раннескладчатые анортозит-гипербазит-габброидная и гранодиоритовая (эндербитовая) формации, сформированные, судя по наличию ксенолитов вмещающих вулканогенных пород в габбро-анортозитах (Беломорье), в гипабассиальных условиях. Характернейшей особенностью этих формаций является многократность внедрения небольших порций магматических масс с образованием многочисленных бескорневых интрузий разного состава, в целом составляющих естественный эпигенетический ряд пород (по А.А. Полканову) или единую комагматическую серию. Петрогенетические особенности пород формаций позволяют говорить о вероятной вещественной связи родоначальных расплавов с андезито-анортозитовым слоем коры, испытавшим селективное плавление с образованием магм габброидного (с разным содержанием полевошпатовых составляющих) или андезитового состава. Уместно напомнить экспериментальные данные Г. Грина (1970), показавшего возможность образования габбро-анортозитов и гранодиоритов (и эндербитов - в условиях гранулитовой фации) при фракционной кристаллизации андезитового расплава в условиях $P_{\text{общ}} = 9-13$ кбар. Как уже отмечалось, подобные величины давления определяли равновесную ассоциацию минералов эклогитоподобных пород, залегающих на глубине порядка 25-30 км. По многочисленным экспериментам (Белоусов, 1976), известно, что солидус химически близких к ней систем габбро-лабрадоритов и андезитов при повышенном давлении в присутствии летучих находится на уровне около $900-1000^{\circ}\text{C}$; при незначительном изменении тектонической и, следовательно, термодинамической (спад давления, повышение температуры) обстановки упомянутые выше эклогитоподобные породы могли плавиться на месте. В настоящее время подобные T и P возможны только в пределах верхней мантии - на глубинах не менее 60 км. Иначе говоря, в далеком докембрии геотермический градиент приблизительно втрое, а геодинамический вдвое превышали современные. Как отмечалось, такую повышенную энерговооруженность можно объяснить обогащенностью верхней части палеолитосферы радиоактивными элементами. В этом случае становится понятным и „приповерхностный“ ультраметаморфизм вулка-

нитов, преобразование которых в чарнокит-мигматиты могло происходить на глубинах 5–6 км, а в гранит-мигматиты – 2–3 км от дневной поверхности. Причину повышенного давления мы находим в гипотезе расширяющейся Земли. Приведенные в другом месте расчеты (Шуркин, Митрофанов, 1974) показывают, что при меньшей приблизительно на 1/5 против современной величине радиуса Земли 3,7 млрд. лет назад уже в пределах гранито-метаморфического слоя палеокоры обеспечивалось давление в интервале 5–10 кбар.

Таким образом, из беглого анализа особенностей магматизма древнейшего докембрия следует вывод о том, что магмообразующие процессы прогеосинклинального этапа развития палеокоры происходили в верхней части литосферы, главным образом в пределах андезито-анортозитового и образующегося тогда же гранит-метаморфического слоев, и лишь частично в мантии (недифференцированной, если считать коматииты продуктами ее плавления – по Viljoen, Viljoen, 1969) или в пограничной области между мантией и вышележащей оболочкой (андезито-базальтоидная формация в целом как производная процессов, соответствующих известному по экспериментам Грина-Рингвуда эффекту „андезито-дацитового трога“ при высоких давлениях). Завершившаяся к концу прогеосинклинального этапа общая „гранитизация“ палеокоры привела к возрастанию ее мощности и устойчивости, т.е. к смене характера ее геотектонического режима.

Следующий протогеосинклинальный этап по совокупности особенностей проявления магматизма, тектогенеза и метаморфизма, как уже говорилось выше, характеризуется тем, что эти процессы сосредоточиваются в глубинных разломах коры и в прилежащих к ним зонах повышенной проницаемости для тепловых потоков и связанного с ними привноса в кору эндогенного вещества. На начальной стадии развития протогеосинклинальных структур образуются вулканоплутонические ассоциации: спилито-диабазовая, дацит-андезит-базальтовая и липаритовая и генетически сопряженные с ними, но несколько запаздывающие во времени гипербазитовая, габброидная и плагиогранитная раннескладчатые формации, распространяющиеся отчасти в разломах и за пределы троговых структур в пограничные блоки фундамента. Все эти комплексы магматических пород представляют продукты дифференциации мантийной толеито-базальтовой магмы в направлениях известково-щелочном, толеитовом и антидромном (Магматизм и металлогения . . ., 1971). Однако не исключено происхождение лептитовой и плагиогранитной формаций за счет андезито-анортозитового слоя при подъеме фронта магмообразования.

На раннеинверсионной стадии развития протогеосинклинальных структур, после первых фаз складкообразования в трогах и регионального метаморфизма (зонального) выходящих их пород создаются условия для внутрикорового гранитообразования, захватывающего также и срединные массивы (Восточно-Европейская платформа) и прилежащие к прогибам части протоплатформ (Восточная Сибирь). В результате развития ультраметамических процессов возникают слож-

ные стратиформные плагиогранит-мигматитовые поля и гранитоиды автохтонного и субавтохтонного залегания, развитие которых приводит к относительной консолидации антиклинорных и частичной стабилизации синклинорных структур. Наступающая вслед за этим активизация в последних сопровождается образованием вулканоплутонической ассоциации липарит-андезит-базальтовых вулканогенных толщ, силлов и гипабисальных интрузий габбро-диабазов и кварцевых порфиров, иногда гипербазитов. В пограничных со стабилизированными структурами крупных глубинных разломах на этой стадии тектогенеза возникают специфические формации – чарнокитовая и габбро-анортозитовая, представленные крупными интрузивными телами. Формирование расплава чарнокитов, как показали исследования В.М. Шемякина (1976), отвечает T 900–1000 $^{\circ}C$, а становление интрузивных тел происходило в гипабиссальных условиях при давлении около 2,0 кбар при T солидуса 670–700 $^{\circ}C$. Иначе говоря, можно предположительно думать о связи родоначального расплава этих пород с андезит-анортозитовым слоем коры, что не менее вероятно и для анортозитов при фракционной кристаллизации магмы андезитового состава.

Возрастающая в своей интенсивности тектоно-магматическая активизация затем в стадии общей инверсии протогеосинклинальных структур фиксируется формацией плагиомикроклиновых гранитоидов и мигматитов, свидетельствующих о подъеме фронта магмообразования снова в пределы гранито-гнейсового слоя коры с возрастанием здесь температур до 550–650 $^{\circ}$ (амфиболитовая фация с парагенетическими ассоциациями умеренных давлений до 5 кбар).

Особенностью этой формации, в отличие от более ранней, является широкое развитие метасоматических гранитоидов и мигматитов и подчиненное распространение аллохтонных гранитоидов. Наступившая затем общая стабилизация коры сопровождается локально развитыми в отдельных разломах поздне- и послескладчатыми формациями существенно калиевых гранитов – микроклиновых, сопровождаемых мигматитами в пределах троговых структур, и ортоклазовых – в разломах консолидированного фундамента.

Родоначальные расплавы тех и других, по данным Ф.П. Митрофанова (Раннедокембрийские гранитоидные формации, 1975), формировались на больших глубинах: иначе говоря, эти формации свидетельствуют об уходе фронта магмообразования за пределы гранито-гнейсового слоя, возможно даже на границу с верхней мантией.

Как видно из изложенного, протогеосинклинальный этап в целом вследствие неоднократного развития процессов гранитообразования в пределах коры ознаменовался широким внутрикоровым перераспределением вещества, в меньшей мере его привнесом в процессе вулканической и интрузивно-магматической деятельности. Кора на этом этапе приобрела еще большую мощь, а к концу – и жесткость, предопределившие смену тектоно-магматического режима на следующем этапе.

Этап стабилизации древних платформ отличается тем, что свойственные ему указанные в таблице многочисленные магматические формации связаны с разломами, проникающими не только в нижние части коры, но и далеко в верхнюю мантию. Общий разломно-глыбовый стиль тектоники предопределил образование наиболее крупных в докембрии интрузий магматических пород и пространственно локализованных в тектонических депрессиях мощных толщ вулканитов (до 8-10 км) именно на этом этапе.

Не давая характеристик названных в таблице формаций, автору хотелось бы подчеркнуть, что на орогенной стадии преобладают связанные с толеито-базальтовой мантийной магмой основные вулканиты в антидромном, в целом их развитии, включая сюда и расслоенные интрузии перидотит-габбро-норитовой формации. К концу орогенного этапа, вероятно, относится многофазная щелочно-габброидная формация, свидетельствующая о высокой стабильности коры и очень глубоком положении родоначальных магматических очагов (не менее 70-100 км). Гранитоидный вулканоплутонический магматизм орогенной стадии, по-видимому, также связан с магматическими очагами повышенной глубинности (нижняя часть материковой коры?), поскольку даже самые ранние расплавы имеют субщелочной характер. Что касается специфической щелочно-гранитной формации, имеющей отчетливо натриевую специализацию, то для нее не исключается гибридный состав исходного расплава мантийно-глубиннокорового происхождения.

Завершающие историю раннедокембрийского магматизма формации анортозит-рапакиви-гранитная и порфириовидных гранитоидов генетически связываются нами с андезит-анортозитовым слоем, а последняя, долерит-диабазовая, формация своим появлением завершает этап стабилизации древних платформ и безусловно связана с разломами мантийного заложения.

Общий характер магматизма на рассматриваемом этапе развития коры в раннем докембрии свидетельствует об уходе процессов магнообразования на глубокие уровни литосферы, сходные с их местонахождением в фанерозое. Эти процессы развивались строго локально — только в связи с глубинными разломами, вероятно, игравшими роль „спускового крючка“, резко снижавшего давление, что приводило к плавлению магнообразующего субстрата.

Так, в главных чертах представляются нам геотектоническая и структурная эволюция земной коры в раннем докембрии и особенности вещественного состава палеолитосферы на основании анализа характера и особенностей раннедокембрийского магматизма.

Л и т е р а т у р а

- Белюсов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, 1976. 332 с.
Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., 1974. 373 с.

- В о й т к е в и ч Г.В. Радиоактивность в истории Земли. М., 1970, 168 с.
- Г р и н Т.Х. Опыты при высоких давлениях, касающиеся генезиса анортозитов. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970, с. 250-283.
- М а г м а т и з м и металлогения докембрия Карелии. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 37-45.
- Р а н н е д о к е м б р и й с к и е гранитоидные формации. Л., 1975. 292 с.
- Р у д н и к В.А., С о б о т о в и ч Э.В. Ранняя история Земли. Л., 1973. 22 с.
- Ш е м я к и н В.М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л., 1976. 180 с.
- Ш у р к и н К.А. Эксплозивные брекчии Кандалакшских островов. - В кн.: Вопросы общей петрологии. М., 1978.
- Ш у р к и н К.А., М и т р о ф а н о в Ф.П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 47-64.
- Ш у р к и н К.А., М и т р о ф а н о в Ф.П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 8-16.
- G l i k s o n A.Y. Stratigraphy and Evolution of Primary and Secondary Greenstones: Significance of Data from Shields of the Southern Hemisphere. - In: The early history of the Earth. 1976, p. 257-277.
- R i n g w o o d A.E., G r e e n D.H. Petrological nature of the stable continental crust. - Geophys. Monogr., N 10, Washington, 1966, p. 611-619.
- V i l j o e n M.Y., V i l j o e n R.P. Evidence for the composition of the primitive mantle and its products of partial melting from a study of the rocks of the Barberton Mountain Land. - In: Upper Mantle Project. Geol. Soc. S. Africa, Sp. Publ., 1969, 2, p. 275-296.

Л.П. С в и р и д е н к о, М.М. С т е н а р ь,
А.И. Б о г а ч ё в

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ КАРЕЛИИ

Тектоносфера Карелии представлена тремя мегаблоками: Беломорским, Карельским и Ладожским, являющимися северо-западной частью одноименных геоблоков (Дедеев, Шустова, 1976), просле-

живающихся в фундаменте Русской плиты. Для выяснения эволюции тектонического режима в геологическом развитии докембрия наибольшее значение имеют два последних мегаблока, так как Беломорский испытал интенсивные наложенные процессы на поздних стадиях геологического развития, в значительной мере затушевавшие признаки ранних этапов.

Карельский и Ладожский мегаблоки имеют единый фундамент, но различаются характером глубинного строения и временем формирования. Поэтому формационный анализ последовательности магматизма и плутонизма в пределах названных мегаблоков и их сопоставление позволяют наметить некоторые закономерности в тектоно-магматическом развитии докембрия Карелии.

Древнейшие породы Карельского и Ладожского мегаблоков, выходящие на земную поверхность в виде отдельных небольших блоков и куполов, слагают „диоритовый” слой (согласно четырехслойной модели Земли), в той или иной степени измененный наложенными процессами, главными из которых являются диафторез и гранитизация. Это тоналито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы, эндербиты, двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и пироксеновые амфиболиты. Наиболее распространенными из них являются тоналито-гнейсы. В настоящее время отсутствуют изотопные датировки, отвечающие времени формирования данных образований, но имеются основания полагать, что оно значительно превосходит 3 и возможно близко 3.5 млрд. лет. „Дiorитовый” слой формировался в термодинамических условиях, резко отличных от условий формирования гранитно-метаморфического слоя. Полученный за последние годы фактический материал позволяет предполагать региональное развитие здесь гранулитовой фации метаморфизма, в отличие от неоднородного метаморфизма гранитно-метаморфического слоя. Кроме известных в Западной Карелии (Синицын, Корсакова, 1971; Свириденко, 1974) ассоциаций гранулитовой фации, последние обнаружены в Северной Карелии (устное сообщение О.И. Володичева), а сопоставимые парагенезисы встречены в Центральной Карелии.

Как известно (Тугаринов, Войткевич, 1966; Геохронологические рубежи..., 1972), в пределах Карельского мегаблока широко распространены изотопные датировки 2700-2800 млн. лет, относящиеся к гранитоидам мигматит-гранитной формации, синтетектоничным ребольской складчатости, которые отсутствуют в пределах Ладожского мегаблока. Существуют определенные различия в характере магматизма домигматитового и постмигматитового периодов (см. таблицу).

Домигматитовый магматизм (древнее 2700-2800 млн. лет) характеризуют магматические формации лопия, сопоставляемые с соответствующими образованиями зеленокаменных поясов. По условиям проявления домигматитового магматизма могут быть выделены две стадии. Наиболее ранняя геологически документируемая магматическая деятельность представлена дацит-андезитовой формацией, развитой в нижних частях разреза лопия Хаутаваарской зоны (Ро-

Магматические формации Карелии

Карельский мегаблок				Ладожский мегаблок			
Тектонический режим	Оценка возраста, млн. лет	Магматические формации		Тектонический режим	Оценка возраста, млн. лет	Магматические формации	
		эффузивные	интрузивные			эффузивные	интрузивные
Прото-платформенный	2100	Трапловая базальтовая	Габбро-долеритовая	Платформенный	1400	Базальтовая	Трахидолеритовая
			Габбро-перидотитовая				Тектономагматической активизации
Тектономагматической активизации	около 2200	Андезит-базальтовая Дациит-липаритовая	Палингенно-метасоматических (селечских) гранитов и мигматит-гранитов Долерит-габбро-диабазовая Клинопироксенит-габбро-	Позднеорогенный	1870	Базальтовая	Палингенно-метасоматических гранитов
				Раннеорогенный			Мигматит-гранитовая
				Раннегеосинклинальный			Трондьемит-плагиогранитовая Габбро-но-
	2300-2400		щелочная				ритов и рогово-обманковых габбро
	2500-2400		Расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузий				
	2600		Интрузивных чарнокитов Постребольских нормальных гранитов				
Прото-геосинклинальный	2700-2800	Андезит-дацитовая Базальтовая Дациит-андезитовая	Мигматит-гранитовая Гипербазитовая Габбро-плагиогранитовая Габбро-диабазовая				

Древнейший фундамент: эндербиты, дупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, тоналито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы

боиен и др., 1974) и в районе оз. Остер (Центральная Карелия). В других разрезах она полностью или почти полностью гранитизирована. Необходимо отметить, что почти неизменные вулканические породы данной формации с хорошо сохранившимися первичными порфировыми структурами по химическому составу не отличаются от древнейших тоналито-гнейсов фундамента. То же характерно и для их метаморфизованных аналогов (плагиогнейсов и плагиогранито-гнейсов). В результате существуют определенные трудности в расчленении гранитизированных низов лопия и тоналито-гнейсов фундамента.

Близкой во времени с дацит-андезитовой формацией является базальтовая формация. Основные вулканиты последней в одних случаях залегают стратиграфически выше пород андезитовой формации, а в других перекрываются ими, слагая сложнопостроенные пачки (Робонен и др., 1974). Базальтовая формация представлена исключительно вулканитами базальтового состава, в фациальном составе которых преобладают подушечные и массивные лавы. В тесной пространственной ассоциации с отмеченными вулканическими формациями находятся массивы амфиболитованных габбродиоритов и плагиогранитов, объединяемых в габбро-плагиогранитовую формацию. И наиболее поздними по отношению ко всем из перечисленных формаций являются гипербазиты. Антидромная направленность магматизма как вулканической, так и интрузивной фаций может быть объяснена постепенно увеличивающейся глубиной генерации расплавов. В этом, по-видимому, состоит главное отличие протогеосинклинального тектонического режима от раннегеосинклинального.

Поздняя стадия домигматитового магматизма в пределах Карельского мегаблока в определенной мере может быть сопоставлена с инверсионной стадией геосинклиналей (Белоусов, 1975). В верхах разрезов лопия заметную роль играют метаосадочные породы, местами наблюдается флишеидный характер слоистости, широко проявлен средний и кислый вулканизм. С этой стадией связано региональное развитие синскладчатой мигматизации и гранитизации, во время которых земная кора вперые существенно обогащается калием. По мере затухания складчатых движений происходит общая консолидация подвижной области.

Магматические формации постмигматитового периода в пределах Карельского мегаблока связаны преимущественно с разломной тектоникой и могут характеризовать его как период тектоно-магматической активизации (протоактивизации). Самые ранние интрузивные формации этого периода представлены постскладчатыми трещинными интрузиями, приуроченными к глубинным разломам. К ним относятся граниты нормального ряда (Карташинский массив), интрузивные чарнокиты зоны сочленения Беломорского и Карельского мегаблоков. Далее во времени следуют формации расчлененных периодит-габбро-норитовых интрузий, клинопироксенит-габбро-щелочная и долерит-габбро-диабазовая.

Породы долерит-габбро-диабазовой формации образуют пояса дайковых тел вдоль линейных зон расколов. Они широко распространены среди площадей ребольских мигматит-гранитов и выполняют роль геологического репера, разделяющего ребольскую мигматит-гранитовую формацию и близкую по формам проявления формацию палингено-метасоматических (селенских) гранитов. Формация палингено-метасоматических гранитов и мигматит-гранитов характеризуется многообразием геологических форм проявления (линейные зоны инъекционно-метасоматических мигматитов, тела метасоматических порфиробластических гранодиорито-гнейсов и магматические трещинные тела гранитов). Но так же, как и для других формаций этого периода, здесь четко прослеживается связь с разломной тектоникой.

Дацил-липаритовая и андезит-базальтовая формации, становление которых связано с сариолийской серией и рассматривающиеся как проявление орогенного вулканизма в Карелии (Хейсканен и др., 1977), если исходить из вышеизложенного, отвечают этапу эпиπλαформенного орогенеза (Хаин, 1965; Боголепов, 1968). От периода ребольской стабилизации их отделяет промежуток времени в несколько сотен миллионов лет и разнообразный, охарактеризованный выше интрузивный магматизм. Орогенный вулканизм также характеризуется антидромной направленностью, но по сравнению с позднеархейским вулканизмом лопия он отличается более высокой шелочностью расплавов и значительным преобладанием калия над натрием в кислых членах. Последнее обстоятельство нельзя не связывать с тем фактом, что вулканы сариолия залегают на гранито-ультраметаморфическом слое, который в отличие от нижележащего „диоритового“ слоя характеризуется высоким содержанием калия.

Все последующие формации в пределах Карельского мегаблока (трашковая базальтовая, габбро-перидотитовая и габбро-долеритовая) по своему составу и условиям залегания классифицируются как платформенные. Конец ятулия в пределах Карельского мегаблока ознаменовался формированием вдоль его северо-восточной окраины палеорифтовых систем (Ветренный Пояс).

В пределах Ладожского мегаблока так же, как в фанерозойских геосинклиналях, магматизм начинается с излияния основных лав. После излияния базальтов и до формирования синорогенных мигматитов с изотопным возрастом около 1800 млн. лет устанавливается неоднократное проявление интрузивного магматизма (от ультраосновного до кислого), в составе которого выделяются следующие формации: метакиношироксенитовая, габбро-норитов и роговообманковых габбро, трондьемит-плагиогранитовая. Все они испытывают воздействие регионального метаморфизма и гранитизации.

Мигматизация и гранитообразование, синтетектоничные с ребольской и свекофенской складчатостями, различаются условиями метаморфизма. Ребольское гранитообразование Карельского мегаблока протекало при метаморфизме дистен-силлиманитового типа, свекофенское в Ладожском мегаблоке - при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа. Первое является метасоматическим, но местами

близким к изохимическому, а второе – палингенно–метасоматическим. Для Ладожского мегаблока характерно широкое проявление позднеорогенного интрузивного и палингенно–метасоматического гранитообразования.

К периоду активизации в Ладожском мегаблоке относится формация ралакиви, представленная магматической серией от габбро–норитов до гранитов ралакиви. Типичными платформенными образованиями являются базальты салминской серии и трахидолериты Валаама. От соответствующих образований Карельского мегаблока они отличаются более высокой щелочностью.

Охарактеризованная последовательность магматических процессов позволяет прийти к заключению о цикличности докембрийского магматизма в Карелии. Историко–геологический рубеж 2600 ± 100 млн. лет, являющийся границей архея и протерозоя, отражает завершение ребольского тектоно–магматического цикла, который принято считать протогеосинклинальным. Заложение Южно–Финляндской (Саво–Ладожской) геосинклинальной области происходит по периферии образовавшегося постребольского кратона. В пределах последнего в течение всего нижнего протерозоя документируется магматизм, связанный с разломами, который классифицируется как проявление тектоно–магматической активизации. Завершение геосинклинального режима относится к рубежу примерно 1800 млн. лет.

Общий характер и направленность докембрийского магматизма тесно связаны с эволюцией земной коры, ее составом и мощностью. Маломощная кора, в среднем отвечающая по составу тоналиту, сформированная к началу протогеосинклинального магматизма, была подвержена дроблению по всей площади, занимаемой в настоящее время Карельским мегаблоком. Дробление сопровождалось малоглубинным андезитовым вулканизмом. Далее наблюдаются перемещение источников магматических расплавов вглубь и локализация вулканизма вдоль линейных зон. Высококальциевые расплавы появляются лишь после обогащения земной коры калием. С каждым последующим циклом наращивание земной коры происходит не только по вертикали, но и по латерали, и при этом все большие площади вовлекаются в кратонизацию.

Проведенный формационный анализ магматизма мегаблоков Карелии показывает устойчивость специфических черт их тектоники и магматизма на всем протяжении докембрия, что свидетельствует в пользу устойчивых вертикальных парагенетических связей в эволюции магматизма докембрия между верхней мантией и корой, предопределивших основные характеристики кинетики эндогенных (магматических) процессов.

Л и т е р а т у р а

Б е л о у с о в В.В. Основы геотектоники. М., 1975. 262 с.
Б о г о л е п о в К.В. О двух типах орогенеза. – Геология и

геофизика, 1968, № 8, с. 15-26.

- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972. 192 с.
- Дедеев В.А., Шустова Л.Е. Геоблоки европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. 50 с.
- Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутаваарской зоны (Южная Карелия). - В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974, с. 21-41.
- Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии Л., 1974, 155 с.
- Синицын А.В., Корсакова М.А. О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии (в связи с проблемой гранулитов в беломорском комплексе). - В кн.: Метаморфические пояса СССР, Л., 1971.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М., 1966. 386 с.
- Хайн В.Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. - Сов. геология, № 7, 1965, с. 3-17.
- Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии Л., 1977. 216 с.

С.Б. Лобач - Жученко

ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В СТАНОВЛЕНИИ И ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В последние годы на примере различных геологических объектов показана возможность использования геохимической информации для решения ряда геологических (тектонических) проблем путем установления коррелятивных связей между особенностями состава пород и тектоническими характеристиками. Особенно успешно это продемонстрировано на примере изучения вулканизма островных дуг.

Полученная и собранная автором геохимическая информация о разновозрастных гранитоидах Балтийского щита также способствует решению ряда петрологических и тектонических проблем, необходимых для понимания становления и эволюции континентов.

В соответствии с данными геофизики земная кора Балтийского щита имеет мощность около 40 км и в первом приближении может быть разделена на два примерно равных слоя, верхний из которых обладает физическими параметрами, характерными для кислых пород, и называется „гранитным“.

Современная поверхность территории щита более чем на 50% сложена гранитоидами, что отличает Балтийский щит от фундамента

Т а б л и ц а 1

Соотношение главных типов пород на современном эрозионном уровне для двух районов Карелии

Породы	кв. км	%	
Юго-Западная Карелия			
Ятулийские	131	7.7	-
Плаггиомикроклиновые гранитоиды	1365	80.3	} 97.8
Плаггиограниты	171	10.0	
Метаморфические породы лопия	33	2.0	2.2
Общая площадь	1700	100	100
Центральная Карелия			
Сариолийские, ятулийские, суйсарийские Гранитоиды, прорывающие метаморфические породы	2535	29.1	-
Основные интрузии среди супракрупальных пород	407	4.5	6.4
Метаморфические породы (преобладают основные метавулканыты)	74	0.9	} 21.4
Плаггиомикроклиновые граниты с реликтами тоналитов (купольно-глыбовые структуры)	1242	14.3	
Общая площадь	4443	51.2	72.2
Общая площадь	8609	100	100

Восточно-Европейской платформы, где граниты распространены значительно меньше при таком же эрозионном срезе, отвечающем в целом амфиболитовой и гранулитовой фациям. В связи с этим при рассмотрении вопроса о происхождении континентальной коры представляется необходимым анализ роли гранитов в ее становлении и эволюции.

На территории Балтийского щита могут быть выделены три крупных мегаблока - Кольско-Беломорский, Фенно-Карельский и Свекофенский, которые различаются составом и возрастом пород, тектоническим строением, геологической историей и временем стабилизации.

Определяющую роль гранитоиды на современном эрозионном уровне имеют в Фенно-Карельском и Свекофенском блоках. В табл. 1 в качестве примера приведены результаты подсчетов на основе детальных геологических карт для двух районов Карелии, показавших, что граниты составляют более 80% современного эрозионного срез.

На сейсмических профилях, имеющихся для территории Карелии (Литвиненко, и др., 1978), слой с физическими характеристиками пород гранитоидного ряда имеет мощность 15–20 км. Поскольку 3 млрд. лет назад современный уровень Конрада находился на глубинах, соответствующих условиям гранулитовой фации, то вполне вероятно, что и часть „гранулит–базитового“ слоя сложена гранитами, имеющими физические характеристики базитов благодаря наложенному гранулитовому метаморфизму. Таким образом, граниты занимают не только большие площади, но, по-видимому, и большой объем земной коры Балтийского щита.

Становление гранитов имело место в течение всей длительной геологической истории Балтийского щита, но наиболее интенсивное и экстенсивное гранитообразование приурочено к четырем возрастным эпохам: древнейшей (предположительно более древней, чем 3.5 млрд. лет), саамской (2.6–2.8 млрд. лет), свекофеннской (1.8–1.9 млрд. лет) и дальсландской (1.2–0.8 млрд. лет).

Древнейшие гранитоиды (тоналиты)

Древнейшие тоналиты на территории Балтийского щита известны в двух блоках – Кольско–Беломорском (Батиева, Бельков, 1968) и Фенно–Карельском (Глебова–Кульбах и др., 1963; Лобач–Жученко и др., 1974), где они слагают небольшие реликтовые участки среди полей более молодых, главным образом саамских гранитоидов.

В восточной части Фенно–Карельской гранитно–зеленокаменной области плаггиомикроклиновые граниты с реликтами тоналитов слагают более 80% территории (табл. 1). Детальное петрографическое и петрохимическое изучение этих гранитов позволило показать, что они сформированы главным образом за счет микроклинизации тоналитов, т.е. масштабы развития тоналитов на этой территории были огромными. Значительно труднее восстановить эти масштабы для Кольско–Беломорского блока, где последующие магматические, метаморфические и тектонические процессы, в том числе с развитием горизонтальных движений, привели к очень сложному геологическому строению области. Хотя и здесь многие исследователи (И.В. Бельков, И.Д. Батиева, Л.П. Бондаренко, В.Б. Дагелайский, В.А. Первозчикова, А.А. Предовский, П.М. Горяинов и некоторые другие) выделяют тоналиты как древнейшие образования, имеющие первичнокорую природу.

В последние годы проведено детальное геохимическое изучение древнейших тоналитов не только на Балтийском щите, но и в Африке, Гренландии, на Канадском щите и ряде других архейских областей, результаты которого позволяют высказать некоторые принципиально важные предположения.

В табл. 2 приведены средние составы тоналитов Койкарской купольно–глыбовой структуры, Карелии в целом, Кольского полуострова и других докембрийских регионов. Тоналиты обладают следую-

Т а б л и ц а 2

Средний состав древнейших тоналитов из различных регионов мира

Окислы, %, элементы, г/т	Балтийский щит			Южная Африка		Миннесота	Лабрадор		Венесуэла	Гренландия
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	66.96	70.86	71.07	70.31	69.63	68.40	72.3	68.6	70.29	67.20
TiO ₂	0.45	0.37	0.32	0.33	0.28	0.28	0.31	0.4	0.48	0.50
Al ₂ O ₃	16.46	14.91	15.29	14.93	14.92	16.5	14.9	15.9	16.55	15.95
Fe ₂ O ₃	1.33	1.44	1.02	0.79	2.44	0.85	0.60	2.53	2.82	1.23*
FeO	2.21	1.50	1.74	1.78	1.78	1.63	1.30	2.53	2.82	2.46*
MnO	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	-	0.06
MgO	1.35	1.15	1.06	1.35	1.22	1.04	0.65	0.94	0.88	1.71
CaO	3.05	2.30	2.98	3.42	3.01	3.15	3.04	2.60	3.06	4.34
Na ₂ O	4.39	4.30	4.25	4.71	5.58	5.75	5.40	5.28	4.36	4.60
K ₂ O	1.91	1.64	1.57	1.69	1.79	1.18	1.16	2.47	1.49	1.26
P ₂ O ₅	-	-	-	0.11	0.09	0.21	0.10	0.13	-	0.15
Rb	79	-	-	31	-	27	70	44	41*	41*
Sr	431	-	-	-	588	554	448	511	408*	408*
Zr	142	-	-	77	-	-	180	87	97*	97*
U	0.4	-	-	0.44	-	-	-	-	-	0.14*
Y	6.9	-	-	4.8	-	-	-	7	13*	13*
Pb	11	-	-	-	-	-	-	7	-	-
Ni	12	-	-	15	-	-	23	18	28*	28*
Число анализов	9	30	41	8	9	3	1	10	19	4

П р и м е ч а н и е. 1 - тоналиты Койкарской глыбы Карелии (Геология. . ., 1978); 2 - тоналиты Карелии в целом (Лобач-Жученко и др., 1974); 3 - тоналиты Кольского полуострова (Лобач-Жученко и др., 1974); 4 - гнейсовый комплекс Свазиленда (Viljoen, Viljoen, 1969; Hunter, 1974; Glikson, 1976; Condie, Hunter, 1976); 5 - тоналитовые диаиры Барбертона (то же); 6 - трондьемитовые гнейсы Норзеи-Лейт (Arth, Hanson, 1975); 7 - древнейшие серые гнейсы (Bridgewater, Collerson, 1976); 8 - гнейсовый комплекс в целом (то же); 9 - биотит-олигоклазовые гнейсы, гр. А (Doungan, 1976); 10 - бедные калием гнейсы Амитсок (среднее из 4: обр. 110999, 110988 - Lambert, Holland, 1976; обр. 117993, 158038 - Bridgewater, Collerson, 1976); звездочкой отмечены средние данные, рассчитанные для двух или трех анализов.

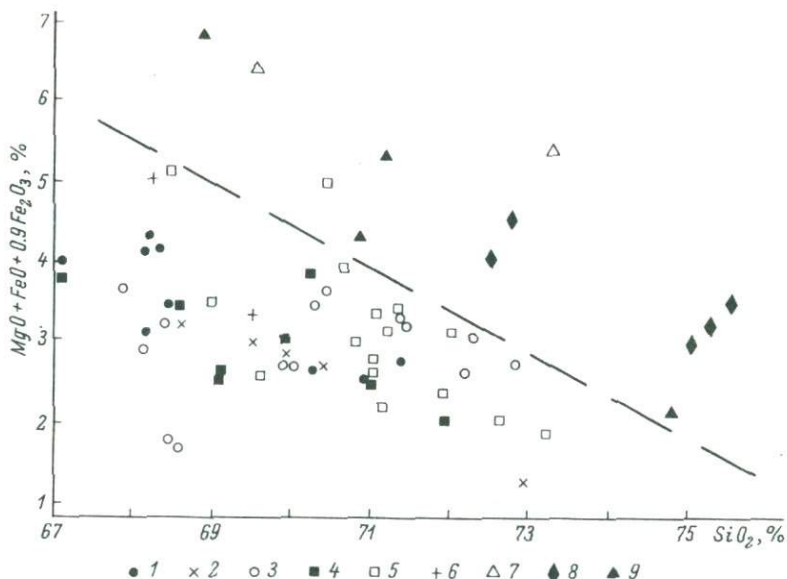


Рис. 1. Диаграмма SiO_2 - сумма мафических элементов, демонстрирующая относительную лейкократовость раннеархейских тоналитов.

Древнейшие тоналиты: 1 - Карелии, 2 - Лабрадора, 3 - Венесуэлы, 4 - Миннесоты, 5 - гнейсовый комплекс и тоналиты Свазиленда (источники те же, что и в табл. 2); 6 - тоналиты Юго-Западной Гренландии (Bridgewater , Collerson , 1976); плагииграниты фанерозоя: 7 - офиолитовой формации комплекса Тродос (Coleman , Peterman , 1975), 8 - габбро-плагиигранитных серий Урала и Алтае-Саянской области; средние значения, учитывающие около 3000 анализов (Абрамович, Груза, 1972; Ферштатер, Бородина, 1975), 9 - островных дуг (Прохоров, 1962; Сергеев, Сергеева, 1963; Вергунов, 1972).

шими особенностями состава: относительной лейкократовостью, повышенной глиноземистостью, низкими концентрациями K, Rb, Y, Pb, высокими - Sr, Ni. По всем этим характеристикам балтийские тоналиты совершенно аналогичны древнейшим тоналитам других континентов. Эти же признаки или часть их отличают древнейшие тоналиты от всех более молодых докембрийских (Лобач-Жученко и др., 1974) и фанерозойских гранитоидов, в том числе от плагиигранитов габбро-гранитных формаций эвгеосинклиналей и островных дуг (Крылов, Лобач-Жученко, 1977; Геология . . . , 1978). На рис. 1 в качестве примера показана относительная лейкократовость древнейших тоналитов, поскольку на эту особенность их состава в литературе не обращалось должного внимания.

Особенности состава тоналитов могут быть, по-видимому, объяснены, исходя из двух предположений. Чрезвычайно низкие концентрации Y , Pb , U , особенности распределения редких земель хорошо объяснимы, если принять теорию последовательной аккреции Земли, в соответствии с которой такие элементы, как U , Pb , Y и некоторые другие, были захоронены в глубины мантии и к ранней стадии развития Земли, к стадии формирования тоналитов не произошло их перемещения на поверхностные слои Земли. Такое объяснение геохимической специфики тоналитов как одно из возможных было предложено Р.С. Ламбертом и И.Г. Холландом (Lambert, Holland, 1976). Не согласуясь с их точки зрения, с этим предположением является поведение титана, содержание которого в тоналитах близко к его содержанию в молодых гранитах. В то же время, если рассматривать не одни граниты, а ассоциацию тоналиты и толеитовые базальты, то последние обеднены также и титаном, т.е. для древнейшего комплекса в целом противоречия, вызванного концентрацией титана, не будет.

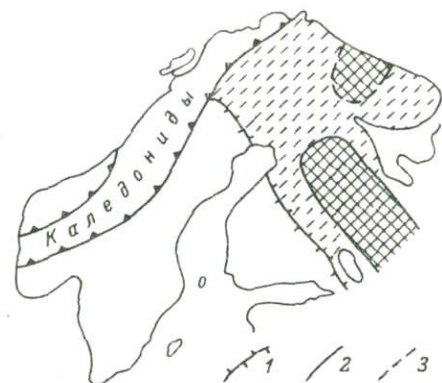
Другая группа особенностей состава древнейших тоналитов — их высокая глиноземистость, лейкократовость, обогащение Sr , обеднение K и Pb и ряд других — находит свое логическое объяснение, если предполагать, что первичная дифференциация верхних частей Земли привела к образованию слоистой габбро-анортозит-тоналитовой коры (Геология . . ., 1978). В то же время хорошо известно, что для гранитно-зеленокаменных областей не характерны анортозиты, хотя именно здесь сохраняются древнейшие тоналиты. Вероятно, это связано с особенностями тектонического строения этих областей.

Уже с самых ранних исследований таких регионов, как Зимбабве, отмечалась главная особенность тектонического строения гранитно-зеленокаменных областей — наличие многочисленных сближенных граничных овалов, разделенных сложноветвистой сетью метавулканистов. При детальном изучении гнейсо-гранитных полей Карелии (Геология . . ., 1969; Геология . . ., 1978) было установлено широкое развитие изометричных форм — главным образом купольных, хотя и имеющих разный генезис. Для большинства из них наблюдениями над линейностью устанавливается вертикальное направление напряжений при их образовании, а соотношение с супраструктурой свидетельствует при этом о незначительных вертикальных перемещениях.

В периоды жестких деформаций при образовании глубинных разломов вертикальные перемещения отдельных блоков, как об этом можно судить, например, по древнему Центрально-Карельскому разлому, измерялись первыми сотнями метров (Геология . . ., 1978). Таким образом, гранитно-зеленокаменные области следует, по-видимому, рассматривать как относительно менее тектонически нарушенные территории в сравнении с гнейсо-гранулитовыми областями. Для последних определяющими являлись горизонтальные тектонические движения, которые привели к тектоническому перемешиванию по род (Bridgewater e.a., 1974). Возможно, что именно этим и

Рис. 2. Положение древних стабильных блоков на территории Балтийского щита.

1 - граница эpiarхейского кратона (2,5-2,6 млрд. лет); 2 - граница части кратона (Фенно-Карельского), сохранившего относительно стабильное состояние в свекофенское время; 3 - участок эpiarхейского кратона, не претерпевший, судя по распределению К-Ar датировок, термальной переработки в свекофенское время.



обусловлено появление в Кольско-Беломорском мегаблоке тектонических пластин и интрузий анортозитов как индикаторов состава нижней части сиалической коры.

Роль саамского, свекофенского и дальсландского гранитообразования в становлении континентальной коры

Огромное значение для формирования структуры Балтийского щита имела саамская эпоха гранитообразования. Эндогенные процессы этого времени привели к формированию эpiarхейского кратона, части которого (Фенно-Карельский кратон) сохранились как относительно стабильные структуры до настоящего времени (рис. 2).

Поскольку в пределах Фенно-Карельского мегаблока сохраняется повсеместно контакт саамских гранитов с протоплатформенным чехлом, можно полагать, что мощность коры эpiarхейского кратона была близка к настоящей, хотя это утверждение базируется на предположении о неизменности во времени нижней кромки коры, что, возможно, не является правомочным.

Менее очевидным является вопрос о распространении по латерали саамских плутонических комплексов. Как можно видеть на геологических и геохронологических картах (Геохронологические рубежи..., 1972; Лобач-Жученко и др., 1974), граниты с возрастом 2,6-2,8 млрд. лет являются преобладающими в Фенно-Карельском и Кольско-Беломорском блоках (рис. 3). Представляется чрезвычайно важным вопрос о присутствии тоналитов и саамских гранитов в качестве фундамента в Свекофенском мегаблоке. В Свекофенской зоне изотопными методами не обнаружены граниты, более древние, чем 1,9 млрд. лет. В то же время, на основании геологических наблюдений, финские геологи предполагают, что часть гнейсо-гранитных пород Южной Финляндии принадлежит переработанному докарельскому фун-

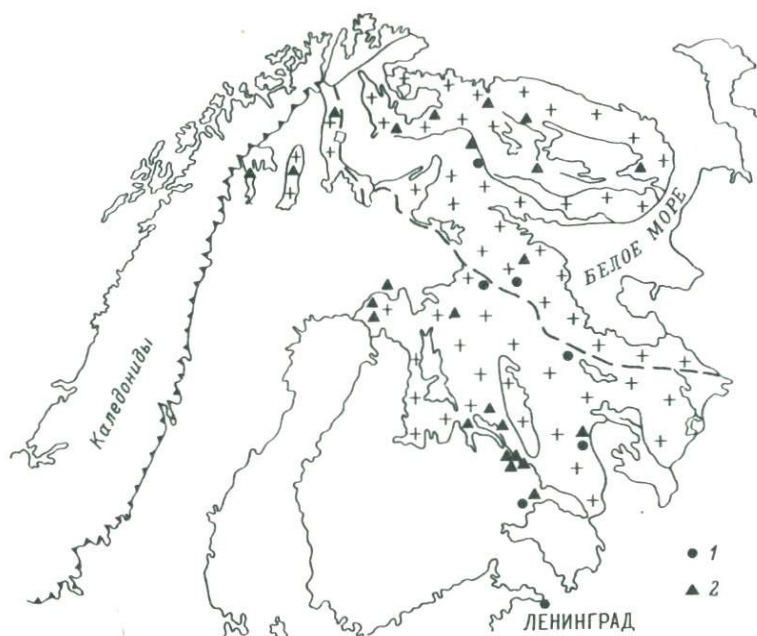


Рис. 3. Распространение гранитов и метаморфических процессов возраста 2.7–2.9 млрд. лет, датированных Rb-Sr (1) и U-Th-Pb (2) методами, на территории Балтийского щита.

Т а б л и ц а 3

Содержания Na_2O в различных породах Балтийского щита

Породы	Na_2O , %
Северо-восточная часть щита	
Тоналиты Карелии	4.30
Тоналиты Кольского полуострова	3.38–4.32
Чарнокиты Кольского полуострова	3.78–4.32
Гнейсы кольской серии	4.13
Мигматизированные гнейсы кольской серии	4.70
Граниты кольской серии	3.93
Граниты р-на Печенги	5.14
Саамские граниты (2.7 млрд. лет)	3.09–3.63
Vt гнейс беломорской серии	4.13
Vt-Gr гнейс беломорской серии	3.36
Vt-Am гнейс беломорской серии	3.30
Граниты Беломорского пояса	3.40
Нур-граниты Беломорского пояса	3.5–4.1

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Породы	Na_2O , %
Калевальский гранит Юго-Западной Карелии	3,4-4,5
Гнейсы, амфиболиты гимольской серии	3,70
Средний состав гимольской серии р-на Гимол	3,71
Граниты Карелии, Кольского полуострова, Приладожья (1,9-1,8 млрд. лет)	3,13-3,91
Вулканиды Кируны	5,38-6,40
Сиениты Северной Швеции	4,9-5,0
Юго-Западная часть щита	
Синскладчатые и позднескладчатые граниты Южной Финляндии (1,8-1,9 млрд. лет)	1,54-4,30
Раннесвекофенские граниты Швеции	2,75-3,07
Позднесвекофенские граниты Швеции	2,72-2,96
Вулканиды свекофенской формации, Вестерботтен	3,1
Филлиты Вестерботтен	2,5
Ревсунд граниты	3,0
Аркозы и вышележащая часть свекофенской свиты	0,4
Лептиты	0,95, 2,96
Сланцы свекофенской формации	1,51
Метариолиты свекофенской формации	1,36
Метаарениты свекофенской формации	1,71
Гнейсы серии Меларн	2,1
Ретан граниты Швеции	2,93, 3,85
Дала граниты Швеции	3,2-3,8
Дала порфириты Швеции	3,2-4,2

даменту. Несомненные блоки - выступы саамского фундамента с реликтами тоналитов - известны в краевой части зоны - в Северном Приладожье и Финляндии.

Собранные данные по петрохимии пород Саамского и Свекофенского мегаблоков (Лобач-Жученко и др., 1974) дают, как нам кажется, дополнительную информацию о геологическом строении глубинных частей коры в этих структурах (табл. 3).

Наличие тоналитовой коры в северо-восточной части Балтийского щита подтверждается и тем обстоятельством, что все последующие терригенные комплексы и гранитоиды на этой территории наследуют в какой-то степени петрохимические особенности тоналитов. Как можно видеть на рис. 4, древние малодифференцированные терригенные толщи, возраст которых более 2,7 млрд. лет, имеют соотношение $\text{K} - \text{Na} - \text{Ca}$, свидетельствующее о существенной (определяющей) роли тоналитов в качестве источников сноса.

По содержанию и соотношению щелочей территория щита может быть разделена на 2 петрохимические провинции - северо-восточную

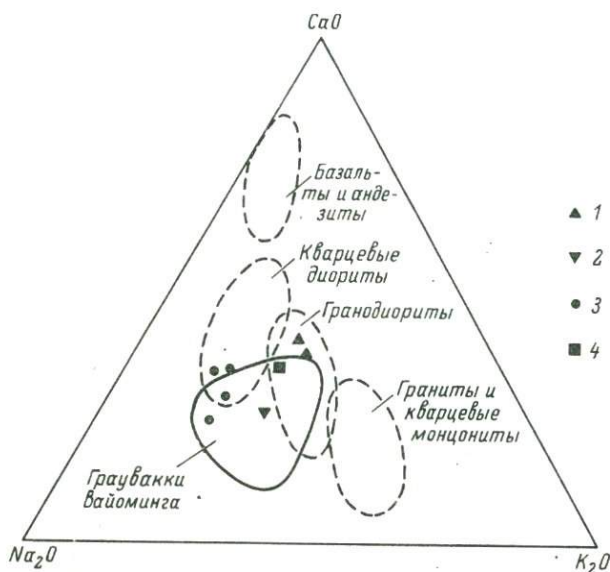


Рис. 4. Положение древнейших тоналитов и граувакк на диаграмме $Na_2O - CaO - K_2O$ (Condie, 1967).

1, 2 - граувакки Вайоминга и формации Фиг-Три (Condie, 1967);
3 - тоналиты Карелии, Кольского полуострова, р-на Барбертона в Южной Африке; 4 - граувакки Карелии.

натровую и юго-западную натро-калиевую. В северо-восточной провинции Балтийского щита практически везде Na преобладает над K , и его содержание в среднем находится в интервале 3,5-4,5%. Иная картина имеет место для Свеккофеннской зоны (юго-западная часть щита), где многочисленны эффузивные породы, граниты, терригенные комплексы, в которых содержание K выше, а концентрации Na ниже. Данные, приведенные в табл. 3, также указывают на сложный временной тренд Na : уменьшение содержания Na в коровых ассоциациях и увеличение в породах вулканоплутонических ассоциаций постсвеккофеннского времени. При этом вулканоплутонические ассоциации, сформированные в пределах юго-западной натро-калиевой провинции, более калиевые, чем породы того же орогенного пояса, расположенные в северо-западной натровой петрохимической провинции (рис. 5).

Можно предположить, что уровни магмообразования для пород вулканоплутонического комплекса были приурочены к низам коры, поскольку, с одной стороны, это сухие, т.е. глубинные, магмы, а, с другой - это коровые магмы, так как значительная часть слагающих их пород имеет высокое первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Лобач-Жученко и др., 1974). Таким образом, обогащенность магм,

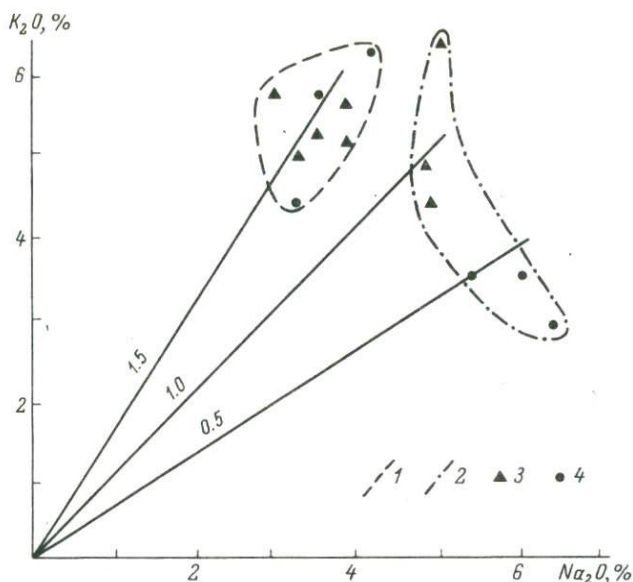


Рис. 5. Соотношение щелочей в породах вулcano-плутонического пояса Швеции.

Поля составов: 1 - в юго-западной, 2 - в северо-восточной петрохимической провинциях; 3 - интрузивные, 4 - эффузивные породы.

возникших на нижних уровнях коры, натрием свидетельствует, по-видимому, о наличии на уровне магмообразования исходных пород, обогащенных натрием, которые, возможно, являлись тоналитами.

Гранитообразование в свекофеннский этап происходило в различных масштабах на большей территории шита. Эндегенные процессы этого времени зафиксированы на современном уровне в Кольско-Беломорском блоке, в западной части Фенно-Карельского массива, а в зоне свекофенид, где они завершают развитие Свекофенского пояса, они являются определяющими. Свекофенской активизации Кольско-Беломорского и Фенно-Карельского мегаблоков предшествовало формирование протоплатформенного чехла в фенно-карельской части (ятулий), северо-восточной части Кольского полуострова (верхняя кейвская серия) и разделяющей их рифтовой зоны (Печенга-Имандра-Варзуга).

Как можно видеть из табл. 4, окончательная стабилизация большей части территории происходит после свекофенских эндогенных процессов и была нарушена лишь в самой юго-западной части шита в дальсландскую эпоху активизации. Дальсландские эндогенные процессы представляют интерес с нескольких точек зрения. Прежде всего здесь, как и в зоне беломорид, геологическими и изотопными

Т а б л и ц а 4

Корреляция эндогенных процессов на территории Балтийского щита

Возраст, млрд. лет	Свекофеннский блок	Фенно-Карельский блок	Беломорский блок	Кольский блок
0.8-1.2	Граниты, метаморфизм (P_H), анортозит-мангегритовая серия	Граниты рапакиви		
1.4	Граниты рапакиви			
1.6-1.75	Вулкано-плутонический пояс Юго-Восточной, Центральной и Северной Швеции, Юго-Западной Норвегии: граниты, M, F в Юго-Западной Швеции			
1.8	Граниты, метаморфизм (P_H)		Граниты, пегматиты, метаморфизм	Граниты, метаморфизм
1.9-2.0	Дайки основных пород	Протоплатформенный чехол (ятулий, суйсарий)		Верхняя кейвская серия (протоплатформенные осадки), рифтовый комплекс зоны Печенга-Варауга
2.0-2.4	Граниты, M, F Свекофеннская формация			
2.5-2.6		Консолидация	Комплекс перцолитов-габбро-норитов Консолидация	Консолидация
		Постскладчатые граниты	Постскладчатые чарнокиты	Постскладчатые граниты
2.7-2.9	Саамский фундамент (?)	Граниты, $F_3, M_2(P_H)$ до амфиболитовой фации	Граниты, $F_2, M_2(P_B)$ до гранулитовой фации	Граниты, $F_2, M_2(P_Y)$ до гранулитовой фации
3.0		Основной магматизм этапа промежуточной стабилизации		Основной магматизм этапа промежуточной стабилизации (Мончегорский плутон)
		F_2, M_2	Граниты, F_1, M_1	Граниты, $F_1, M_1(P_H)$ до гранулитовой фации
3.2-3.4	Осадочные толщи (с вулканами)	Терригенно-вулканогенные серии (гимольская и др.)	Чупинская свита	Граувакко-сланцевые и лептитовые формации (вороньетундровская, червутская, лебяжинская и малокейвская свиты, большая часть кольской серии)
	Тоналиты $M_1(P_Y) F_1$			
	Вулканогенные свиты (палаламбинская, семченская и др.)		Хетоламбинская свита	Базальт-андезитовые и железисто-сланцевые формации (свиты лязозерская, подмостундровская, нижнепонойская и часть кольской серии)
> 3.5		Тоналитовый фундамент	Тоналитовый фундамент (керетьская свита)	Тоналитовый фундамент

Примечание. Последовательность процессов в Беломорском и Кольском блоках дана с использованием данных Кольского и Карельского филиалов АН СССР. F - складчатость, M - метаморфизм: P_H - низкого, P_Y - умеренного, P_B - высокого давления.

методами доказано повторное развитие гранитов среди более древних гранитов с интервалом времени около 0.9 млрд. лет, т.е. заведомо принадлежащих разным тектоно-магматическим событиям (циклам, эпохам). Кроме того, проявление дальсландского магматизма сделало возможным выявить временной петрохимический тренд, отраженный в гранитоидах, в интервале времени, превышающем 2 млрд. лет. Сравнение разновозрастных и однотипных эндогенных процессов позволило выявить пульсационное и неравномерное поступление вещества из мантии при становлении континентальной коры. Так, значительная часть K была привнесена в земную кору Балтийского щита в саамскую эпоху, Rb - в свекофенскую, U - в дальсландскую.

Таким образом, изучение геологических и геохимических закономерностей кислого магматизма в докембрии Балтийского щита позволило прийти к следующим выводам относительно роли гранитов в формировании континентальной коры: 1) геохимическая специфика древнейших тоналитов объясняется наиболее полно, исходя из гипотезы первичной анортозит-тоналитовой коры; 2) достаточно обоснованно присутствие тоналитовой коры может предполагаться для северо-восточной части щита, где тоналиты играли существенную роль в вещественном составе последующих терригенных и интрузивных комплексов; 3) эндогенные процессы саамской эпохи привели к формированию континентальной коры, мощность которой сопоставима с современной; 4) последующие эпохи интенсивного гранитообразования (свекофенская и дальсландская) привели к частичной переработке архейской континентальной коры и изменению ее состава.

Л и т е р а т у р а

- А б р а м о в и ч И.И., Г р у з а В.В. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., 1972. 238 с.
- Б а т и е в а И.Д., Б е л ь к о в И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. - В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968.
- В е р г у н о в Г.П. Интрузивные породы Курильских островов. - В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., 1972, с. 158-170.
- Г е о л о г и я и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., 1969. 226 с.
- Г е о л о г и я и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978. 270 с.
- Г е о х р о н о л о г и ч е с к и е рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972. 193 с.
- Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., П и н а е в а Н.И., Б о р и с о в а К.Д. Граниты Южной Карелии. - В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. Л., 1963, с. 161-333. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 15).

- Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.Б. Рубидий и стронций в древних гранитах и метавулканитах Центральной Карелии. - В кн.: Проблемы датирования докембрийских образований. Л., 1977. с. 211-224.
- Литвиненко И.В., Анкундинов С.А., Платоненкова Л.Н., Кокорина Л.К. Опорные сейсмические разрезы земной коры Карело-Кольского геоблока. - В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978, с. 74-98.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974. 206 с.
- Прохоров К.В. Особенности эволюции магматических расплавов в ходе кристаллизации гибридных магм на примере третичных гранитоидов Камчатки. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8, с. 60-77.
- Сергеев К.Ф., Сергеева В.Б. Об интрузивных породах хребта Вернадского на о. Парамушир (Курильские острова). - ДАН СССР, 1963, т. 153, № 4, с. 916-919.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Т.С. Петрология магматических гранитоидов. М., 1975. 288 с.
- Arthur J.G., Hanson G.N. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. - Geoch. et Cosmoch. Acta, 1975, v. 39, p. 325-362.
- Bridgwater D., McGregor V.R., Myers J.S. 1974. A horizontal tectonic regime in the Archean of Greenland and its implications for. - Precamb. Research, 1974, v. 1, p. 179-197.
- Bridgwater D., Collerson D. 1976. The major petrological and geochemical characters of the 3,600 my Uivak Gneisses from Labrador. - Contr. Mineral. Petrol., 1976, v. 54, p. 43-59.
- Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranite. - Journ. Geoph. research, 1975, v. 80, N 8, p. 1099-1108.
- Condie K.C. Geochemistry of Early Precambrian graywackes from Wyoming. - Geoch. et Cosmoch. Acta, 1967, v. 31, p. 2135-2149.
- Condie K.C., Hunter D.R. 1976. Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, S. Africs, 1976. - Earth and Plan. Sci. Letters, 1976, v. 29, p. 389-400.
- Dougan T.W. Origin of trondhjemitic biotite-quartz-oligoclase gneisses from the Venezuelan Guyana Shield. - Precamb. Research, v. 3, 1976, N 3, p. 303-316.

- G l i k s o n A.Y. Trace element geochemistry and origin of early Precambrian acid igneous series, Barberton Mountain Land, Transvaal. - Geoch. et Cosmoch. Acta, 1976, v. 40, p. 1261-1280.
- H u n t e r D.R. Crustal development in the Kaapvaal craton, the Archean. - Precambrian Research, 1974, v. 1, p. 259-294.
- L a m b e r t R.St.J., H o l l a n d J.G. Amitsoq gneiss geochemistry: preliminary observations. - In: The Early History of the Earth, 1976, p. 191-201.
- V i l j o e n M.J., V i l j o e n R.P. The geochemical evolution of the granitic rocks of the Barberton region. - Geol. Soc. of South Africa, Spec. Publ., 1969, N 2, p. 189-220.

III. СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДРЕВНЕЙШЕЙ КОРЫ

Н.А. Штрейс, С.В. Богданова,
Г.Л. Горощенко, А.М. Лейтес,
Г.И. Макарычев, А.С. Новикова,
А.А. Савельев, В.С. Федоровский

ОКЕАНИЧЕСКАЯ И КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА В ДОКЕМБРИИ

Вопросы становления и эволюции земной коры континентов в докембрии входят в круг фундаментальных проблем наук о Земле и прежде всего тектоники как науки о структуре, тектонических движениях и геологической истории земной коры.

С небывалой прежде остротой встают вопросы тектоники, становления и изменения внешних оболочек земной коры в раннем докембрии. Особый интерес вызывает проблема гранитно-метаморфического слоя континентов. Успехи в изучении структуры и геологической истории геосинклинальных складчатых поясов фанерозоя, дна современных океанов и зон перехода от океана к континентам позволили обосновать вывод о том, что континентальная земная кора с гранитно-метаморфическим слоем не существовала изначально, как считают многие геологи, а возникла в результате структурно-вещественных преобразований коры океанического типа. Геосинклинальное развитие, с этой точки зрения, представляет собой последовательный стадийный процесс образования и перераспределения в пространстве и времени гранито-гнейсовой оболочки, завершающийся становлением континентальной коры.

Результаты многих исследований у нас в стране и за рубежом показали, что в пределах современных континентов океанической коре геологического прошлого в складчатых сооружениях фанерозоя соответствуют породы офиолитовой ассоциации. Нижнюю часть их разреза слагает меланократовый фундамент, представленный ультрабазитами, полосчатыми габброидами и амфиболитами, сменяющимися друг друга в стратиграфической последовательности. Верхняя часть разрезов океанических эвгеосинклинальных серий образована базальтоидными спилит-диабазовыми сериями, яшмами, кремнисто- и карбонатно-глинистыми отложениями, сочетающимися с карбонатными, и относительно редкими альбитофирами и их туфами. Толщи пород океанической стадии характеризуются выдержанностью фаций и мощностей, присутствием глубоководных отложений, преимущественно натровой специализацией вулканитов, преобладанием лав над туфами и другими признаками.

Комплексы переходной стадии, соответствующие коре переходного типа, сменяют океанические вверх по разрезу или по латерали.

Они представлены контрастными осадочно-вулканогенными сериями, в которых преобладают вулканиды андезитовой формации, вулканомиктовые, флишеидные и карбонатные толщи. Для переходной стадии геосинклинального процесса характерны мощные явления гранитообразования с формированием плаггиогранитов, гранодиоритов, диоритов. Вся совокупность геологических процессов переходной стадии приводит к формированию гранитно-метаморфического слоя коры континентального типа. В складчатых системах фанерозоя выделяются два типа структурно-формационных зон переходной стадии. Зоны первого типа соответствуют системам островных дуг прошлого, зоны второго типа — областям краевых морей.

Позднеорогенные комплексы завершают геосинклинальный процесс складчатых систем фанерозоя. Они свидетельствуют о становлении крупного сегмента зрелой континентальной коры. Для них типичны наземные грубообломочные молассы, вулканоплутонические ассоциации с калиевой тенденцией щелочности, интенсивные проявления калиевого метасоматоза и возникновение массивов калиевых гранитов.

Эта общая схема пространственных соотношений структурно-формационных комплексов и их возрастной последовательности обоснована исследованиями в герцинской складчатой системе Урала, в палеозоидах Центрального Казахстана, в складчатых дугах Средней Азии, в альпийской зоне Западной Евразии и многих других опорных районах. Выявленные закономерности иногда замаскированы мощными процессами тектонического скупивания, в результате которых в конкретных разрезах иногда тектонически совмещены и располагаются один над другим в аллохтонном залегании разновозрастные или разновозрастные комплексы, формировавшиеся в удалении один от другого.

Как же решается проблема становления гранитно-метаморфического слоя на материалах по тектонике и геологической истории раннего докембрия? Как происходила эволюция земной коры в то время?

Исследования в этом направлении, опирающиеся на признание возможности значительных горизонтальных перемещений крупных масс земной коры и концепцию стадийности геосинклинального процесса, разрабатываемую в Геологическом институте АН СССР под руководством А.В. Пейве, еще только начаты и охватили докембрийские комплексы, развитые в пределах нашей страны, — прежде всего комплексы, слагающие фундамент Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Основные положения нашего доклада базируются главным образом на материалах этих исследований.

Наша работа была начата не на пустом месте. Ей предшествовали многолетние исследования выдающихся специалистов по геологии докембрия и по вопросам ее теории. Мы не можем не упомянуть, например, труды А.А. Полканова, К.О. Кратца, Н.Г. Судовикова, Л.Я. Харитонова, К.А. Шуркина, М.А. Гиляровой, Н.П. Семененко, Ю.Ир. Половинкиной, Г.И. Каляева по Восточно-Европейской платформе, В.А. Обручева, Д.С. Коржинского, Е.В. Павловского, Ю.К. Дзевановского, Л.И. Салона, Н.Г. Судовикова, Е.М. Лазько

по Сибирской платформе и многих, многих других геологов, успешно решающих различные вопросы строения фундамента этих платформ. Нельзя не сказать и о важных теоретических обобщениях по геологии докембрия, сделанных в научных коллективах, которые работают под руководством К.О. Кратца и Ю.А. Косыгина, а также в трудах М.В. Муратова, В.Е. Хаина, А.И. Тугаринова и других крупных ученых.

Обратимся сначала к раннему протерозою, так как комплексы этого возраста сохранили многие существенные черты исходных образований. Первое, что бросается в глаза, это то, что среди раннепротерозойских образований обнаруживаются аналоги практически всех структурно-вещественных комплексов складчатых систем, формировавшихся на протяжении рифея и фанерозоя, в том числе и существующих в современной структуре земной коры. С одной стороны, это вулканогенно-осадочные комплексы, возникавшие в тектонических обстановках типа океанов и зон, переходных от океанов к континентам (в краевых морях и островных дугах), а с другой — осадочные толщи континентальных окраин (шельфов, склонов, подножий), а также же внутренних морей.

Так, например, по дорифейским комплексам Восточной Сибири может быть реконструирован латеральный ряд структур и формаций, в котором присутствует практически весь набор образований океанической, переходной и континентальной стадий (см. рисунок, вкладку 4).

В этом латеральном ряду образования океанической стадии представлены эвгеосинклинальной муйской серией, сложенной метаморфизованными вулканитами типа спилитов и кератофиров и подчиненными им граувакками с прослоями яшмовидных кремнистых сланцев. Толщи муйской серии ассоциируют с телами гипербазитов, габброидов и амфиболитов и нередко тектонически прослоены ими. Здесь наблюдаются зоны серпентинитового меланжа и протрузивные тела ультрабазитов.

Породы муйской серии располагаются в основании разрезов островодужной осадочно-вулканогенной серии, принадлежащей уже к переходной стадии становления континентальной коры фундамента Сибирской платформы. К этим разрезам принадлежат, например, толщи делюнуранской серии, сложенные метаморфизованными туфогенными песчаниками и граувакками, перемежающимися с покровами основных, средних и кислых лав, сланцев и известняков, а в верхней части — известняками с покровами и телами порфиритов.

Далее находятся метаморфизованные и дислоцированные в сложную систему складок и тектонических покровов отложения тонодско-бодайбинской серии, накопившиеся в краевой области раннепротерозойского материкового массива. Все исследователи Байкальской горной страны относят эти отложения к миогеосинклинальным. До недавнего времени их обычно ставили на один стратиграфический уровень с неметаморфизованными отложениями рифейской патомской серии. Раннепротерозойский возраст этих отложений обоснован не-

давно. Их формационные особенности характеризуют две зоны седиментации.

Северная зона отвечает области шельфа и тыловой части прото-континентального склона. Низы нижнепротерозойских разрезов представлены здесь кварцитами, метаморфизованными кварцевыми конгломератами и гравелитами, высокоглиноземистыми сланцами — продуктами размыва и переотложения древней коры выветривания. Выше следуют метаморфизованные олигомиктовые песчаники и алевролиты, а в верхах разрезов находятся карбонатные отложения.

Южная зона соответствует собственно протоконтинентальному склону и его подножию. В ее разрезах распознаются те же толщи, что и на севере, представленные здесь, однако, существенно флишеидными отложениями, включающими мощные пачки мраморов. Наконец, в пределах самого протоконтинента находятся метаморфизованные терригенные толщи нижнепротерозойской удоканской серии — древней пестроцветной формации. Эти толщи считают либо миегеосинклинальными, либо относят к отложениям протоплатформенного чехла.

Все эти отложения накапливались на складчатых, метаморфизованных в гранулитовой фации и лишь частично гранитизированных комплексах архейской чарской серии, к рубежу около 3,0 млрд. лет назад сформировавших протометаморфический гранулит-базитовый слой, или на деструктивных сериях грабенной фации и трогового комплекса, в свою очередь также располагавшихся на протометаморфическом слое (см. рисунок). Все они, наконец, прорваны телами раннепротерозойских гранитов. Базальные горизонты рассматриваемых отложений испытали заметное воздействие процессов раннепротерозойской древнестановой гранитизации, преобразовавших прежде всего породы архейского гранулит-базитового фундамента.

Процессы раннепротерозойского тектонического скупивания, метаморфизма, гранитизации и интрузивного магматизма кардинально изменили состав, структуру и мощность архейского протометаморфического слоя и его раннепротерозойской вулканогенно-осадочной оболочки. Эти явления по своему геологическому содержанию отвечали процессам переходной стадии. Они привели к формированию гранитно-метаморфического слоя и становлению континентальной земной коры эталонного фанерозойского типа. Показателем становления такой коры к началу рифея, т.е. к рубежу 1700–1600 млн. лет назад, является позднеорогенный вулканоплутонический комплекс, ассоциирующий с поздней молассой (акитканская и улканская серии).

Принципиально такая же картина наблюдается и на Балтийском шите. Дорифейские метаморфические комплексы его Свеко-Карельского сегмента с возрастом менее 3,0 млрд. лет (до 1,7 млрд. лет) образуют латеральную последовательность палеоструктур и формаций, очень похожую на уже рассмотренную на примере Восточной Сибири.

Вдоль Восточно-Карельской зоны тектонитов сохранились реликты разрезов коры океанического типа, представленные амфиболитами,

метаморфизованными толеитовыми базальтами, пикритами и другими породами (парандовская серия). Ассоциации таких же пород составляли, по-видимому, субстрат юго-восточной части Карельского массива, где они в результате процессов ультраметаморфизма и гранитизации были превращены в олигоклазовые плагиограниты. К западу от Центрально-Карельского тектонического шва развиты комплексы переходной стадии, представленные островодужными контрастными формациями metabазальтов и лептитов в ассоциации с железисто-кремнистыми толщами и талько-хлоритовыми сланцами (гимольская серия).

Более молодые комплексы переходной стадии, хорошо изученные в Центральной Швеции и Южной Финляндии, представлены лептитами, образовавшимися по вулканитам среднего и кислого состава. Эти толщи содержат, кроме того, горизонты и пачки параамфиболитов, metabазальтов, железистых кварцитов, мраморов и графитистых сланцев. Ассоциация свекофенских кислых вулканитов с железистыми кварцитами и известняками известна в литературе как лептитопорфировая железисто-кремнистая формация, сопоставимая по составу с более древним формационным комплексом Западной Карелии (гимольская серия).

Выше по разрезу и по латерали эту формацию сменяют металециты, графитосодержащие и слюдяные сланцы (серия Грютхюган Центральной Швеции) и метаморфизованные граувакки, основные эффузивы и конгломераты Центральной Финляндии.

К югу и востоку от области океанической окраины, в пределах которой образовались упомянутые комплексы переходной стадии, отвечающие по всем признакам формациям островных дуг и краевых морей прошлого, располагался протоконтинент.

Неоднократные процессы тектонического скупивания формационных комплексов Карельского и Свекофенского сегментов разрешились образованием складчатых чешуйчато-надвиговых структур и сопровождались явлениями гранитообразования, охватывавшего несколько интервалов времени (2,8–2,6 млрд. лет – Карелия, 2,5–2,3 млрд. лет – Приладожье и Центральная Швеция, 1,9–1,8 млрд. лет – Норланд и Центральная Финляндия).

Формирование гранитно-метаморфического слоя завершилось накоплением флишoidных (Приладожье) и молассoidных (ятулий Западной Финляндии) серий, отвечающих уровню развития моласс складчатых поясов фанерозоя.

Структурно-формационные комплексы переходной стадии возникали в разное время. В то время как в центральной и южной частях Свекофенского сегмента становление гранитно-метаморфического слоя уже завершилось, на северо-западе сегмента слой, представленный сериями Кируны, продолжал формироваться.

На становление зрелой континентальной коры к началу рифея указывают вулканоплутонические комплексы Смоланда, граниты рапакиви и иотнийские отложения наложенных впадин Далекарлии и Сатакунты, отвечающие уровню поздних моласс.

Налицо, таким образом, поразительное сходство раннего протерозоя и фанерозоя в типе важнейших палеотектонических структур и тектонических режимов. Об этом свидетельствует хотя бы прочно вошедшее в геологическую практику последних десятилетий выделение среди тектонических структур раннего протерозоя эв- и миогеосинклинальных зон, вполне обоснованно перенесенных с образцов изученных на фанерозойских эталонах. Сходство еще более усиливается, если сравнить эндогенные процессы, сопровождавшие формирование земной коры в фанерозое и раннем протерозое. Сравнительный анализ вскрывает совершенно одинаковые закономерности стилиа и последовательности этих процессов. Их главное содержание сводится к формированию гранитно-метаморфического слоя или, иными словами, — коры континентального типа.

Этот вывод со всей очевидностью следует из приведенных примеров. Едва ли можно сомневаться в том, что в фанерозое геосинклинальный процесс сопровождается метаморфизмом горных пород и заканчивается внедрением крупных масс аллохтонных гранитов. Но ведь, как известно, такой процесс был проявлен и в раннем протерозое! Более того, именно в раннем протерозое этот процесс был выражен гораздо интенсивнее и ярче. Гигантские масштабы раннепротерозойского метаморфизма и гранитизации, а также крупные массивы раннепротерозойских гранитоидов свидетельствуют о том, что именно в это время, т.е. в раннем протерозое, происходило формирование основных объемов континентальной коры.

На первые существенные расхождения мы наталкиваемся при попытках более детального анализа тектонических обстановок и типов земной коры различных структурных зон фанерозоя и раннего протерозоя.

Действительно, для структур фанерозоя, в том числе и для современных, известны три основных типа земной коры: океанический, переходный, со свойственным ему эвгеосинклинальным режимом, и континентальный, которому отвечают миогеосинклинальный, позднеорогенный и платформенный режимы. Вместе с тем в областях раннепротерозойского тектогенеза только в пределах эвгеосинклинальных зон обнаруживается тип коры, идентичный коре одноименных структур фанерозоя. Существенная разница выявляется при сравнении миогеосинклинальных (в понимании Штилле) и платформенных зон. Практически нигде (во всяком случае на материке Евразии), по-видимому, нельзя доказать, что фундаментом миогеосинклинальных зон раннего протерозоя служили, как это можно видеть на многих примерах фанерозойских миогеосинклиналей, комплексы гранитно-метаморфического слоя коры континентального типа. Вполне определенно выясняется, что земная кора фундамента миогеосинклиналей и структур платформенного типа в раннем протерозое по своим физическим свойствам и химическому составу соответствовала лишь „базальтовому“ слою современных континентов. В Восточной Сибири это хорошо видно на примерах архейских гранулит-базитовых комплексов Станового хребта, Олёкмо-Витимской горной стра-

ны, Патомского и Северо-Байкальского нагорий, Западного Прибайкалья и Восточного Саяна, а в европейской части СССР — на Кольском полуострове, Украинском щите и на востоке — в фундаменте Русской плиты.

Таким образом, становятся понятными, несмотря на уже отмеченные черты удивительного сходства, основные отличия в тектонике миогеосинклинальных зон раннего протерозоя и фанерозоя. Они заключаются в том, что тип коры краевых зон былых материков, т.е. тип коры фундамента миогеосинклинальных зон разного времени, был различным. Материки фанерозоя, в том числе и их краевые зоны, обладали зрелой континентальной корой. Поэтому в миогеосинклинальных зонах фанерозоя, располагающихся на такой коре, процессы магматизма и метаморфизма проявлены весьма слабо или не проявлены вообще. Между тем материки раннего протерозоя, или протоконтиненты, зрелой континентальной корой не обладали, а миогеосинклинали, заложившиеся на их окраинах, т.е. на коре переходного типа, отличаются от своих фанерозойских аналогов мощно проявленными эндогенными процессами (метаморфизмом, гранитизацией, гранитоидным магматизмом). Еще более контрастно эти различия выражены в структурах платформенного типа, что и привело к выделению особых, свойственных именно раннему докембрию структур, которые Е.В. Павловский предложил называть протоплатформами.

Мы видим, таким образом, что в системе главных структурных неоднородностей фанерозойской тектоносферы выступают блоки, или сегменты, с одной стороны, зрелой континентальной коры, а с другой — океанической коры, в то время как неоднородности раннепротерозойской тектоносферы были представлены блоками либо переходной, либо океанической коры. Настоящая зрелая континентальная кора эталонного фанерозойского типа возникла лишь к началу рифея. В фундаменте древних платформ нашей страны нет признаков изначального существования такой коры в течение самого раннего протерозоя. В этом, по-видимому, и состоит основное отличие раннего протерозоя от рифея и фанерозоя.

Обращаясь к событиям еще более раннего, архейского, времени, можно видеть особые специфические условия тектонической обстановки, на которые уже не раз обращали внимание многие исследователи докембрия.

В разрезах глубоко метаморфизованных толщ архея, наблюдаемых в фундаменте Восточно-Европейской и Сибирской платформ, преобладают пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы, исходными породами которых были основные интрузивные и вулканические образования. Меньшее значение имеют толщи и пачки пород первично-осадочного происхождения.

Реконструкции первоначального формационного состава архейских комплексов показывают, что все они по своим формационным особенностям могут быть сопоставлены с осадочно-вулканогенными комплексами, которые в фанерозое и раннем протерозое образуются

вались в условиях эвгеосинклинальных зон и только на меланократовом фундаменте. Естественно предположить, что первичная земная кора, ставшая ложем для архейских супракрустальных осадочно-вулканогенных серий, тоже была меланократовой, базитового состава. В пользу такого предположения свидетельствуют некоторые геохимические данные.

В реально наблюдаемых разрезах архейских комплексов поиски реликтов такого меланократового фундамента сопряжены со значительными трудностями. И все же там, где это можно наблюдать, например в Восточной Сибири, самые нижние компоненты архейских разрезов представлены меланократовыми основными кристаллическими сланцами. Нельзя, конечно, с полной уверенностью утверждать, что именно они всегда представляют собой меланократовый фундамент архейских супракрустальных серий, но зато ясно, что они образовались до появления первых в этих регионах осадочных пород, накапливавшихся в водной среде. Такие породы выступают в основании разрезов иенгурской серии Алданского шита. Такие же меланократовые пироксеновые кристаллические сланцы тырканской свиты слагают нижнюю часть разрезов тимптоно-джелтулинского комплекса на юго-востоке Алданского шита. Весьма важно, как нам кажется, что эти меланократовые породы с большой долей уверенности можно отождествлять с предполагаемой базитовой первичной земной корой. Вместе с тем нигде нельзя достаточно достоверно выделить какие-либо гранитоидные породы, которые предшествовали бы накоплению архейских осадочно-вулканогенных толщ и служили бы для них фундаментом. Попытки выделения таких гранитоидных комплексов могут быть подвергнуты сомнению.

Обращают на себя внимание определенные различия в строении разрезов архейских серий Алданского шита. Один тип разрезов (тимптоно-желтулинский) представлен породами, образовавшимися главным образом по базальтоидам толеитового типа, грауваккам и в меньшей степени — по хемогенным кремнистым и карбонатным отложениям. Другой тип (иенгурский) отличается значительной ролью компонентов первично-осадочного происхождения, составляющих около 50% мощности и представленных кварцитами, карбонатными и апокарбонатными породами, глиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Различия в составе разрезов нельзя, по-видимому, объяснить иначе, чем влиянием каких-то тектонических неоднородностей, существовавших еще до накопления толщ архейской осадочно-вулканогенной оболочки. Приходится поэтому признать справедливым предположение о возникновении таких неоднородностей в процессе образования первичной земной коры.

Можно думать, что в геологическую стадию, или, иными словами, в стадию, задокументированную горными породами, доступными для исследования в настоящее время, наша планета вступила, уже имея первичную существенно базитовую кору. Именно эта кора с накопившимися на ней осадочными и преимущественно базальтоидными вулканогенными толщами вошла в состав наиболее ранней ко-

ры океанического типа. Вся дальнейшая собственно геологическая история представляла собой последовательный процесс преобразования коры океанического типа в кору континентальную.

К.О. К р а т ц, Ф.П. М и т р о ф а н о в

О ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЕ МАТЕРИКОВ (ДРЕВНИХ ШИТОВ), ЕЕ СТАНОВЛЕНИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

В связи с быстрым прогрессом в познании различных аспектов геологии древних щитов на разных материках ныне уместно попытаться подвести некоторые итоги, касающиеся становления и эволюции земной коры в докембрии.

В настоящем очерке свою попытку в этом направлении авторы ограничивают вопросом о природе земной коры материков на начальных этапах ее опознанного геологического развития и некоторых аспектах ее тектонической эволюции в течение докембрия. Наиболее информативными для такой цели являются складчатые пояса (системы) и их соотношения со смежными стабильными сегментами (кратонами) земной коры древних щитов, которые, особенно в течение последних двух десятилетий, были объектом интенсивных, целеустремленных исследований большого числа специалистов разных стран.

Как показывает анализ данных по геологии докембрия материков, возникновение складчатых поясов и высокометаморфизованных линейно-амонентных зон, хотя и было отчасти диахронным на разных материках, относится в основном к следующим интервалам времени: 3800–3500, 3000–2600, 2000–1800 (1700), 1300–1000 и 600–400 млн. лет. Эти интервалы являются главными периодами образования складчатых сооружений и преобразования земной коры материков в докембрии (периоды суперсобытий).

Из-за невозможности в рамках настоящего сообщения охватить весь имеющийся фактический материал далее будут затронуты лишь основные ключевые районы, данные по которым позволят, насколько ныне возможно, осветить отмеченные выше вопросы.

Прежде чем переходить к рассмотрению фактических данных, небезынтересно вкратце вспомнить, что в соответствии с различными моделями аккреции Земли как планеты возникли две группы представлений о природе первичной коры нашей планеты: одна, утверждающая, что первичная кора была базальтоидного состава, вторая, заключающая, что к началу геологического этапа развития Земли, т.е. к началу возникновения первых осадочных и осадочно-вулканических толщ, кора была представлена в значительной своей части или даже полностью сиалическим слоем.

Обе группы представлений основаны на том, что во время и вследствие аккреции Земли развивалась колоссальная тепловая энергия (гравитационного коллапса, радиоактивная, энергия отделения ядра, приливно-отливная энергия благодаря близости Луны к Земле в то время, энергия метеоритных бомбардировок и др.), которая привела к полному расплавлению вещества Земли или по крайней мере ее внешних оболочек.

Согласно первой группе концепций, при дифференциации расплавленной массы планеты на ядро, мантию и кору последняя возникала при прогрессивном остывании за счет остаточной от мантии накипи (расплава) в целом габброидного (базальтоидного) или, в случае ее кристаллизационно-гравитационного деления, анортозитового состава. К такому же эффекту может привести и механизм зонной плавки.

Образование же первичного сиалического слоя могло идти, как предполагают некоторые исследователи, за счет дальнейшей дифференциации той же мантии и ее остаточного базальтоидного расплава при продолжавшихся охлаждении и дегазации планеты с обогащением ее наружной оболочки сиалическими компонентами. По мнению других, первичный сиалический слой образовался путем нарушения сплошности сформированной мафической коры, вызванного контракцией остывающей Земли, усиленной конвективными течениями в мантии и метеоритной бомбардировкой, с выводом на поверхность кислых расплавов из мантии, в соответствии с плотностным перераспределением вещества по вертикали. При этом одни исследователи предполагают, что такая сиалическая оболочка, вероятно тонкая, могла охватить практически всю поверхность планеты, другие же допускают ее прерывистость — от незначительных по размерам пятен до площадей континентального масштаба. Как видно из последнего, не исключено и предположение об одновременном существовании на этой стадии коры и того и другого типа.

К сожалению, мы не имеем никаких свидетельств в виде горных пород этой стадии развития нашей планеты, чтобы судить о правдомерности той или иной из высказываемых гипотез. Поэтому авторы считают своей задачей начать рассмотрение поставленной проблемы с собственно геологического этапа эволюции Земли. Обратимся к тем древнейшим геологическим телам, которые ныне устанавливаются по геологическим и геохимическим данным и отмечают собой самый начальный этап документируемой сегодня геологической истории нашей планеты. Следовательно, эти тела могут являться показателем как общего характера, так и специфических черт состава и строения земной коры в этот начальный геологический этап ее развития.

По общему признанию исследователей, такие древнейшие геологические образования Земли представлены так называемыми гранито-зеленокаменными областями, развитыми практически на всех древних щитах и относящимися к временному интервалу 3800–2600 млн. лет назад.



Рис. 1. Главные структурные провинции Канадского щита с архейскими зеленокаменными поясами (Барагар, Мак-Глинн, 1977).

1 - архейские зеленокаменные пояса (а - провинция Слейв, б - провинция Сьюпириор); 2 - протерозой; 3 - Гренвилльский пояс.

Из рисунков 1 и 2 видно, что характерным для этих областей является наличие многочисленных неправильной формы участков и сублинейных зон вулканогенных и осадочных толщ (т.е. реликтов зеленокаменных поясов), развитых в преобладающем по площади поле гранитоидов. Следует подчеркнуть, что при этом плутонические и супракрустальные породы практически на всех щитах с удивительной выдержанностью обладают сходными чертами состава и строения. Важнейшими для данного случая особенностями гранитоидов являются их тоналито-гранодиоритовый состав и низкие значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, принимаемые как признак их мантийного происхождения.

Отличительными чертами зеленокаменных поясов являются: вытянутый, узко-линейный характер, распространение их в виде параллельных систем или скоплений на огромных гранитоидных площадях; преобладание основных вулканитов и незрелых кластических осадков; последовательное излияние ультраосновных, основных, средних и кислых лав, венчаемое осадочными, большей частью грауваккового типа, породами, причём с повторением этой последовательности два или более раз; содержания K, Rb, Cs, Sr, Ba, промежуточные между известково-щелочными и океаническими толеитами и напоминающие

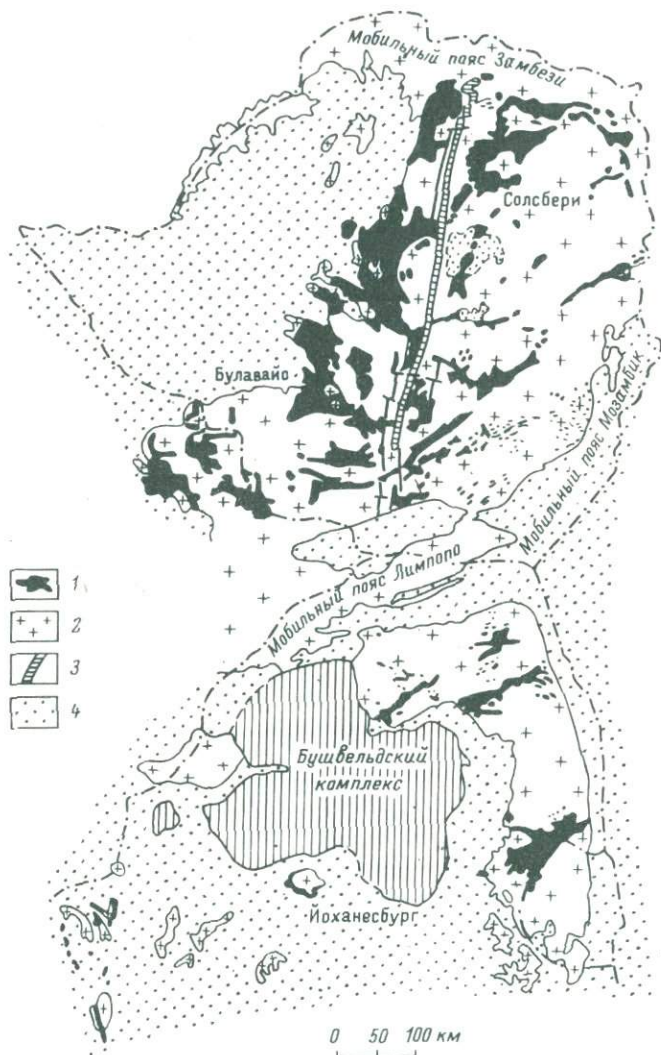
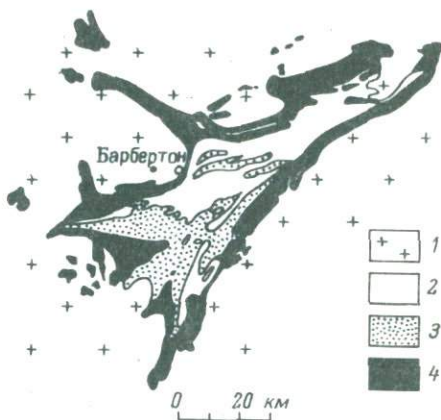


Рис. 2. Зеленокаменные пояса на Родезийском и Каапвальском кратонах (Anhaeusser, 1976).

1 - зеленокаменные пояса; 2 - архейские граниты, гнейсы и мигматиты; 3 - Великая Дайка; 4 - чехол.

Рис. 3. Зеленокаменный пояс Барбертон, по периферии пронизанный гранитами (Anhaeusser, 1970).

1 — интрузивные граниты; 2 — осадочные комплексы Фиг-Три и группы Мудис. Группа Он-вервахт; 3 — комплекс вулканитов от мафических до фельзических, 4 — нижний ультрамафический комплекс.



содержания в низкокальциевых толеитах современных островных дуг; интенсивная дислоцированность пород большинства поясов; метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации; отсутствие мощных карбонатных толщ, характерных для более молодых геосинклинальных поясов; по своей периферии зеленокаменные комплексы пронизаны более молодыми гранитоидами нередко в виде характерных диапировых интрузий (рис. 3). Возникновение этих гранитоидов тесно связано с развитием самих поясов.

Ранее реликты таких зеленокаменных комплексов на примере Канадского щита считались древнейшими „зеленокаменными ядрами“, возникшими за счет первичной океанической коры и впоследствии сохранившимися среди поля более молодых гранитов. Выявившееся за последние 10–15 лет сходство химизма базальтоидов древних зеленокаменных комплексов и пород современных островных дуг привело некоторых исследователей к выводу о том, что архейские зеленокаменные пояса представляют собой островные дуги, возникшие в связи с зонами субдукции в пределах первичной океанической коры. Однако полученные впоследствии новые геологические и радиометрические данные, показывающие, что на древних щитах эти зеленокаменные пояса несомненно возникли в пределах уже существовавшего сиалического слоя, заставили многих исследователей отказаться от такого представления. Действительно, такие соотношения ныне установлены в целом ряде мест.

В гранитно-зеленокаменной области провинции Слейв в Канаде зеленокаменный комплекс супергруппы Йеллоунайф залегает трансгрессивно, местами через базальные конгломераты, на гранитах с возрастом 3100 млн. лет (Stockwell, 1933; Baragar, 1966; McGlynn, Henderson, 1970 и др.), а сам прорывается кеноранскими гранитами с возрастом 2600 млн. лет. Аналогичные соотношения установлены там же, в провинции Сьюпириор, где, по данным

А.М. Гудвина (Барагар, Мак-Глинн, 1977), вулканиты древнейших зеленокаменных комплексов с возрастом 2900–2700 млн. лет залегают на огнейсованных тоналитах и гранодиоритах с возрастом 3000–3100 млн. лет местами трансгрессивно (пояс Абитибби – Holubec, 1972), местами через базальные конгломераты (р-н Росо-Лейк, по данным Д.Х. Роуссела; Барагар, Мак-Глинн, 1977). Конгломераты зеленокаменного комплекса, по данным Ф.Дж. Элберса (Барагар, Мак-Глинн, 1977), содержат гальку гранитов с возрастом 3100 млн. лет. К этому же выводу приводит и значительное, а местами и исключительно преобладающее содержание гранитного материала в терригенной серии зеленокаменных комплексов, свидетельствующее о гранитоидном характере одновременно существовавших областей сноса (Condie, 1967; McGlynn, Henderson, 1970; Барагар, Мак-Глинн, 1977, и др.).

На южном продолжении Канадского щита в штате Миннесота выделяются гнейсы Мортон и Монтевидео с возрастом 3550–3600 млн. лет (Goldich e.a., 1970). Развитый среди них более молодой комплекс зеленокаменных пород с возрастом 2950–2750 млн. лет сопоставляется с зеленокаменными комплексами расположенной севернее провинции Сьюпириор, т.е. они возникли через 700–800 млн. лет после образования гнейсового фундамента. В этом же регионе (юго-запад Миннесоты) установлены еще более древние гранодиориты Мир с возрастом 3800 млн. лет (Goldich, Hedge, 1974).

В Восточном Лабрадоре, в провинции Найн (Collerson e.a., 1976), находятся древнейшие тоналитовые мигматиты (гнейсы Уйвак I) с прорывающими их интрузиями кварцевых монцонитов – ферродиоритов и железистых горнблендитов и более поздние гранодиоритовые гнейсы (гнейсы Уйвак II), для которых получен возраст 3620 млн. лет. Гнейсы прорваны основными дайками (амфиболитами) Саглек и вместе с ними перекрыты комплексами гранатовых и силлиманитовых кварцитов, кварцито-гнейсов, мраморов, гранатавралит-кордиеритовых и полевошпато-биотитовых сланцев, амфиболитов с линзами тремолитовых сланцев, серпентинитов и горнблендитов (серия Упернавик). Супракрустальные породы и подстилающие их гнейсы прорваны гранито-гнейсами с возрастом 3130 млн. лет, возникшими, вероятно, за счет ремобилизации более древних гнейсов.

По мнению всех исследователей, самые древние из известных в настоящее время геологических образований представлены породами комплекса тоналитовых гнейсов Амйтсок в западной части Готхобского кратона в Южной Гренландии (рис. 4). Возраст гнейсов определен в 3900–3700 млн. лет и близок к возрасту железистых кварцитов из осадочно-вулканогенной серии Исуа (3760 млн. лет), что послужило поводом для дискуссии об относительном возрасте этих двух комплексов пород. Ныне ионно-микронзондовые определения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ по индивидуальным зернам циркона из гнейсов Амйтсок, по данным Дж.Ф. Ловеринга (Sutton, 1977), показали возраст исходных тоналитов в 4000 млн. лет. Омоложе-

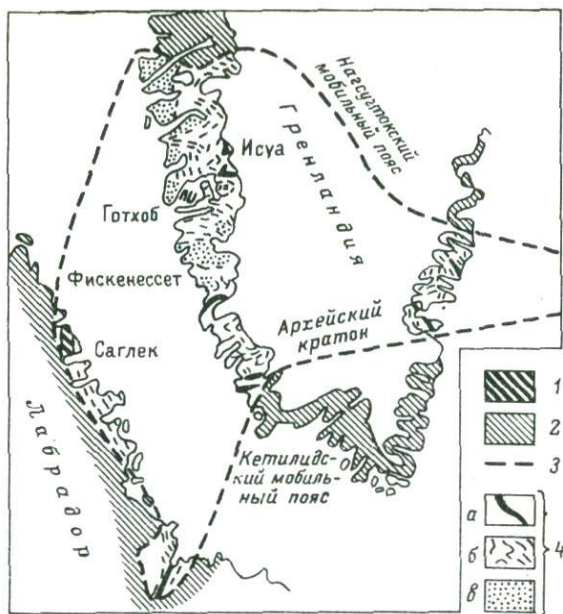


Рис. 4. Схематическая карта архейского кратона Северо-Атлантического региона, обрамленного протерозойскими мобильными поясами (по Д. Бриджуотеру, Дж. Уотсону, Б.Ф. Уиндли - Windley, 1977).

1 - протерозойский покров; 2 - протерозойские мобильные пояса; 3 - граница архейского кратона; 4 - архей (а - супракрустальные пояса, б - гнейсы амфиболитовой фации, в - гнейсы гранулитовой фации).

ние их, по всей вероятности, соответствует времени огнейсования вместе с деформацией серии Исуа. Последовавшая консолидация коры отличается появлением роев даек основных пород (дайки Америк), пронизывающих древнейшие тоналиты.

Расположенный в этом же районе зеленокаменный комплекс Малене также залегает на гнейсовом основании Амитсок. Дайки Америк могут быть частью древнее, частью моложе серии Малене, а частью же, возможно, являются подводящими каналами для ее вулканитов (Chadwick, Coe, 1976). Более позднее внедрение протяженных пластовых интрузий анортозитов, их последующая деформация вместе с серией Малене и региональный метаморфизм до гранулитовой фации завершились 3040 млн. лет назад. Возникшие при этом граниты (гнейсы Нюк) продолжали периодически внедряться вплоть до 2800 млн. лет.

Древнейшие образования известны и в Южной Африке на Родезийском кратоне, где, как указывает А. Крёнер (Kröner, 1977),

себаквийский зеленокаменный комплекс, прорванный гранитоидами с возрастом 3500 млн. лет (Hawkesworth *et al.*, 1975), залегает на еще более древнем гнейсо-гранодиоритовом основании. Там же более молодой, булавыйский зеленокаменный комплекс в районе Белингве залегает на гранитоидах с возрастом 3500 млн. лет и прорывается гранитами с возрастом 2600–2700 млн. лет (Sutton, 1977; Kröner, 1977). Себаквийский этап развития зеленокаменных поясов отделяется здесь от более позднего, булавыйского периодом стабилизации коры (Sutton, 1977), отчетливо документированным возникновением в это время роев даек, кольцевых интрузий, силлов и других гипабиссальных тел основных и ультраосновных пород, которые прекрасно сохранились на юго-востоке Зимбабве (Wilson, 1973).

Древнейшие образования сиалической коры широко развиты в Центральной Африке и известны там как комплекс Западного Нила (с возрастом 3500 млн. лет – Kröner, 1977), гнейсы основания Уганды, гнейсовый комплекс Гарамба и др. На них залегают кибалийские образования, которые по прорывающим гранитам имеют возраст не моложе 3100 млн. лет. Гнейсы с возрастом 3700 млн. лет ныне известны также на Гвианском и Западно-Африканском щитах.

В Центральной Карелии С.Б. Лобач-Жученко (Геология и петрология..., 1978) выделены древнейшие комплексы метавулканитов (от коматитов до метаандезитов) и покрывающих их метаосадочных пород с сопровождающими их основными и ультраосновными интрузиями, которые трансгрессивно перекрывают более древние гнейсо-гранодиориты и которые сами несомненно древнее, чем прорывающие их пегматиты с возрастом 2800 млн. лет и граниты с возрастом 2600 млн. лет.

Имеются многочисленные другие примеры, в которых прямо или косвенно доказываются аналогичные соотношения между древними комплексами, хотя некоторые из них за недостатком фактических данных остаются пока дискуссионными. Такой пример представлен в Восточной Сибири, на Алданском щите, где древнейшая, по общему мнению, иенгская серия кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов считается продуктом разрушения более древних гранитов и по своему характеру должна быть отнесена к энсиалической (см. ст. В.Л. Дука и В.И. Кицула в наст. сб.):

Таким образом, практически во всех более или менее достоверных случаях зеленокаменные пояса представляют собой интраконтинентального типа мобильные пояса, возникшие в пределах существовавшего до их появления сиалического слоя. Из сказанного очевидно, что само возникновение зеленокаменных поясов связано с деструкцией – дроблением более ранней гранитной коры – и их размещением вдоль ослабленных таким образом шовных зон между образовавшимися глыбами коры. В отношении того, как это происходило, ныне представлен целый ряд моделей (рис. 5–9).

Разные авторы стремились своей моделью лучшим образом объяснить совокупность основных черт зеленокаменных поясов: их стро-

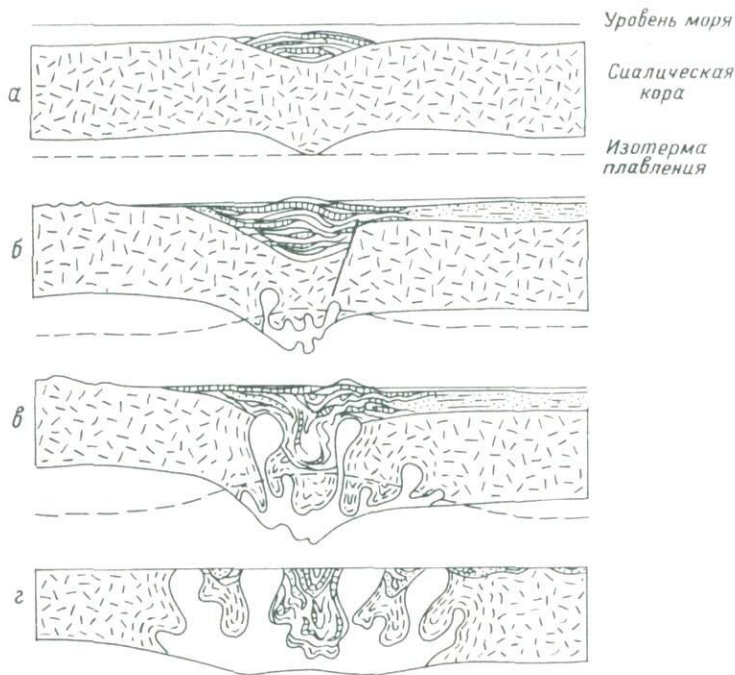


Рис. 5. Модель развития типичного зеленокаменного пояса (Баррагар, Мак-Глинн, 1977).

С т а д и я „а“ – вулканическая нагрузка на сиалическую кору вызывает ее прогибание в мантию. С т а д и я „б“ – плавление начинается в прогибе, и плутоны поднимаются в кору. Примыкая к вулканическому прогибу с одной стороны, кора выходит выше уровня моря и эродируется. На другой стороне погружающийся вулканический прогиб сопровождается расколами; здесь отсутствует флексурное поднятие коры. С т а д и я „в“ – поднимающиеся плутоны деформируют вулканогенно-осадочную серию, которая затем перекрывается осадками, образованными за счет высоко поднятой коры и молодых вулканических пород. С т а д и я „г“ – профиль зеленокаменного пояса, как его можно представить сегодня.

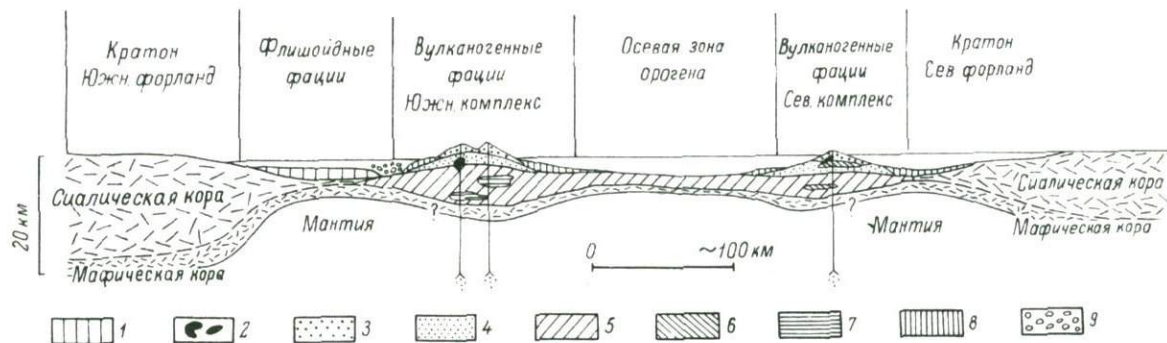


Рис. 6. Гипотетическая тектоническая реконструкция орогена Абитиби (Goodwin, Ridler, 1970), вертикальный разрез.

1 – граувакки, аргиллиты; 2 – гранодиориты; 3 – дациты, риолиты; 4 – андезиты; 5 – базальты; 6 – габбро, анортозиты; 7 – габбро, нориты и т.д.; 8 – вулканокласты; 9 – конгломераты, граувакки, частью трахиты. Отсутствие флишоидных фаций у края Северного форланда предполагает меньшую мощность и расчлененность рельефа сиалической коры. Мощность мафической коры под орогеном показана условно. Отсутствие прямых данных о сиалических продуктах в вулканических и осадочных породах орогена (за исключением флишоидных фаций) не дает основания для показа на рисунке сиалической коры под орогеном по крайней мере на ранних стадиях его развития.

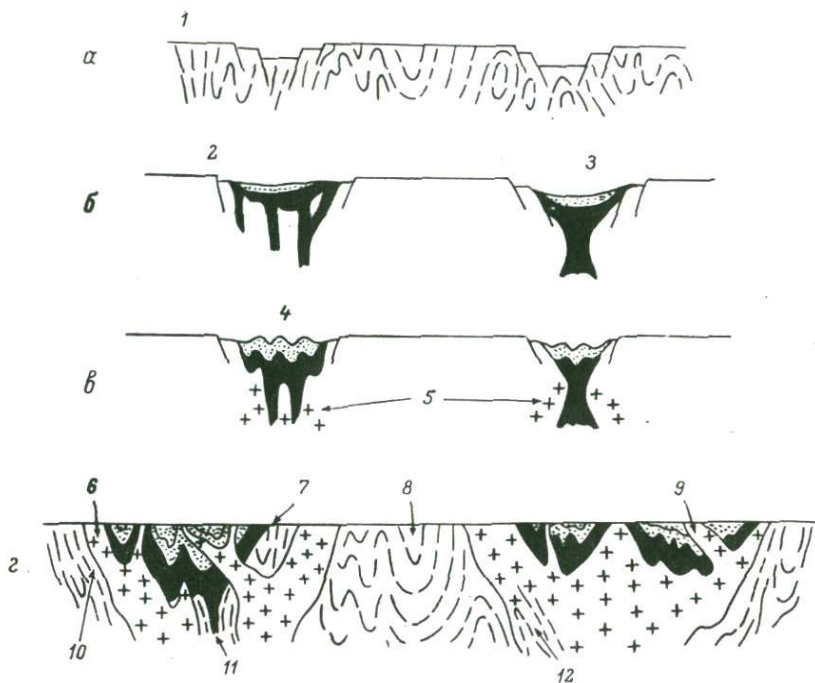


Рис. 7. Предполагаемые стадии эволюции архейских зеленокаменных поясов (Windley, 1973).

Стадия „а“: 1 – формация высокометаморфизованных гнейсов. Стадия „б“: 2 – образование рифтовой долины, 3 – образование протоокеанического рифта. Стадия „в“: 4 – погружение бассейна, складчатость, слабый метаморфизм, 5 – инициальное образование гранита на глубине. Стадия „г“: 6 – гранитный экран между зеленокаменным поясом и фундаментом, 7 – резкое несогласие между зеленокаменным поясом и фундаментом, 8 – области гнейсов фундамента, локально сохранившиеся между зеленокаменными поясами, 9 – поздний интрузивный гранит, 10 – согласный контакт гранитов и гнейсов, 11 – корневые зоны зеленокаменных поясов среди высокометаморфизованного фундамента, 12 – небулитовые гнейсовые реликты в частично ремобилизованном граните.

ение, распределение вулканитов и осадков, интрузивных пород, характер и особенности проявления складчатых и разрывных структур и т.д.

Несмотря на различия в толковании механизма и модели образования архейских зеленокаменных поясов, напрашивается один важный для данной темы вывод: то ли путем раздвижения смежных сиали-

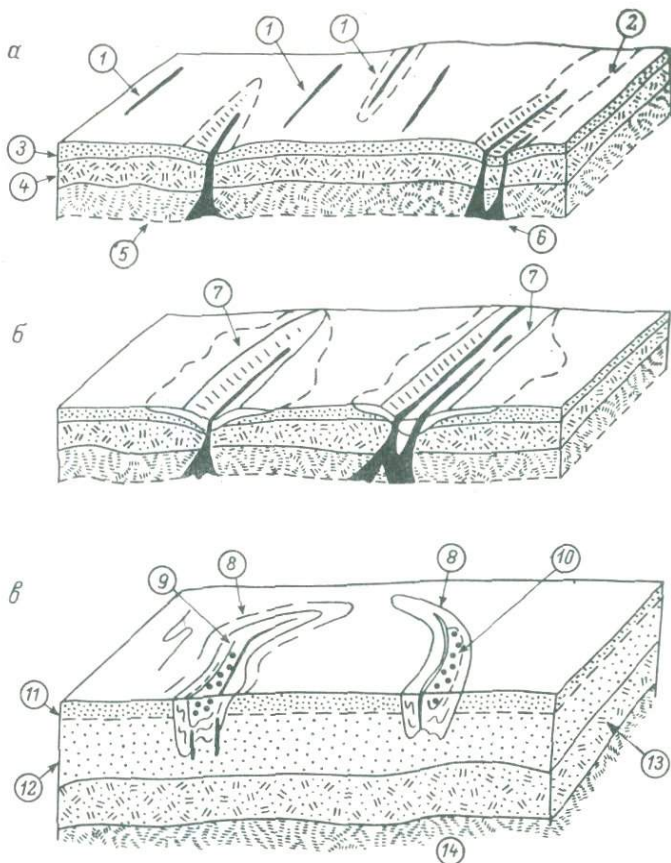


Рис. 8. Эволюция зеленокаменного пояса (Anhaeusser e.a., 1969).

С т а д и я „а“: 1 - зоны разломов и скалывания в первичной коре, 2 - грабенообразование вертикальными движениями, 3 - силицистый слой, 4 - базальтовый слой, 5 - верхняя мантия, 6 - зоны разломов с поступлением магмы. С т а д и я „б“: 7 - излияния основных и ультраосновных лав в эмбриональном зеленокаменном поясе. С т а д и я „в“: 8 - современные останцы сильно деформированного зеленокаменного пояса, 9 - вулканиты, 10 - осадки, 11 - тонкая первичная кора, 12 - утолщенная новообразованная кора, 13 - базальтовая кора, 14 - верхняя мантия.

ческих плит, то ли путем излияния подкорковых магм по разломам и последующего под тяжестью возникшей призмы вулканитов прогибания сиалической коры, ее переплавления и выжимания вверх в пределах пояса образуется участок коры океанического типа. Подчеркнем лишь, что это — новообразование, а не первичная океаническая кора.

Добавим еще, как отмечают и другие авторы, что в связи с древними зеленокаменными поясами, во всяком случае пока, нигде не установлено наличие офиолитового комплекса, зон меланжа и других образований, характерных для современных островных дуг; встречающиеся ультраосновные интрузии не являются альпинотипными.

Далее, вторая существенная особенность заключается в том, что, как показал Д. Бриджуотер на основании геохимических данных по разным материкам, породы сиалической коры древнее 2600 млн. лет в большинстве своем представляют тоналиты и гранодиориты и являются ювенильными образованиями, т.е. подкорového, или мантийного, происхождения. Граниты, для которых имеются данные об их возникновении за счет ремобилизации нижних частей гранитного слоя, составляют относительно меньшую долю.

В третьих, представляется, что земная кора в это время была маломощной и сравнительно нестабильной, а астеносфера стояла высоко, возможно на уровне неглубоко залегавшей поверхности Мохоровичича.

Как отмечается в статье этого сборника „Периодизация тектонических событий в докембрии“, этап 3000–2600 млн. лет в пределах современных материков был периодом интенсивнейшего гранитообразования. Данные Ф. Калсбек (Kalsbeek, 1976) по области Фискенессет в Готхобском кратоне и Дж. Саттона (Sutton, 1977) по Шотландии показывают, что новообразованные в это время граниты составляют 80% и более развитых здесь пород. В пределах зеленокаменных областей Канадского щита большая часть гранитов также попадает в интервал времени от 3100–2900 до 2600–2500 млн. лет. Данные С.Б. Лобач-Жученко для Карелии и И.В. Белькова для Кольского полуострова указывают на значительные преобладания гранитоидов этого же времени в упомянутых регионах. Аналогичное явление наблюдается и на других древних щитах.

Действительно, как указывает и Дж. Саттон (Sutton, 1977), земная кора материков в этот этап была более чем на три четверти переработана и создана заново; сохранились лишь незначительные участки более ранней коры. Вновь возникшая достаточно мощная и стабилизированная кора мало чем отличалась от современной. Она занимала практически всю территорию (а возможно, и больше) современных материков. Такое предположение согласуется с выводом Д. Бриджуотера и В.С. Файфа (Bridgwater, Fyfe, 1974) о том, что большая часть сиалического материала, ныне встречаемого в континентальной коре, выделилась (отдифференцировалась) в течение

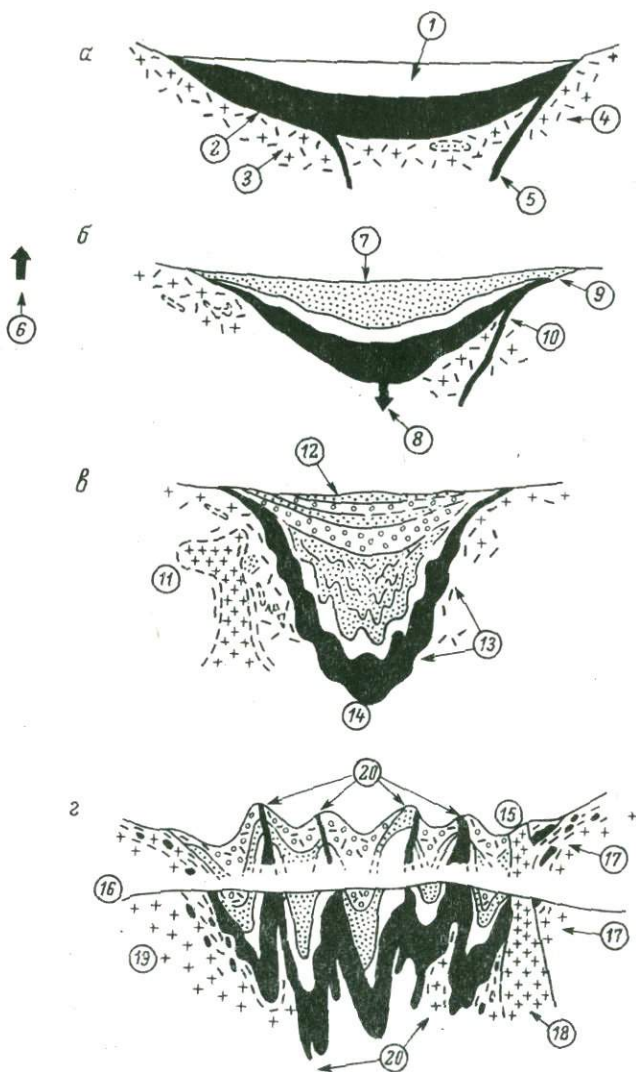


Рис. 9. Стадии формирования раннедокембрийского зеленокаменного пояса в виде упрощенной схематической модели (Anhaeusser, 1970, модифицировано А. Крёнером).

Стадия „а“: 1 – группа зеленокаменных пород; 2 – группа ультраосновных пород; 3 – тонкая силлическая кора с гранитами и реликтами древних осадков; 4 – гнейсы, граниты, мигматиты; 5 – зоны разломов, достигающих мантии с поступлением ультраосновным магм. Стадия „б“: 6 – поднятие коры в связи с по-

первых 500–800 млн. лет геологической истории Земли. Это подтверждает и А. Крёнер (1977), который считает, что в Африке 2600 млн. лет назад уже существовали огромные протошиты, занимавшие почти всю ее территорию (рис. 10).

Совершенно очевидно, что более поздние тектонические процессы, в том числе развитие мобильных поясов, должны были протекать иначе, чем в архее. Действительно, изучение протерозойских мобильных (складчатых) поясов показывает, что в пределах древних платформ (в кратонах) они были интраконтинентальными (рис. 11). Пока описан только один случай – геосинклиналь Коронейшн на севере Канадского щита (Hoffman *et al.*, 1970) как континентально-океанический пограничный (шовный) подвижный пояс. Примером складчатых поясов, обрамляющих древние кратоны, вероятно, является и Южно-Сибирский (Монголо-Охотский) складчатый пояс, в котором в краевой Джугджуро-Становой зоне элементы энсиматического характера ощущаются с раннего докембрия (см. статьи Н.А. Штрейса с соавторами, а также В.А. Глебовицкого и др., В.Л. Дука и В.И. Кицула).

Как показано в статье этого сборника „Некоторые типы кратоноген в докембрии“, протерозойские пояса весьма различны по своему строению и развитию. Большая их часть возникла вдоль ослабленных зон в пределах континентальной коры, при этом кора не теряла своей целостности и не происходило новообразования океанической коры. Более того, не все ослабленные зоны достигали подкоровых областей, что обеспечило бы вывод на поверхность глубинных основных магм. Примером развития таких глубинных разломов с выводом подкорового вещества могут служить лишь узкие протяженные вулканические борозды раннего протерозоя Карелии, Великая Дайка Африки и др. В составе геосинклинальных толщ протерозоя (главным образом раннего) базальтоидные вулканы встречаются относительно редко (лапландские карелиды, гудзониды, Лаб-

ступлением гранита, одновременным утолщением коры; 7 – накопление глубоководных (глинистых) осадков; 8 – погружение трога; 9 – краевые турбидиты; 10 – начало гравитационного оползания и складчатости. С т а д и я „в“: 11 – внедрение плутонов, утолщение коры, вызывающие сужение трога; 12 – накопление мелководных (кластических) осадков – трансгрессивное и регрессивное осадконакопление с несогласиями; 13 – усиливающаяся гравитационная складчатость с появлением вертикальных зон скальвания; 14 – медленное прерывистое погружение трога. С т а д и я „г“: 15 – эродированная часть структуры; 16 – современная поверхность; 17 – породы зеленокаменного пояса, в краевой части пронизанные и ассимилированные гранитами; 18 – поздние, дискордантно секущие калиевые граниты; 19 – внедрение гранитных диайриров и батолитов с зонами контактового метаморфизма; 20 – интенсивная гравитационная складчатость и скальвание.

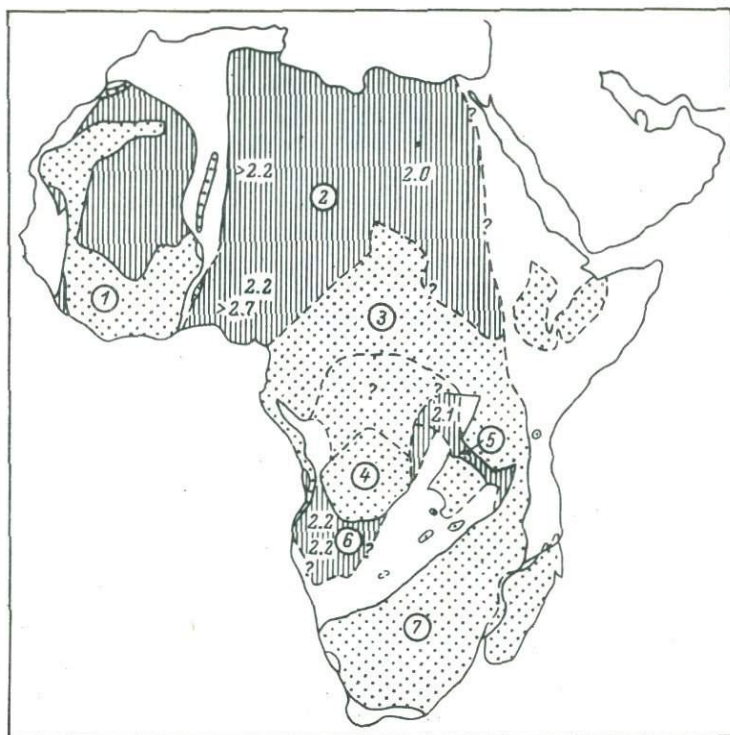


Рис. 10. Архейские (древнее 2,5 млрд. лет) протошиты (мелкие точки) и зоны омоложения эбурнейского (2.0 ± 0.2 млрд. лет) тектонического цикла (вертикальная штриховка) Африки (Kröner, 1977).

1 - Западно-Африканский протошит, 2 - Нигерийско-Ливийская зона, 3 - Центральнo-Африканский протошит, 4 - протошит Касаи, 5 - зона Рузизи-Убенди, 6 - Ангольская зона, 7 - протошит Калахари-Малагази. Приведены цифры возраста эбурнейского тектогенеза. Наличие знака > указывает на существование коры древнее указанного возраста.

радорский трог и др.). Обычно они присутствуют в резко подчиненном количестве, появляясь или в начале (например, Ладожская зона), или в середине осадконакопления (дамарский тип в Африке), или венчают разрез (например, свекофенниды).

Другой тип подвижных поясов протерозоя в пределах древних платформ отличается вообще отсутствием сопряженного с их развитием геосинклинального осадконакопления или вулканизма и выражается только в интенсивной тектонической, метаморфической и плутонической переработке более раннего кристаллического основания.

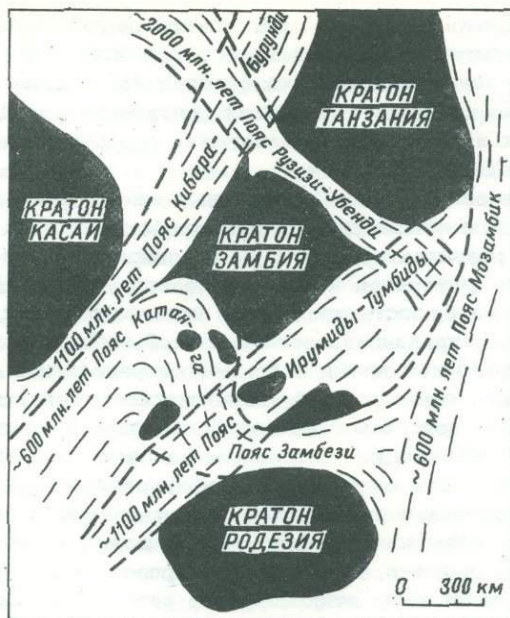


Рис. 11. Упрощенная схематическая карта, показывающая секущие соотношения протерозойских мобильных поясов в Восточной Африке (Kröner, 1977).

Темное — области коры, стабильные по крайней мере с раннего протерозоя.

Если в них и встречаются супракрустальные породы, перекрывающие фундамент, то они большей частью представляют собой мелководные шельфовые отложения континентального типа. Такие складчатые пояса известны уже в позднем архее в областях ранней стабилизации (пояс Лимпопо), но характерны для протерозоя, становясь преобладающим типом в позднем протерозое (гренилиды, кибариды, байкалиды). Примечательно, что в поясах последнего типа структуры смежных кратонов прослеживаются в ложе поясов, трассируются в ограничивающих их кратонах (рис. 11), свидетельствуя об отсутствии существенных смещений соответствующих сегментов коры друг относительно друга (Schackleton, 1973; Cahen, Snelling, 1966). Иными словами, решающими здесь в преобразовании земной коры были вертикальные движения.

Итак, протерозойские подвижные (складчатые) пояса древних платформ (кратонов) развиваются на сиалической коре и за счет сиалической коры без существенного участия, а то и при полном отсутствии подкорового вещества. Такое направленное развитие, выражающееся в постепенном «вырождении» процессов массообмена между корой и мантией достигло своего апогея к концу докемб-

рия и определенным образом подготовило резкий переход к совершенно отличному типу фанерозойского тектонического развития. Может быть, неудивительно, что фанерозойские складчатые пояса редко встречаются в докембрийских континентах, а как правило, обрамляют их по периферии, захватывая раздробленные их краевые участки и зоны.

Таким образом на основании данных многочисленных исследователей по разным обнаженным территориям докембрия рисуется общая картина развития земной коры дофанерозойских материков — именно только материков и только дофанерозойских. Может быть, и действительно существуют те или иные исключения, но они не меняют общего, принципиального хода событий.

Итак, в архейское время наблюдается рассеянное в пространстве новообразование симатической (океанического типа) коры в виде зеленокаменных поясов в пределах более ранней сиалической коры. Вместе с прогрессивным утолщением за счет поступления подкорового вещества и как следствие — стабилизацией коры к концу архея число зеленокаменных поясов становится меньше с укрупнением их размеров; при этом их скопления, т.е. участки их проявления, становятся более редкими. В начале протерозоя роль симатических поясов в развитии коры этих структур резко уменьшается и к концу докембрия становится незначительной.

Остается вопрос: какова же была земная кора нашей планеты в целом в докембрии, в том числе и за пределами известных ныне материков? Отсутствие каких-либо фактических данных о докембрии современных океанических пространств делает ответ на него в настоящее время более чем трудным. Нельзя все же отказаться от попытки рассмотреть данный вопрос хотя бы в предположительной форме в свете имеющихся данных и, в частности, тех, которые изложены выше.

Прежде всего асимметрия распределения современных континентов и океанов позволяет, а быть может, и заставляет поставить вопрос иначе: могла ли в докембрии существовать сплошная континентальная кора, обволакивающая всю планету?

На раннем архейском этапе развития благодаря тому, что земная кора, как отмечено выше, по всей вероятности, была тонкой и относительно нестабильной, в ее пределах эпизодически возникали многочисленные новообразованные зеленокаменные пояса протоокеанического типа и не могла иметь места существенная изостатическая дифференциация земной коры на материки и океаны. Видимое отсутствие сколько-нибудь значительных изостатических градиентов позволяет предполагать, что в этот период земная поверхность была покрыта обширным мелководным морем (морями), возможно, с низкими островами в местах неравномерно утолщенной коры.

В этап же 3000–2600 млн. лет назад, когда в результате грандиозного гранитообразования произошли резкие нарастания мощности и общей массы сиалической коры и соответствующая ее существенная консолидация, могли в основном обозначиться настоящие

материки. Очевидно, в соответствии с неизбежной изостатической компенсацией возникшие в это время крупные сиалические массы должны были всплыть вверх с образованием континентальных массивов, на что указывает и начавшееся в это время типичное эпиконтинентальное осадконакопление в виде мощных древнейших платформенных чехлов, например система Понгола (3000 млн. лет), системы Доминион Риф и Витватерсранд (2500–2600 млн. лет). Соответственно другие участки земной коры, не испытавшие такого приращения мощности, погружались или оставались погруженными относительно материковых масс с образованием океанических бассейнов, напминающих современные. Можно лишь предполагать на основании ряда физических и геохимических данных, что в пределах этих обширных океанических пространств или погруженных областей кора была значительно меньшей мощности, чем кора существовавших континентов, и вследствие этого подвержена более интенсивному взаимодействию с мантией и превращению ее в кору океанического типа. Вероятно, этот период был весьма важным в латеральной дифференциации ранней коры планеты на коры континентального и океанического типов, соответствующих в общем современному их пониманию. Пространственное распределение обоих типов коры, вероятно, тогда не соответствовало современному распределению материков и океанов, которое, как считают, определялось в основном дрейфом континентов в фанерозойское или даже в позднефанерозойское время.

Каковы причины такой ранней дифференциации земной коры? На этот вопрос можно попытаться ответить лишь в самом общем виде.

Как теперь известно, все внутренние (земной группы) планеты (Марс, Меркурий, Луна), которые ныне отражают самые ранние этапы своего развития, отличаются отчетливой асимметрией строения своей поверхности. Логически следует думать, что Земля, которая возникла одновременно с ними и в целом в одном и том же космическом пространстве, должна была образоваться под воздействием сходных сил и процессов. Следовательно, строение первичной поверхности Земли тоже могло быть асимметричным.

Действительно, доверяя палеомагнитным реконструкциям для докембрийского времени, разные авторы приходят к выводу о том, что современные материки в то время составляли единое целое, так называемую Пангею (рис. 12). Иными словами, то, что выше было сказано о дофанерозойских материках, быть может, относится к коре единого докембрийского материка Пангеи, за пределами которого была кора иного типа, вероятно, как уже отмечалось, симатического (базальтоидного) типа.

Физическая природа процессов такой латеральной асимметричной дифференциации земной коры пока неизвестна. А.М. Гудвин (1979) связывает ее с гигантской метеоритной бомбардировкой Земли в период от начала ее аккреции 4,6 до 3,3–3,0 млрд. лет назад, т.е. включая начало собственно геологической истории Земли.

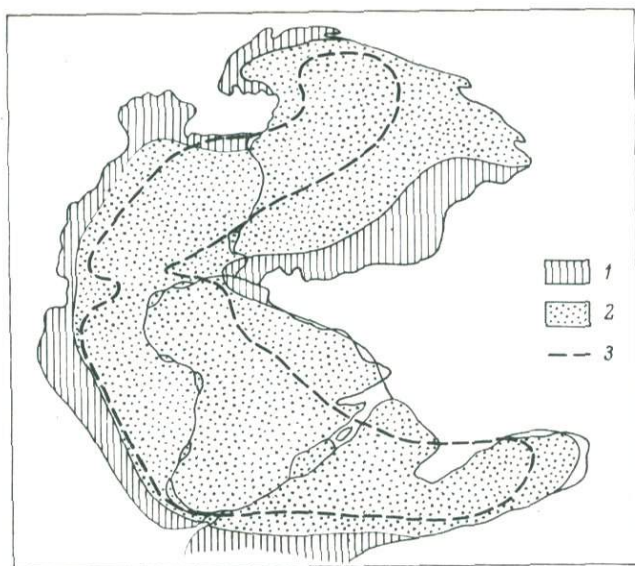


Рис. 12. Реконструкция Пангеи (Гудвин, 1979, упрощено).

1 - фанерозойская континентальная кора; 2 - докембрийская кора;
3 - приблизительная граница архейской коры.

В итоге всего вышеизложенного напрашиваются три обобщающих вывода.

1. С самого начала известного ныне геологического развития Земли (около 4,0 млрд. лет назад), а возможно и несколько ранее, а также при всей последующей ее эволюции сиалический и симатический типы земной коры сосуществовали и развивались одновременно.

2. В пределах собственно сиалического сегмента земной коры в начальное, т.е. архейское, время происходило интенсивное новообразование симатической коры в виде «зеленокаменных» вулканических поясов. Развитие последних в результате эндогенных и экзогенных процессов приводило к прогрессивному утолщению и консолидации континентальной коры. Со временем в общей поступательной эволюции континентальной коры в докембрии роль симатических вулканических поясов сокращалась, а участие невулканических мобильных поясов увеличивалось.

3. Направленное развитие коры континентального сегмента, доведенной этим путем до крайней своей крatonизации, привело к тому, что такая кора суперконтинента Пангеи вынуждена была реагировать на подкоровые (мантийные) процессы общим дроблением на самостоятельные материковые массивы. В связи с этим и вследст-

вие этого резко изменился характер тектонического развития земной коры с переходом в планетарном масштабе к стилю тектоники, характерному для фанерозойского этапа ее эволюции.

Л и т е р а т у р а

- Б а р а г а р В.Р.А., М а к-Г л и н н Дж.К. Раннеархейский фундамент на Канадском щите. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 153-177.
- Г е о л о г и я и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978. Авт.: С.Б. Лобач-Жученко, И.Н. Крылов, Н.А. Арестова, В.П. Чекулаев, А.Б. Вревский, В.С. Байкова, И.К. Шулешко.
- Г у д в и н А.М. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной коры. - В кн.: Ранняя история Земли. М., 1979.
- A n h a e u s s e r C.R. The Barberton Mountain Land, South Africa - A guide to the understanding of the Archaean geology of Western Australia, - Econ. Geol. Research Unit., Univ. Witwatersrand, Inf. Circ., 1970, v. 55, 17 p.
- A n h a e u s s e r C.R. The nature and distribution of Archaean gold mineralisation in southern Africa. - Minerals Sci. Engng., 1976, v. 8, p. 46-84.
- A n h a e u s s e r C.R., M a s o n R., V i l j o e n M.J., V i l j o e n R.P. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 8, p. 2175-2200.
- B a r a g a r W.R.A. Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks. - Canad. J. Earth Sci., 1966, v. 3, p. 9-30.
- B r i d g w a t e r D., F y f e W.S. The pre-3 b.y. crust: Fact-fiction-fantasy. - Geosci. Canada, 1974, v. 1, p. 7-11.
- B r i d g w a t e r D., W a t s o n J., W i n d l e y B.F. The Archaean craton of the North Atlantic region. - Phil. Trans. R. Soc. London, 1973, A 273, p. 493-512.
- C a h e n L., S n e l l i n g N.J. The geochronology of equatorial Africa. - North-Holland Publ. Co., Amsterdam, 1966, 195 p.
- C h a d w i c k B., C o e K. New Evidence Relating to Archaean Events in Southern West Greenland. - The Early History of the Earth, Publ. Wiley, London, 1976, p.203-212.
- C o l l e r s o n K.D., J e s s e a u C.W., B r i d g w a t e r D. Crustal Development of

- the Archaean Gneiss Complex: Eastern Labrador. - The Early History of the Earth, Publ. Wiley, London, 1976, p. 237-256.
- C o n d i e K.C. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, v. 31, p. 2135.
- G o l d i c h S.S., H e d g e C.E. 3800-MYR granitic gneisses in south-western Minnesota. - Nature, 1974, v. 252, N 5483.
- G o l d i c h S.S., H e d g e C.E., S t e r n T.W. Age of the Morton and Montevideo Gneisses and related rocks, southwestern Minnesota. - Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, p. 3671-3696.
- H a w k e s w o r t h C.J., M o o r b a t h S., O'N i o n s R.K., W i l s o n J.F. Age relationships between greenstone belts and "granites" in the Rhodesian Archaean craton. - Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 25, p. 251-262.
- H o f f m a n P.F., F r a s e r J.A., M c G l i n n J.C. The Coronation geosyncline of Aphebian age, district of Mackenzie. - Geol. Surv. Canada, 1970, Paper 70-40, p. 200-212.
- H o l u b e c J. Lithostratigraphy, structure and deep crustal relations of Archaean rocks of the Canadian Shield, Rouyon-Noranda Area, Ouebec. - Krystalinikum, 1972, v. 9, p. 63-88.
- K a l s b e e k F. Metamorphism of Archaean Rocks of West Greenland. - The Early History of the Earth, Publ. Wiley, London, 1976, p. 225-236.
- K r ö n e r A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. - Precambrian Research, 1977, 4, p. 163-213.
- M c G l y n n J.C., H e n d e r s o n J.B. Archaean volcanism and sedimentation in the Slave structural province. - Geol. Surv. Canada, 1970, Paper 70-40, p. 31-44.
- S h a c k l e t o n R.M. Problems of the evolution of the continental crust. - Philos. Trans. R. Soc. London, 1973, A 273, p. 317-320.
- S t o c k w e l l C.H. Great Slave Lake - Corpermine River Area, Northwest Territories. - Geol. Surv. Canada, 1933, Summ. Rep. 1932, pt. C, p. 37-63.
- S u t t o n J. Some consequences of horizontal displacements in the Precambrian. - Tectonophysics, 1977, v. 40, N 1-2, p. 161-181.
- W i l s o n J.F. The Rhodesian Archaean craton - an essay in cratonic evolution. - Philos. Trans. R. Soc. London, 1973, A 273, p. 389-411.

- W i n d l e y B.F. Crustal development in the Precambrian. - Phil. Trans. R. Soc. London, 1973, A 273, p. 321-341.
- W i n d l e y B.F. The Evolving Continents. Publ. J. Wiley, London, 1977. 385 p.

Г.И. К а л я е в

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Обычно под неомобилизмом подразумевают прежде всего глобальное взаимодействие ансамбля небольшого числа огромных литосферных плит, именуемых в большинстве случаев по присущим им материкам. Поскольку последние сформировались не ранее среднего протерозоя, то обыденное для мобилистских гипотез понятие о дрейфе континентов, разумеется, ограничивается названным временем. В связи с этим иногда ставится под сомнение возможность применения положений тектоники плит для раннего докембрия. Но тектоника плит по сути своей и принципам, лежащим в ее основе, не ограничена каким-либо этапом истории земной коры, а дрейф континентов, при всей крупномасштабности этого явления, является составной частью еще более широких геолого-исторических процессов. Прошедшие десять лет со времени становления новой глобальной тектоники показали, что ее положения сохранили свою жизнеспособность, развились и в значительной мере упрочились в свете новых фактических данных (Хаин, 1978). Само представление о литосферных плитах расширилось, ныне оно охватывает и сравнительно небольшие литосферные блоки, а тектоника плит уже относится ко всему геологическому времени. Становится ясным, что геосинклинальная система любого возраста, в том числе и раннедокембрийская, возникла в результате взаимодействия литосферных плит там, где ранее был океан или островное море.

Увеличение диапазона тектоники плит в направлении раннего докембрия - логическое следствие развития этой прогрессивной концепции. Возникнув в итоге синтеза выявленных элементов структуры дна океанов, она затем „вышла” на континенты и приобрела возможности для проникновения в глубь геологического времени. Ныне уже реконструируются палеозойские материки и океаны.

Применение новой глобальной тектоники для палеотектонического анализа раннего докембрия сталкивается с необычайно трудными проблемами: с необходимостью прежде всего установить хотя бы приближенно дату образования континентальных платформ, а затем исследовать предшествующие геологические процессы на протяжении громадного времени, ушедшего на формирование этих платформ. Ниже эти проблемы затрагиваются.

Время замыкания протогоеосинклинальных систем и образования докембрийских платформ. На основе выявленного подобия разрезов офиолитовых ассоциаций складчатых областей континентов и разрезов океанической коры и подстилающей ее верхней мантии сложилось представление, согласно которому континентальная кора формируется в результате преобразования океанической коры (Пейве, 1969; Пейве, Штрейс и др., 1971; Колман, 1974, и др.). Отсюда вытекает предположение, что земная протокора могла быть представлена в океаническом варианте. Это подтверждается косвенно составом и возрастом лунной коры и тем, что в подлинной океанической коре господствуют основные породы, а гранитоидная компонента отсутствует или играет ничтожную роль. В связи с обнаружением в земной коре весьма древних пород гранитоидного ряда возник вопрос: не содержала ли протокора изначальный гранитный слой? Разумеется, с позиций тектоники плит ответ на него однозначный и отрицательный. Но все же затронем его, поскольку он остро дискуссионный.

Наиболее древние возрасты — до четырех миллиардов лет — получены по породам Антарктиды (Соботович и др., 1974). Однако ими оказались эндербиты, или кристаллические сланцы, являющиеся скорее метаморфическими аналогами основных пород. В некоторых работах по Канадскому щиту (Барагар, Мак-Глинн, 1977) и Балтийскому щиту (Горлов, 1977; Лобач-Жученко, 1977) рассматриваются соотношения архейских пород зеленокаменных поясов и подстилающих плагиогранитоидов (тоналитов). Авторы интерпретируют соотношения этих комплексов как несогласные, подчеркивая, что упомянутые гранитоиды возрастом более 2900 млн. лет древнее, судя по изотопным датировкам, времени образования пород зеленокаменных поясов.

В Украинском щите древнейшие метабазиты тоже подстилаются плагиогранитами, однако контакты их обычно реакционные. Возраст гранитов, определенный различными методами, 2800–3000 млн. лет, а возраст метабазитов, полученных калий-аргоновым методом, достигает 3500 млн. лет (Семененко и др., 1965). Правда, исходя из опыта предшествующих лет, следует относиться настороженно к последним изотопным датам, поскольку они могут претерпевать существенные уточнения и по иному трактоваться. Но заметим, что в древнейших плагиогранитах и мигматитах, слагающих основание вулканогенных пород, как правило, обнаруживаются скиалиты основных пород. Структурно-тектонические соотношения во многих случаях свидетельствуют в пользу того, что плагиограниты и тоналиты образуются в итоге замещения пород зеленокаменных поясов. Не исключено, что существуют раннедокембрийские граниты и действительно более древние, чем породы зеленокаменных поясов, но и они не являются достоверной протокорой. По геофизическим данным, складчатые структуры, вмещающие метабазиты, не могут быть экстраполированы в глубь земной коры более чем на 10–12 км. Залегающие глубже, вероятно еще более древние образования, су-

дя по сейсмическим данным, возникли в итоге метаморфизма и переплавления существенно оско́вных пород. В частности, это касается нижнего гранулитового слоя земной коры, который отвечает геофизическому базальтовому слою.

Континенты не извечны, они несут явные следы последовательного наращивания, а основу их составляют докембрийские платформы, возникшие на месте протогеосинклинальных систем. Время замыкания и консолидации протогеосинклиналей определяет возраст древнейших платформ, образующих структурную основу материков, и следовательно, – возраст самих континентов. Последующие тектонические процессы в различные геологические эпохи наращивали докембрийские континенты, объединяли их (частично или полностью) либо приводили к их дроблению, но едва ли создавали новые материки, если не считать микроконтинентов.

В древнейшей истории Украинского щита, Воронежского выступа и Балтийского щита можно выделить протогеосинклинальный период, охватывающий архей, нижний и средний протерозой ($3500 \pm 200 - 1600 \pm 100$ млн. лет). В этот длительный период накопились толщи пород, среди которых выделяются подлинные геосинклинальные формационные типы, метаморфизованные от зеленосланцевой до гранулитовой фации: спилито-диабазовые, кварц-кератофировые, железисто-кремнистые (джеспилитовые), карбонатные апологунные, терригенные и типичные молассы. В той или иной мере близкие им формационные ряды могут быть выделены в Канадском, Австралийском и других докембрийских щитах. Особенно показательным является совпадение изотопных возрастов послепроцессивных формаций, свойственных среднепротерозойским сериям. Все они имеют возраст, близкий к $1900 - 1700$ млн. лет (изотопный метод), и в известной мере сходные комплексы микрофоссилий и микрофитоцитов. Следовательно, дату 1700 ± 100 млн. лет можно ныне принять в качестве верхнего рубежа замыкания протогеосинклиналей и в качестве времени образования докембрийских платформ едва ли не на всей Лавразии. Как будто, несколько моложе (около 1600 млн. лет) возраст гранитов рапакиви Украинского, Балтийского и Канадского щитов. Многие исследователи полагают, что эти граниты, обладающие высокой железистостью, характерны для относительно стабильных тектонических условий, близких к платформенным. При этом граниты рапакиви моложе завершающих геосинклинальных формаций. Последующая длительная история докембрийских щитов протекала в условиях платформенного режима или режимов автономной и отраженной активизации.

В итоге можно полагать, что к указанной выше дате могли сформироваться в основе своей континенты и несущие их глобальные литосферные плиты, в какой-то мере напоминающие современные. В раннем же докембрии не было столь крупных литосферных блоков со зрелой континентальной корой, как не было, вероятно, мировой системы срединно-океанических хребтов, сколько-нибудь похожей на нынешнюю.

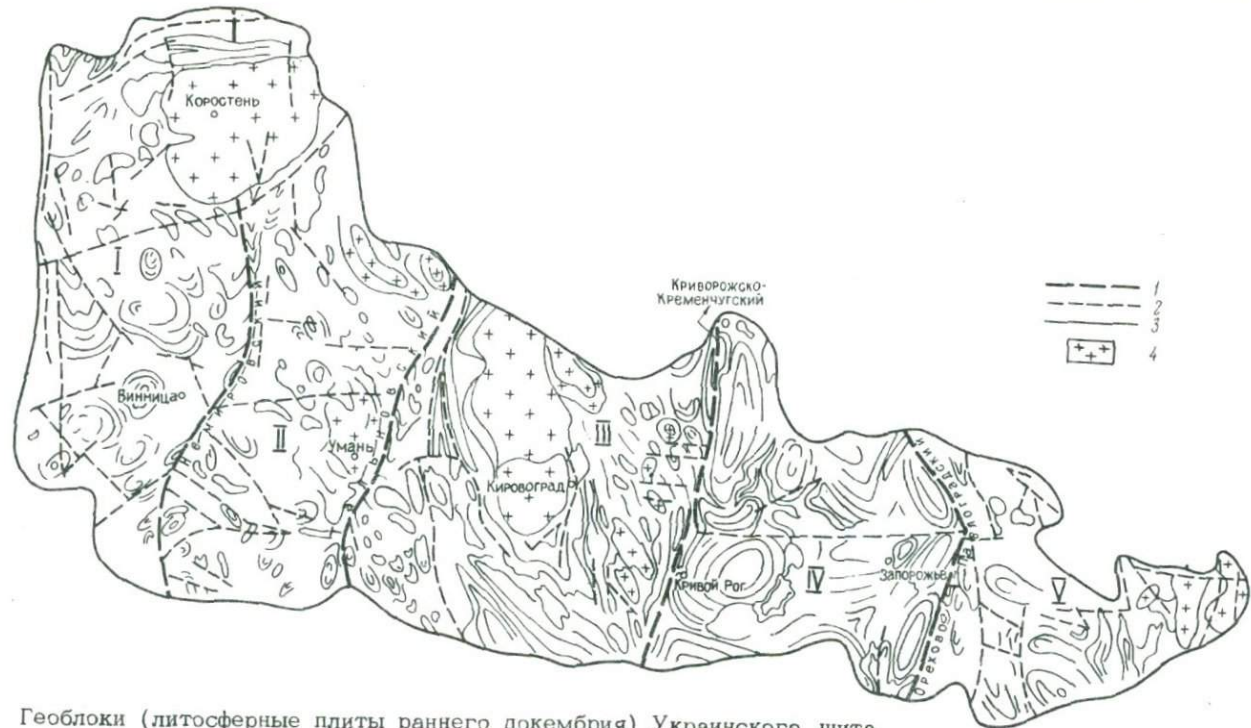
Палеотектоническая обстановка раннего докембрия. Следует предполагать, что колоссальные акватории, на которых начали формироваться стабильные ядра континентов, чем-то отличались от окружающих океанических просторов. Из всех мыслимых географических обстановок на нашей планете единственно подходящими для того времени представляются островные моря, в какой-то мере быть может, близкие по облику западной окраине Тихого океана.

Поразительное подобие своеобразных формационных типов, изотопных дат их образования и общности структур докембрия на краях континентов невольно вызывают представление об их некогда пространственном единстве. Возможно, как отмечал В.Е. Хаин (1977), уже на том раннем этапе образования континентальной коры зародилась диссимметрия Земли – разделение ее на океаническое (Тихоокеанское) и континентальное полушария. Для раннего докембрия, разумеется, нет палеомагнитных данных, свидетельствующих о перемещении материков. Пока нет таких убедительных данных и для отдельных геоблоков, объединенных в докембрийские платформы. Так, например, в Украинском щите, по имеющемуся небольшому числу данных, реликтовая намагниченность докембрийских пород различного возраста выражена компонентой, близкой к современному геомагнитному полю. Возможно, она возникла после консолидации щита в связи с его значительным поднятием и денудацией и отражает прохождение докембрийских пород через изотерму Кюри (Завойский, Марковский, 1978).

В фундаменте Восточно-Европейской платформы все же можно реконструировать архейско-протерозойскую географическую среду в виде островных морей. О ней убедительно напоминают пояса бывших океанических базальтоидов, обломки литосферных плит и шовные зоны их стыкований. Среди них могут быть выделены также блоки с древнейшей промежуточной и зрелой континентальной корой возрастом от 2800 до 1700 млн. лет.

Отметим, что в литературе уже высказывались мысли о формировании древних платформ в итоге объединения первичных сравнительно небольших литосферных плит, например в работах А.М. Гудвина (Goodwin, 1974), В.Е. Хаина (1978).

Мы предполагаем, что геоблоки Украинского щита представляют собой объединенные части бывших островных дуг (см. рисунок). Каждый из геоблоков имеет по-своему ориентированные структуры, отличается по мощностям земной коры, по наборам формационных типов и метаморфических фаций. Они контрастно разнятся именно в шовных зонах, обозначающих древнейшие дивергентные границы или же столкновения микролитосферных плит. Здесь особенно выступает несоответствие стыковавшихся структур. Каждая из плит отделена резкими перепадами в поверхности M , достигающими 10–15 км, возможно, связанными с более поздними существенно вертикальными перемещениями. Глубинные разломы, ограничивающие геоблоки, отделяют структурно-формационные зоны архейского возраста, и по этим же разломам происходили последующие надвижения.



Геоблоки (литосферные плиты раннего докембрия) Украинского щита.

I - Волыно-Подольский; II - Белоцерковско-Одесский, III - Кировоградский, IV - Приднепровский, V - Приазовский. У - глубинные разломы первого ранга (шовные зоны древнейших столкновений), Y - крупные разрывы последующих рангов; 1 - простираения складчатых структур и ориентированных текстурных элементов; 2 - массивы щелочных и субщелочных гранитоидов, завершающих зрелую стадию формирования континентальной земной коры.

В целом же они отражают на поверхности фундамента глубинные границы некогда активного взаимодействия литосферных плит.

Этапы преобразования океанической коры в континентальную диагностируются по эвгеосинклинальным и миогеосинклинальным зонам и характеру гранитоидного магматизма. Щелочноземельные натриевые граниты возникали на раннем этапе, замещая первичные базальтоиды океанической коры. Это подтверждается и подобными явлениями в нынешних островных дугах (Марков, 1975). В стадии образования зрелой континентальной коры важную роль приобретают калиевые граниты.

Пространственные и возрастные соотношения ранней и зрелой континентальной коры в Украинском щите особенно наглядны в его центральной части. В Приднепровье господствуют офиолитовые ассоциации с зеленосланцевыми фациями метаморфизма. По сторонам от него, в Кировоградском и Приазовском блоках преобладают породы с более высокотемпературными фациями метаморфизма и возрастает значение калийсодержащих гранитоидов. Здесь доминируют амфиболитовая и гранулитовая фации умеренных давлений.

Ранее уже были приведены данные, подтверждающие, что основной компонент архейских зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья – амфиболиты и ортосланцы – петрохимически представляют собой метаморфические аналоги океанических толеитовых и щелочно-оливиновых базальтов (Каляев, 1976). По-видимому, они подобны породам зеленокаменных поясов провинции Сьюпириор в Канадском щите (Гудвин, 1977), районам Солсбери-Дарвин в Родезийском щите и таким же поясам в Западно-Австралийском щите, где их принято считать породами дна древнейших океанов (Arhaeusser *et al.*, 1972; Glikson, 1970) или же аналогами вулканитов океанической стороны островных дуг (Гудвин, 1977). Структурными элементами всех этих районов, в том числе Среднего Приднепровья Украинского щита, являются крупные гранито-гнейсовые купола. Граниты в них весьма древние. Они представлены плагиогранитами, плагиомигматитами и гранодиоритами. При этом они магматически замещают породы зеленокаменных поясов, знаменуя раннюю стадию формирования континентальной коры и ее наращивания. Появление их, можно думать, означает замыкание микроокеана между сближавшимися островными дугами в условиях маломощной, близкой к океанической земной коры.

Поскольку с эвгеосинклинальными зонами ассоциируют офиолитовые серии, то естественно предположить, что эвгеосинклиналь Среднего Приднепровья была конструктивной зоной древнейшего наращивания архейской океанической, а затем первичной континентальной коры. Как раз против срединной части Приднепровского блока поверхность Мохо заметно воздымается (Соллогуб, Чекунов, 1975). Против вершины этого поднятия структура поверхности фундамента выражена Сурским синклинием. Мощность земной коры, по сейсмическим данным тех же авторов, здесь минимальная – 28–30 км. В предшествующей работе мы уже отмечали, что рельеф поверхно-

сти верхней мантии напоминает здесь обстановку рифтовых зон (Каляев, 1976). Мантия в них как бы приподнята вследствие протрузии ультрамафитов в осевых частях рифтов. От Сурской зоны земная кора словно отжималась и сгущивалась в направлении краевых зон Приднепровского блока – Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской. Мощность ее довольно резко возрастает, достигая 60–65 км. Явления, вызывающие преобразования тонкой океанической коры в мощную континентальную, еще недостаточно выяснены в деталях. Вероятно, процесс этот многоплановый. Несомненно, ведущая роль в нем принадлежит гранитоидному магматизму. Он приводит к наращиванию коры в вертикальных направлениях. Особый интерес представляет возможное сгущивание коры – наслаение и даже нагромождение ее пластин и линз. В этом отношении показательно строение коры в Украинском щите по сейсмическим данным (Соллогуб, Чекунов, 1974; Павленкова и др., 1974). Верхний, преимущественно зеленосланцево-амфиболитовый слой до глубины около 10 км имеет крутопадающие сейсмические поверхности с нарастающими скоростями от 5,8 до 6,5 км/с, в какой-то мере отражающие складчатую структуру фундамента. Глубже, до 25–30 км, находится амфиболито-гранулитовый слой, в котором горизонтальные или пологие поверхности со скоростями от 5,5 до 6,8 км/с неоднократно чередуются. Именно такое строение может отвечать расслоению, произошедшему в результате надвигания одной на другую пластин пород с различной плотностью. С глубины 30 км вплоть до поверхности Мохо, по данным тех же авторов, отмечаются большие скорости – 6,8–7,0 км/с, отвечающие гранулитовому слою. Трудно судить, имел ли место подлинный спрединг, направленный в стороны от Сурской осевой зоны, или происходило лишь растяжение литосферы и соответствующее сжатие в краевых зонах. И то, и другое согласуется с предполагаемым исходным рифтовым строением земной коры в Сурском районе. Это предположение подкрепляется отлично выраженной двухсторонней симметрией складчатой структуры Среднего Приднепровья в виде бипары складчатых форм с хорошо проявленной дивергенцией. Ось ее расположена строго в зоне предполагаемого архейского рифтинга.

Палеозойские и мезозойско-кайнозойские эвгеосинклинали с типично дивергентной двухсторонней симметрией описаны Ж. Обуэном (1967). Наличие подобных архейских эвгеосинклиналей представляется уникальным, хотя в литературе уже не раз высказывались соображения о том, что рифты представляют собой эмбрионы эвгеосинклиналей, а островные дуги с совокупностью их структурно-формационных зон могут служить моделью геосинклинальной системы.

Можно полагать, что в раннем архее началось поддвигание Приднепровского литосферного блока под смежный Кировоградский блок. Ископаемая шовная зона между ними обозначена ныне Криворожским глубинным разломом. В конечном итоге огромные массы гранитоидов Кировоградского блока возникли в результате дегидратации и глубокой ассимиляции поддвинутой океанической коры. Процесс

наращивания океанической коры в рифтовой зоне не мог продолжаться позднее завершающей даты образования плагиигранитоидов в Среднем Приднепровье. По мере разогрева и ассимиляции погруженной части литосферной плиты с океанической корой и достижения больших глубин погружения начали поступать высокотемпературные флюиды, обогащенные щелочами, в частности калием, из глинистых осадков верхнего слоя подвинутой океанической коры. Щелочные трансмагматические растворы приводили к плавлению пород и образованию комплекса щелочных гранитоидов на глубинах, отвечающих зоне амфиболитовой фации метаморфизма. Сам же процесс формирования гранитоидов представляется весьма растянутым во времени. Столь же длительно остывают массивы гранитоидов. Этим объясняется и возможная значительная разница между возрастом гранитов, датами приуроченных к ним метасоматитов и рудопроявлений, возникающих на конечной (гидротермальной) стадии формирования тех же гранитоидов.

Согласно другим представлениям (Сорохтин, 1974), архейская континентальная кора формировалась в условиях недостатка воды и повышенной основности океанической коры, поэтому геологические преобразования коры могли быть замедленными по сравнению с такими же процессами в последующее геологическое время.

Из приведенных структурно-исторических связей двух блоков центральной части Украинского щита – Приднепровского и Кировоградского – устанавливаются генетические соотношения их формационных типов. Становятся ясными исключительно благоприятные условия образования железорудных месторождений в Приднепровском блоке, а в Кировоградском – широко проявленный гранитоидный магматизм, метасоматические и гидротермальные процессы.

В итоге можно думать, что Среднее Приднепровье с его фрагментами бывшей океанической коры и признаками древнейшего рифта было заключено между двумя сходящимися островными дугами: Криворожской и Орехово-Павлоградской. Палеотектоническим аналогом этой области с такой же выдающейся рудоносностью является комплекс структурно-исторических элементов области Курской магнитной аномалии: Курский мегаантиклинорий и примыкающие к нему продолжения тех же островодужных поднятий – Белгород-Михайловское и Староскопское. Этот комплекс, имеющий северо-западное простирание, вероятно, был отделен от меридионального структурного комплекса Среднего Приднепровья трансформным разломом, следы которого, возможно, захоронены ныне в грабене Днепровско-Донецкой впадины. Во всяком случае, соответствующие магнитные аномалии достаточно четко прослеживаются в склонах Украинского щита и Воронежского выступа. Эти аномалии как бы утыкаются в грабен Приднепровской впадины, где фундамент опущен на глубины порядка 10 км. Выделяются две сходящиеся дуги, прослеживаемые на расстоянии более 1000 км. Одна из них – Криворожско-Рыльска-я – обнаруживает свои следы в магнитном поле западнее Симферополя, затем в районе Херсона, далее она продолжается через Кри-

вой Рог, Кременчуг, Лебедин, Сумы, Рыльск и теряется в глубинах Подмосковной синеклизы. Восточнее располагалась Орехово-Старооскольская дуга, реликты которой обнаруживаются в восточном окончании Крымского полуострова, затем в виде ветви - в акватории Азовского моря, далее - в Таврических аномалиях, в районе Орехова и Павлограда, затем в Старооскольской зоне. Продолжение ее тоже теряется в погружающемся фундаменте Подмосковной синеклизы.

В Курском антиклинории известны древнейшие образования архея - вулканогенные породы михайловской серии и гнейсы обоьянской серии (Плаксенко, Щёголев, 1974). По аналогии со Средним Приднепровьем можно думать, что здесь уцелели реликты архейской океанической коры, ныне замещенной гранитоидами. Более поздние формационные типы миогесинклинального характера присущи бывшим островодужным поднятиям, их тыловым частям, находившимся в краевых зонах - Михайловской и Старооскольской.

Таким образом, можно прийти к выводу, что в кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы, несмотря на известные трудности, все же распознаются убедительные признаки подобной палеотектонической обстановки давностью едва ли не в 3.5 млрд. лет: реликты объединенных островных дуг, отделенные разломами, блоки океанической и промежуточной коры того времени, шовные пояса столкновений сходящихся плит и зоны сжатия и скупывания океанической коры.

Глыбово-блоковое строение оказалось весьма характерным вообще для докембрийских платформ. В более широком плане можно полагать, что геоблоки в докембрийских платформах образуют гигантскую мозаику из обломков некогда тектонически активных микроролитосферных плит.

Л и т е р а т у р а

- Б а р а г а р В.Р.А., М а к-Г л и н Дж.К. Раннеархейский фундамент на Канадском щите. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977.
- Г о р л о в Н.В. О тоналитовом слое земной коры. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977.
- Г у д в и н А.М. Архейский вулканизм на Канадском щите. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977.
- З а в о й с к и й В.Н., М а р к о в с к и й В.С. Результаты исследования реликтовой намагниченности Украинского щита. - ДАН УССР. Сер. Б, 1978, № 5.
- К а л я е в Г.И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит. - Геол. журн., 1976, т. 36, вып. 1.
- К а л я е в Г.И. Древнейший этап формирования континентальной коры. - Геофизический сб., вып. 73, Киев, 1976.

- К о л м а н Р. Внедрение перидотитов верхней мантии вдоль краев континентов в свете положений тектоники плит. - В кн.: Новая глобальная тектоника. М., 1974.
- Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б. Основные проблемы геологии гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977.
- М а р к о в М.С. Метаморфические комплексы и „базальтовый“ слой земной коры островных дуг. М., 1975.
- О б у э н Ж. Геосинклинали. М., 1967.
- П а в л е н к о в а Н.И., Б у р ь я н о в В.Б., Г о р д и е н к о В.В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины. - Геофизический сб., вып. 62, Киев, 1974.
- П е й в е А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4.
- П е й в е А.В., Ш т р е й с Н.А. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. - ДАН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- П л а к с е н к о Н.А., Щ ё г о л е в И.Н. Главнейшие черты сходства и строения железисто-кремнистых образований раннего докембрия Курской магнитной аномалии и Приазовского массива. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского массива. Воронеж, 1974.
- С е м е н е н к о Н.П. и др. Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965.
- С о б о т о в и ч Э.В. и др. Древнейшие породы Антарктиды. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11.
- С о р о х т и н О.Г. Глобальная эволюция Земли. М., 1974.
- Х а и н В.Е. Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии - действительные и мнимые. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977.
- Х а и н В.Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза. - Геотектоника, 1978, № 3.
- A n h a e u s s e r C.R., M a s o n R., V i l j o e n M.F., V i l j o e n R.P. A Reappraisal of some Aspects of P.A. Working Model of the Primitive Earth. - Amer. J. Sci., 1972, v, 272, June.
- G l i k s o n A.Y. Geosynclinal Evolution and Geochemical Affinities of Early Precambrian Systems. - Tectonophysics, 1970, v. 9, N 5.
- G o o d w i n A.M. Precambrian belts, plumes and shield development. - Amer. J. Sci., 1974, v. 274, N 9.

ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Основная проблема, затрудняющая построение общей геотектонической модели региона, состоит в отсутствии ключевого механизма, который бы позволил рассмотреть во взаимодействии главные структурные блоки Кольского полуострова (Кольско-Норвежский, Беломорский, Терско-Нотозерский, Мурманский, Кейвский и Имандра-Варзугский) во всем их разнообразии как элементы единой неотримо развивающейся системы.

В настоящем сообщении делается попытка рассмотреть палеотектоническую модель Кольского полуострова на основе единой концепции, сущность которой заключается в наращивании сиалической коры в процессе горизонтальных движений. Для построения модели были использованы следующие допущения, ставшие теоретической основой работы: 1) предположение о расширении радиуса (поверхности) Земли; 2) образование молодой океанической коры на определенном этапе планетарной активности происходило за счет раздвига первичного кратона, обеспечивающего выжимание мантийного вещества и растекание океанического ложа. Наиболее полно в рамках глобальной концепции гипотеза расширяющейся Земли рассмотрена В.Н. Лариным (1975). Что же касается второго допущения, то вследствие неравномерности режима не прекращающегося растяжения во вновь образованной океанической коре ее краевые части отесняются от зоны раздвига в стороны и, встречая жесткий упор, испытывают интеграцию („скупивание“) по механизму надвига или поддвига (обдукции или субдукции). Этот процесс сопровождается образованием структур, выполненных вулканитами и осадками. В дальнейшем происходит наращивание сиалической коры в результате припаивания пластин океанической коры к более древнему континенту. В конце концов вновь возникшая океаническая зона „зарастает“, превращаясь вместе с более древними континентами в единую континентальную плиту. Участок более молодой континентальной коры, сохраняя общую, унаследованную от океанической стадии тенденцию к некоторому воздыманию и растяжению, может переродиться во внутриматериковый рифт, и ось последнего в таком случае наследует положение линии раздвига. Зона максимальной интеграции чешуй („скупивания“ – Богданова и др., 1977) становится ареной гранитизации, которая по мере зарастания зоны и увеличения тектонической контрастности перемещается все ближе к зоне раздвига. В результате этого последние этапы метаморфизма локализируются в максимально возможной близости к отмирающей зоне раздвига и характеризуются условиями самых высоких давлений.

Попытаемся наметить среди важнейших структур Кольского полуострова признаки тех главных структурных элементов, существо-

вание которых должно вытекать из рассмотренных выше теоретических предпосылок и принципиального описания модели.

В качестве части „первичного“ континента (кратона) рассматривается Кольско-Норвежский мегаблок, границы которого как блока древнейшей консолидации впервые намечены П.М. Горяиновым (1976); этим же блоком определяется ареал распространения пород так называемой кольской серии. Именно здесь и возможно обнаружение цифр возраста порядка 3.7 млрд. лет, которые в сходной геологической обстановке установлены в Гренландии. Того же мнения придерживается Ю.Д. Пушкарев и др. (1978).

Существованию Кольско-Норвежского мегаблока в современных границах предшествовал более ранний этап, в течение которого окончательно оформились структуры единого древнейшего „первичного“ континента. Кольско-Норвежский, а также Западно-Карельский, проблематичный Баренцевоморский и, вероятно, некоторые другие мегаблоки Балтийского шита после значительного увеличения радиуса (поверхности) Земли на рубеже 3.0-2.8 млрд. лет стали представлять собой разрозненные фрагменты (протоконтиненты) до этого единой континентальной коры.

Все остальные структуры Кольского полуострова, включая Мурманский и Беломорский блоки, Имандра-Варзугскую и Кейвскую структуры и разделяющий их Централно-Кольский блок, мы рассматриваем в качестве производных „молодой“ (2.8-3.0 - 1.8 млрд. лет) океанической коры, возникшей в процессе увеличения радиуса Земли и последовательно интегрированной в результате горизонтальных движений. Последние направлены в стороны от линий раздвига, расположенных между протоконтинентами.

В качестве зон раздвига рассматриваются крупные линейные тектонические зоны, одна из которых (Кандалакшская) расположена примерно вдоль оси Кандалакшского залива и продолжается на северо-запад вдоль пояса гранулитов Лапландии, а вторая (Баренцевоморская) - в акватории Баренцева моря субпараллельно северному побережью Кольского полуострова, в 50-70 км от него (рис. 1).

Кандалакшская зона раздвига представляет собой долгоживущую структуру, заложившуюся еще на рубеже 2.8-3.0 млрд. лет между Западно-Карельским и Кольско-Норвежским мегаблоками. В последнее время ее выделяют в качестве главного Беломорского, или Лапландского, шва (Кратц, Былинский, 1978). Зонаю развала земной коры называла ее в одном из высказываний М.Я. Цирульников. Зона характеризуется большой протяженностью, она хорошо видна на картах фундамента Восточно-Европейской платформы. В ее северной части отмечается ряд аномалий силы тяжести, связанных, вероятно, с массивами основных-ультраосновных пород. Зона сопровождается полосовыми магнитными аномалиями. Аналогичная картина наблюдается и на ее продолжении - в акватории Белого моря. Характерно, что в пределах зоны раздвига наблюдается резкий подъем поверхности М, мощность коры сокращается здесь до 25-30 км (Поротова, Былинский, 1978). Геофизическую характе-

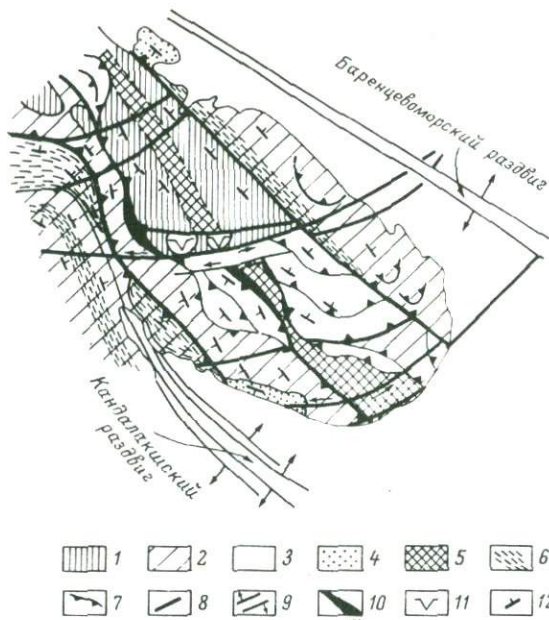


Рис. 1. Структурно-кинематическая модель Кольского полуострова.

1 — часть древней континентальной плиты — Кольско-Норвежский мегаблок. Элементы развития молодой океанической коры: 2 — зоны ранней консолидации; 3 — зоны поздней консолидации; 4 — осадочные породы рифейского этапа развития зон раздвигов; 5 — зоны встречи чешуй, принадлежащих двум смежным зонам раздвигов, зона максимальной интеграции (гранитизированные породы Центрально-Кольского «антиклинория», в Кольско-Норвежском мегаблоке — зона гранулитовой фации метаморфизма и гранитизации); 6 — пояса развития высококонтрастного метаморфизма высоких давлений, характеризующие стадию наивысшей тектонической контрастности зон раздвигов; 7 — надвиги; 8 — сдвиги — «трансформные» разломы; 9 — зоны раздвигов; 10 — крупнейшие массивы основных пород; 11 — массивы щелочных сиенитов; 12 — структурные элементы.

ристику зоны дополняет и то, что в настоящее время она характеризуется высокой сейсмичностью (Шустова, 1972; Андреев и др.; 1977; Панасенко, 1977).

Начиная с рифея, зона определяет накопление довольно мощной толщи осадочных пород, полого падающих в сторону оси раздвига. В это же, возможно и палеозойское, время вдоль нее на побережье Белого моря возникли трубки взрыва, внедрились массивы щелочных-ультраосновных пород и дайки мелафиров. Наконец, уже в настоящее

время вдоль разломов, оформляющих осевой грабен, В.И. Гуревич обнаружил при драгировании дна железо-марганцевые конкреции с высоким марганцевым модулем, типичным для „океанических“ конкреций.

Все эти факты согласуются как с выводом общего порядка о длительности существования зоны, имеющей по крайней мере дорифейское заложение, так и с оценкой этой зоны как рифтогенной в пострифейское время (Константиновский, 1977). Можно считать, таким образом, что зона активного раздвига завершила свое существование переходом в режим рифта.

Баренцевоморская зона раздвига выделяется исключительно по геофизическим материалам (Волк и др., 1975). Она обладает примерно теми же геофизическими параметрами, что и Кандалакшская зона, характеризуясь полосовыми магнитными аномалиями, резким сокращением мощности земной коры, сейсмической активностью.

Важнейшими элементами рассматриваемой модели являются крупные долгоживущие глубинные разломы типа трансформных, сочленяющиеся с зонами раздвигов под крутыми углами. С этими разломами связаны сдвиговые деформации крупных участков коры. С востока на запад можно проследить несколько таких разломов, крупнейшими из которых являются (с востока на запад): Восточно-Кольский, Хибинский, Лапландско-Урагубский. В акватории Белого моря такие разломы отчетливо выделяются по геофизическим данным. Все они, кроме того, хорошо читаются на мелкомасштабных космических снимках и являются правосторонними сдвигами, сбросо-сдвигами (Петров, 1974). Длительное развитие этих зон можно проследить с того времени, когда начинают формироваться беломорские гнейсовые структуры: они проявлены в виде основной или наложенной северо-восточной складчатости. В дальнейшем вдоль них развиваются зоны гранитизации, базитового магматизма. На востоке Кольского полуострова они контролируют распространение рифейского осадочного чехла, к ним приурочены палеозойские грабены и молодое оруденение. Наконец, в настоящее время они контролируют современные движения и зоны повышенной сейсмичности.

Таким образом, геологическая история трансформных разломов включает фактически все те события, которые устанавливаются и для зон раздвига. Поэтому их следует рассматривать в качестве синхронных элементов единой модели.

Проиллюстрируем изложенное выше на геолого-геофизических разрезах через восточную, центральную и западную части Кольского полуострова (рис. 2) (разрезы построены с учетом материалов глубинного сейсмозондирования, гравиметрических съемок, опубликованных геологических материалов).

В восточном разрезе (рис. 2, III) к югу от Центрально-Кольского блока („антиклинория“) гранитизированных пород все структурные элементы падают на юг, к северу от него — на север. Так, Имандра-Варзугская структура повсеместно падает на юг под углами $10-25^{\circ}$. Характерно выполаживание слагающих ее горизонтов

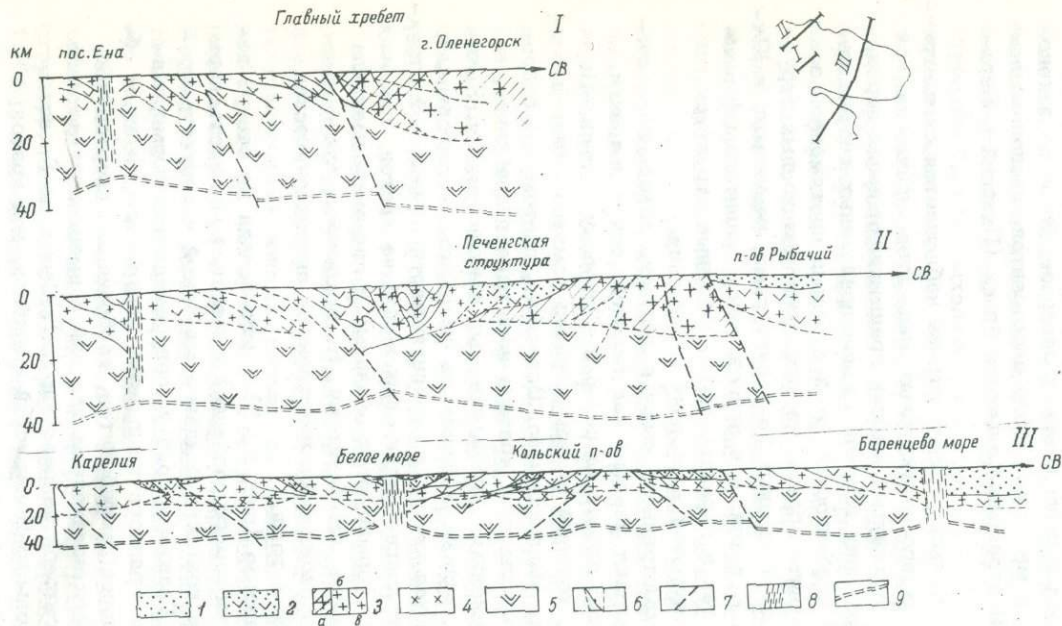


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы Кольского полуострова.

1 - осадочные породы рифейского чехла; 2 - вулканогенно-осадочные породы в чешуйчатых моноклиналях; 3 - элементы "гранитной" коры (а - участки древнейшей континентальной плиты, б - зоны молодой гранитизации, в - метаморфизованные и гранитизированные породы этапа 2.8-1.8 млрд. лет); 4 - "промежуточный" слой; 5 - "базитовый" слой; 6 - структурные элементы; 7 - надвиги, глубинные разломы, отраженные в рельефе поверхности М; 8 - предполагаемые следы зон раздвига; 9 - граница поверхности М.

с глубиной. Расположенные к югу гнейсовые толщи („тундровой“ серии и „архея“) образуют моноклинали, также падающие на юг. Таким образом, к югу от Центрально-Кольского блока выделяется система чешуй (моноклиналей), падающих в сторону Кандалакшской зоны раздвига. К северу от Центрально-Кольского блока прослеживается тот же структурный мотив, но падение надвигов и всех элементов строения пород и толщ повсюду северное. Этой же закономерности подчиняются массивы габбро-анортозитов, расположенные по обе стороны от Центрально-Кольского блока (Панский и Верхнепонойский).

Итак, на востоке Кольского полуострова наблюдается симметричное строение основных его структурных элементов, причем осевой части соответствует вытянутый массив гранитизированных пород, представляющий собой зону встречи разнонаправленных систем надвигов. Характерной особенностью этой довольно протяженной зоны является широкое развитие брахиформных гранитизационных структур, куполов, во многом сходных со структурами, развитыми в Южно-Печенгской зоне. И в той, и в другой зонах гранитоиды формируют как овалы, так и характерные серповидные структуры, обращенные выпуклой стороной в сторону надвигания.

В отличие от рассмотренного выше в строении западного разреза (рис. 2, II) принимают участие как надвиги, так и поддвиги. Гранулитовый комплекс падает на север и в сторону Кольско-Норвежского мегаблока, который в этом сечении заметно сужен и близок к тектоническому выклиниванию. Возможно, поэтому со стороны поддвигающейся массы край кратона испытывает дробление, в нем возникают отторженцы, сопровождаемые зонами смятия. Начиная с зон смятия, механизм подвигания сменяется надвиговым, и далее на север, включая южную и основную части Печенгской структуры, происходит напользание надвиговых чешуй на кратон, т.е. на север. В зоне смятия формируются овалы и полуовалы тела гранитоидов, обтекаемые метабазами. Не исключено, что формирование надвигов сопровождалось накоплением синтетектонических вулканогенно-осадочных толщ.

В центральном разрезе (рис. 2, I) с юго-запада на северо-восток (от оси предполагаемого раздвига) возрастает мощность коры с 30 до 40 км. Зона контакта подвиговых чешуй и структур кратона, проходящая по Главному хребту, сопровождается формированием вдоль него своеобразного комплекса, состоящего главным образом из основных пород: амфиболитов, габброидов, анортозитов, несущих признаки гранитизационных явлений и высококонтрастного метаморфизма (эклогитовой направленности). Сам пояс Главного хребта падает под Кольско-Норвежский мегаблок, под кратон; в том же северо-восточном направлении падают плоскости надвигов и гнейсовидности. Заметим в этой связи, что если восточная граница Главного хребта (со стороны кратона), несмотря на значительную структурно-метаморфическую переработку прилегающих пород, может быть сравнительно легко установлена, то западная граница

с беломорскими гнейсами, напротив, весьма неопределенная: амфиболиты Беломорского блока постепенно вписываются в контур Главного хребта. Жесткая плита Кольско-Норвежского мегаблока, испытывая в краевой части сжатие, вызванное формированием беломорских поддвигов, реагировала на него образованием надвигов.

Из краткого рассмотрения фактического материала по приводимым выше разрезам следует, что их геологическое содержание полностью отвечает предлагаемой кинематической схеме формирования континентальной коры Кольского полуострова. Это относится как к строению блоков, находящихся в соответствующей диспозиции по отношению к намечаемым зонам раздвигов и к древнейшему консолидированному блоку (кратону), к роли трансформных разломов в закономерном расположении блоков со сходным строением, так и к характеру структурных перестроек, переживаемых кратоном в процессе оформления континентальной коры в его молодом окружении.

Остается внести в предлагаемую схему некоторые добавления. Передовые чешуи (на современном плане — наиболее удаленные от зоны раздвига), испытав интеграцию, начинают играть роль континентальных масс для продолжающих надвигаться на них более молодых чешуй. Это ускоряет „зарастание“ зоны раздвига, и гранитизация новых чешуй происходит через все более короткие интервалы времени. Отсюда следует, что вулкано-седиментогенные и гранитизационные процессы, являясь территориально разобобщенными, могут происходить в зоне влияния раздвига одновременно и что в интервале 3,0–1,8 млрд. лет гранитизационные явления могли проявиться неоднократно. Первое следствие объясняет присутствие среди вулканогенных серий терригенных пород „гранитного“ происхождения, поставляемых, вероятно, из передовой гранитизированной зоны. Второе следствие допускает существование многих гранитов, возраст которых попадает в возрастную вилку между 3,0–1,8 млрд. лет.

Для объяснения перемежаемости сланцевых и гранито-гнейсовых зон предлагается модель „тектонических ритмов“, состоящих из более мелких надвиговых чешуй и отделенных друг от друга крупными тектоническими зонами. Ритмы омолаживаются по мере приближения к зоне раздвига, но могут быть и синхронными. Чешуи внутри ритмов сохраняют общую тенденцию наращиваться к зоне раздвига. В связи с этим сланцевые и гнейсовые комплексы могут быть не только разновозрастными, но вулканогенно-сланцевые комплексы могут оказаться и древнее гнейсовых.

Предлагаемая схема в целом может рассматриваться как синтез концепции об унаследованном непрерывном развитии докембрийских структур, завершившихся формированием верхних карелид (Кратц, 1963), и концепции дискретных тектоно-магматических циклов и структурных этажей (Бельков и др., 1971). Она предусматривает существование ранней консолидированной сиалической коры, а на последующем этапе, отделенном резко от предыдущего, процесс раздвигания и зарастания зоны раздвига, влияние которой испытывает и более древний блок.

Этот этап (беломорско-карельский) обусловлен значительным увеличением радиуса (поверхности) Земли, образованием между фрагментами некогда единой сиалической коры молодых океанических пространств, немедленно подвергающихся структурированию в процессе горизонтальных движений. Завершение этого этапа, происходящего в интервале 3,0–1,9 млрд. лет, отражено в фактически наблюдаемом структурном плане Кольского полуострова.

Накопленные факты в объеме рассматриваемой концепции позволяют понять механизм горизонтальных структурообразующих движений 1-го порядка. По крайней мере, таким образом раскрывается содержание таких мегаструктур, как древний „континент“ (Кольско-Норвежский мегаблок), зоны раздвига, приходящейся на Кандалакшско-Лапландский пояс. Получает объяснение наличие Лебязинско-Кейвской и Имандра-Варзугско-Терской гнейсовых зон чешуйчатых надвигов с противоположным падением и разделяющей их полосы гранитизационных образований как зоны встречи чешуй, принадлежащих разным раздвиговым зонам и представляющих собой максимально интегрированную часть этой встречной динамической системы. Эта концепция объясняет омоложение пород как внутри отдельно взятой структуры (чешуи), так и в целом для их системы по мере приближения к оси раздвига. Ею облегчается понимание крупных разломов северо-восточного простирания как трансформных, синхронных зонам северо-западного простирания, заложенных одновременно с зонами раздвига и имеющих сдвиговую природу. Становится более понятным как более молодой возраст гранулитов Лапландского пояса по сравнению с обрамляющими их беломорскими гнейсами (соответственно 1,8 и 2,74 млрд. лет – Бибикова и др., 1973), так и образование их в условиях глубинного разлома.

Пока не нашло должного объяснения соотношение вулканогенно-осадочных формаций и магматизма синтетектонических структур. В равной степени это относится и к проблеме металлогенического развития региона. Тем не менее в качестве примера, демонстрирующего перспективность предлагаемой модели для металлогенического анализа региона, можно привести никеленосные базит-гипербазитовые комплексы Кольского полуострова, которые все располагаются на стыке древнего „континента“ (Кольско-Норвежского мегаблока) и окружающих его более молодых гнейсо-сланцевых структур.

Авторы приносят благодарность М.Е. Федоровой и Л.А. Каменской, чьи советы и критические замечания способствовали работе.

Л и т е р а т у р а

- Андреев С.С., Бунэ В.И., Панасенко Г.Д., Токарев В.А. Неотектоника Фенноскандии и роль блоковых движений. – Сов. геология, 1977, № 3.
- Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А., Козлов М.Т., Рагозина А.Л.

- Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова. — В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 141-150.
- Бибикова Е.В., Тугаринов А.И., Грачева Г.В., Константинова М.В. О возрасте гранулитов Кольского полуострова. — Геохимия, 1973, № 5, с. 664-675.
- Богданова С.В., Гафаров Р.А., Новикова А.С. Тектоника и полезные ископаемые Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых. Тезисы докладов. М., 1977, с. 5-7.
- Волк В.Э., Литвиненко И.В., Малыгин Н.П., Платоненкова Л.Н., Шимараев В.Н. Структуры земной коры южных окраин Баренцевоморского шельфа и прибрежной части Балтийского щита по сейсмическим и аэромагнитным данным. — В кн.: Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение). Л., 1975, с. 142-150.
- Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л., 1976. 148 с.
- Константиновский А.А. Онежско-Кандалакшский рифейский грабен Восточно-Европейской платформы. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 38-44.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. — Тр. Лаборатории геол. докембрия, вып. 16, М.-Л., 1963. 210 с.
- Кратц К.О., Былинский Р.В. Блоковое строение Балтийского щита. — В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978, с. 40-54.
- Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., 1975. 100 с.
- Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1951-1970 гг. (Каталог). М., 1977.
- Петров А.И. Древние разломы восточной части Балтийского щита. — Докл. АН СССР, 1974, т. 191, № 2.
- Поротова Г.А., Былинский Р.В. Глубинное строение Балтийского щита по результатам региональных геофизических исследований. — В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978, с. 99-112.
- Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л., 1978. 102 с.
- Шустова Л.Е. Сопоставление сейсмологических и гравиметрических данных о глубинном строении Балтийского щита. — В кн.: Исследование строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., 1972.

В.З. Негруца. Предпринятая в рамках данного совещания первая попытка выявления общего состояния изученности и систематизации накопленных знаний по тектонике раннего докембрия кроме очевидного огромного научного интереса имеет большое практическое значение. Ранний докембрий является вмеситишем главных запасов большинства рудных полезных ископаемых. С ним связаны крупные месторождения золота, полиметаллов, железа и других полезных ископаемых в образованиях так называемых зеленокаменных поясов, золото-урановое оруденение в монокварцевых конгломератах, прожилково-вкрапленные руды золота, полиметаллов, редких металлов в углеродистых сланцах и кремнисто-карбонатных отложениях, крупные месторождения железистых кварцитов, медистых песчаников, медно-никелевых руд, кианитов и т.д.

Представленные на совещании доклады и сообщения со сравнительно большой полнотой характеризуют достижения в изучении эндогенных аспектов раннедокембрийского тектогенеза. В этом плане особенно отличаются, на мой взгляд, доклады В.А. Глебовицкого с соавторами, В.Л. Дука и В.И. Кицула, К.А. Шуркина, Ф.П. Митрофанова и В.М. Шемякина, Г.Э. Грикурова и др. Те же методологические приемы явились определяющими в представленных схемах периодизации тектонических событий докембрия.

За пределами рассмотрения практически полностью оказались экзогенные аспекты проблемы тектогенеза, т.е. преобладающие по времени и главные по значимости для структурно-формационных обобщений и соответственно металлогенических построений этапы, разделяющие диастрофические циклы, оказались неохарактеризованными. Без выяснения характера тектонического режима и типов палеотектонических структур этих этапов, т.е. этапов осадконакопления и вулканизма, нельзя решить, как представляется, многие определяющие закономерности формирования и локализации месторождений стратиформного типа. Существенно, что при таком подходе речь идет в основном о процессах, а не о веществе, что в конечном случае чревато скатыванием с позиций научного анализа на увлекательные, но скорее научно-фантастические построения. Примеры этого можно было бы найти и среди материалов нашего совещания.

С позиций практической геологии одной из главных задач дальнейшей разработки проблем докембрийского тектогенеза является типизация тектонических структур и сегментов земной коры по типу их развития, характеру взаимосвязи экзогенных и эндогенных процессов и металлогенической специализации. В этом плане значительный интерес представляет опыт работ, начатых в ГИН АН СССР и ИГГД АН СССР. Принципиально новые возможности на этом пути открывает литогенетический метод изучения докембрийских комплексов. Использование этого метода является необходимым условием дальнейшего совершенствования схем периодизации и выявления главных закономерностей тектонических событий докембрия.

Н.Н. Ведерников. В докладах почти не охвачены вопросы связи тектоники и металлогении раннего докембрия. Для металлогенических построений необходимы выявление и сравнение геотектонических условий и элементов в различных этапах докембрия и фанерозоя, выработка единообразия в терминологии и методологическом подходе.

Остановлюсь на некоторых аспектах геотектонических и, как следствие, металлогенических аналогий. Здесь очень хорошо, особенно в выступлении М.В. Муратова, были охарактеризованы отложения так называемого протоплатформенного чехла. Такие же образования различных этапов, вплоть до альпийского, характеризуются удивительным сходством по составу, характеру метаморфизма, дислоцированности и другим особенностям, что позволяет отнести их к одному формационному типу орогенного класса. Сходство их минералогии открывает новые перспективы поискам различных полезных ископаемых и в докембрийских, и в фанерозойских сооружениях.

Геотектонические и, следовательно, металлогенические отличия образований более ранних этапов докембрия и фанерозоя заметней. При конкретном прогнозе и для тех и для других металлогенические особенности в первую очередь определяются следующими геотектоническими чертами: степенью развития геосинклинального процесса, уровнем раскрытия протогеосинклинального пространства, наличием захваченных геосинклинальной переработкой сооружений более раннего геотектонического этапа, характером заложения геосинклинали по вертикали (фундамент) и горизонтали (при-, интракратонные, внутриокеанические). Эти геотектонические параметры должны находить отражение и на геотектонических схемах докембрия.

Вводя специфические для докембрия термины (протогеосинклинальный, протоорогенный и др.), мы не вносим никакой ясности для сравнительной металлогении. Методологически правильной видеть отличия между геосинклиналями различных геотектонических этапов не в каких-то особых режимах и движениях, а в направленности, ритмичности и необратимости развития земной коры. В частности, можно отметить тенденцию увеличения глубины раскрытия протогеосинклинального пространства и размеров элементов геосинклинали (эвгеосинклинальных зон, офиолитовых ассоциаций, срединных массивов, орогенных структур) последовательно от карельского

этапа далее в байкальском, каледонском и более молодых фанерозойских этапах. В этом же направлении уменьшается время ритмов и повышается контрастность геосинклинальных процессов.

В связи с упоминанием об эвгеосинклиналях в докембрии следует сказать о наличии в докембрийских образованиях непременного члена офиолитовой ассоциации — дунит-гарцбургитовой (гипербазитовой) формации. Среди пород, испытавших метаморфизм в амфиболитовой фации, они представлены будинированными телами существенно антофиллитового состава. Они присутствуют в нижнепротерозойских и более молодых образованиях, размещаясь близ более древних ядер, и обычно сопровождаются гипербазитами, внедрение которых связано с последующим геотектоническим этапом. Такие ультраосновные породы дунит-гарцбургитовой формации нижнепротерозойского возраста развиты в Финляндии и на Кольском полуострове.

М.А. Гилярова. В первом докладе Н.А. Штрейса и его соавторов при сравнении строения Восточно-Европейской и Сибирской платформ продемонстрирован анализ фактического материала по огромным площадям. Это подобно взгляду из космоса на нашу Землю, когда, может быть, правильно и отчетливо представляются основные черты ее геологического строения и не видны детали, иногда очень важные. Парандовскую серию в Карелии авторы считают фрагментом древней коры океанического типа, но ведь ее строение аналогично другим сериям зеленокаменных поясов Карелии. Все они лежат на гранитоидах, следовательно, молже сиалической коры. Разрез парандовской серии не отвечает идеальному разрезу океанической коры — гипербазиты-габбро-шаровые лавы. Кроме того, гипербазиты Балтийского щита не могут считаться протрузиями: они сопровождаются эффузивными аналогами — пикритами с их вулканическими брекчиями и шаровыми лавами и дают несомненно горячие (не тектонические) контакты с вмещающими породами. Контактные зоны незначительны — десятки сантиметров-первые метры, поскольку кашеобразная „магма“ состояла из интрателлурических кристаллов оливина, чуть смазаных расплавом, и обладала относительно низкой температурой.

Что касается докладов, авторы которых придерживаются гипотезы тектоники плит в применении к докембрию, представления о существовании Пангеи, распавшейся на протоматерики, то они слушались с неослабевающим интересом. Я придерживаюсь иных представлений, однако считаю, что гипотеза плит сейчас находится в зените, хотя предвечерние тени уже появляются. Значение этой гипотезы для развития научной мысли огромно: она освежила самые залежавшиеся геологические понятия, оживила научное мышление, привела к невиданному накоплению нового фактического материала, новым страстным спорам, в ходе которых родились новые идеи, а старые предали в неожиданном ракурсе. В этом ее неоспоримое значение.

Многие доклады по тектонике докембрия касались вопроса становления сиалической и океанической коры. Странно, что, давая обзор представлений по этой проблеме, никто не упомянул совершенно оригинальной и достойной внимания точки зрения В.М. Синицына о том, что сиаль — это продукт взаимодействия эндогенных и экзогенных начал, результат выветривания первичной океанической коры и кристаллизации кислых выплавов из мантии.

Хотелось бы выступить в защиту терминов „протогеосинклинальный и протоплатформенный“, автором которых является Е.В. Павловский. Еще до появления этих терминов, впервые выделяя крупнейшую стратиграфическую единицу и соответственно этаж докарелия, я называла его „субгеосинклинальным“ в противоположность „субплатформенному“ ятулия-карелия, уже тогда понимая, что наряду с большим сходством с соответствующими режимами фанерозоя в докембрии наблюдались и большие отличия от них. Как только появились емкие термины Е.В. Павловского, я немедленно отказалась от своих. Признаки сходства и различия соответствующих тектонических режимов, толщ, порожденных ими, и их структурного плана были изложены мною и на этом совещании и подробно освещены в предшествующих публикациях. Они не позволяют применять абсолютно тождественные термины „геосинклинальный“ и „платформенный“, как предлагает В.А. Соловьев, и для докембрия, и для фанерозоя.

Что касается образных терминов, недопустимых, по В.А. Соловьеву, в геологических докладах и публикациях, считаю, что в тех случаях, когда они помогают краткости и образности в выражении и соответственно в восприятии материала, их должно употреблять в кавычках. Одно слово — и сразу возникает зрительный образ, помогающий усвоить сухой академический язык. „Ванна“ вместо длинного описания: изометрические или вытянутые прогибы с крутыми крыльями и относительно плоским дном. В геологической литературе давно уже существуют такие термины, которые употребляются даже без кавычек — шлейф, терраса, седловина и пр.

Необходимо, вероятно, ответить на некоторые замечания по моему докладу, в котором я очень осторожно говорила о том, что если моя схема механизма складчатости докарелия верна, едва ли следует разделять этот длительный непрерывный процесс на этапы и фазы складчатости и коррелировать стратиграфические разрезы по деформациям. Эти деформации проявляются различно в каждой межблоковой структуре — домене. Корреляция их в разных доменах — дело исключительно трудоемкое и бесперспективное. Она никогда не может быть убедительной и тем более не может работать на решение вопросов „большой геологии“.

Можно с удовлетворением констатировать, что мою давнюю идею об одновозрастности толщ вулканогенного типа разреза Карелии (собственно докарелий в первичном моем понимании) и вулканогенно-терригенного типа (ритмично-слоистые и высокоглиноземистые гнейсы и сланцы) признают теперь многие исследователи. В своих

более ранних работах и в докладе на этом совещании я доказываю необходимость признания одновозрастности с ними и терригенного (беломорского) типа разреза. Для этого имеется много данных, хотя мне как-то и возражали, говоря, что в Беломорье „на одну деформацию больше, чем в других структурах“.

Д.Д. Мирская. На совещании мы заслушали много интересных докладов, давших широкие представления о тектонике и эндогенных процессах раннего докембрия. Здесь же рассматривались образования догеологической стадии развития Земли, часто метаморфизованные в условиях гранулитовой фации и не содержащие пород, возникших в результате деятельности экзогенных процессов. При этом остро почувствовался недостаток знания о происхождении нашей планеты. Сейчас представляется, что эти знания будут восполняться при участии геологов.

Мне кажется, что материал многих докладов и высказанные соображения касаются трех проблем, имеющих более общий характер, чем проблемы тектоники. Это проблемы океанической коры, раннего пангранулитового метаморфизма и догеологического фундамента, или протокоры. Эти проблемы тесно связаны между собой и несомненно имеют большое значение для решения различных вопросов геологии (стратиграфии, метаморфизма и др.) и планетологии.

При дальнейшем исследовании может выясниться, что пангранулитовый метаморфизм не является раннедокембрийским, а связан с догеологической стадией развития Земли, когда она находилась в состоянии, подобном Венере. Наши сведения о раннем докембрии далеко неполны и дают почву для субъективных суждений. Обусловлено это объективной сложностью и трудоемкостью исследований докембрия. В этой связи недостатком настоящего, как и предшествующего совещания в Уфе, представляется почти полное отсутствие методических докладов.

В аспекте разрешения стоящих проблем следует усилить внимание на изучении гранулитовых комплексов, их взаимоотношений с супракрустальными отложениями, а также на анализе гранулитовых ассоциаций и гранулитовых парагенезисов метаморфизма. Seriously обсуждения требуют вопросы методологии исследования докембрия в разных аспектах (тектоники, стратиграфии, реконструкции протосостава и др.), для чего рационально организовать специальное совещание.

Е.М. Крестин. Основными структурными элементами раннего докембрия являются крупные блоки раннеархейского фундамента и ограничивающие (разделяющие) их региональные и трансрегиональные зоны глубинных разломов, к которым приурочены мобильные пояса позднеархейского-раннепротерозойского возраста.

Анализ материалов по всем детально изученным шитам и древним платформам показывает, что эти подвижные пояса представляют собой зоны повышенной проницаемости протяженностью в несколько сотен (до первых тысяч) километров при ширине отдельных структур в 5-25 км, редко более. В плане это линзовидные, часто

ветвиющиеся структуры со сложным внутренним строением. Каждая из них представлена складчато-глыбовой зоной, состоящей из сложных, часто асимметричных, сжатых приразломных и надразломных грабен-синклиналей, чешуйчатых моноклиналей и мелких блоков ранних архейд. Вместе с тем в краевых частях зон эффузивные и вулканогенно-осадочные породы часто имеют пологое, близкое к горизонтальному залегание.

Наиболее характерными чертами рассматриваемых подвижных поясов являются: четкая пространственная и генетическая связь с зонами региональных и трансрегиональных глубинных разломов; заложение и формирование на раннеархейской сиалической континентальной коре; наложенный характер и дискордантность со структурами основания, на котором они залегают; автономное развитие каждого пояса; в основном зеленосланцевый метаморфизм в условиях повышенных температур и пониженных давлений.

В позднеархейских зеленокаменных поясах отсутствуют спилит-диабазовая, кварц-кератофировая или спилит-кератофировая формации. Огромный петрографический и петрохимический материал, полученный по породам зеленокаменных поясов Южной Африки, Канадского щита, КМА и других регионов, однозначно показывает, что эффузивные образования относятся к коматиитовой, толеит-базальтовой и лацит-липаритовой формациям. При этом кислые эффузивы дифференциально не связаны с двумя другими формациями.

Таким образом, ни по структурным, ни по петрологическим параметрам породы зеленокаменных поясов раннего докембрия не являются аналогами офиолитовой формации фанерозоя. Для этих структур характерна полицикличность развития, выражающаяся в формировании подвижных поясов в результате нескольких тектонических циклов, разделенных перерывами.

Наиболее четко фиксируемым является перерыв между формированием позднеархейских зеленокаменных образований и непосредственно залегающих на них с резким структурным несогласием раннепротерозойских терригенных отложений. Длительность этого перерыва может быть оценена по следующим данным. На КМА зеленокаменные образования михайловской серии имеют возраст более 3000 млн. лет, а базальные конгломераты курской серии 2700 млн. лет, т.е. продолжительность перерыва составляет более 300 млн. лет. На Украинском щите возраст зеленокаменных пород конкско-верховцевской серии составляет 3600-3200 млн. лет, а базальных конгломератов криворожской серии - около 2700 млн. лет, т.е. здесь перерыв достигает 500-900 млн. лет. На Канадском щите на зеленокаменных породах системы киватин и ее аналогов с возрастом 3000-2800 млн. лет залегают терригенные образования серий Эллот-Лейк (пров. Сьюпириор), Гоулберн (пров. Слейв), Элуорт (пров. Бэр) и надсерии Грейт-Слейв (пров. Черчилл) с возрастом около 2600-2500 млн. лет, т.е. длительность перерыва составляет 200-500 млн. лет. В Северо-Западной Австралии в блоке Пилбара на архейских метаэффузивах с возрастом около 3000

млн. лет залегает раннепротерозойская надсерия Маунт-Брюс с возрастом 2300 млн. лет, т.е. перерыв имеет длительность около 700 млн. лет (Семихатов, 1974 г.). Даже из приведенных далеко не полных данных видно, что на всех без исключения шитах и древних платформах между образованием позднеархейских зеленокаменных поясов и раннепротерозойских отложений устанавливается очень длительный перерыв.¹

В это же время на архейских породах формировалась мощная, хорошо проработанная континентальная кора выветривания, детально изученная и описанная, например, в Криворожском бассейне и в КМА рядом исследователей (М.И. Воскресенская, 1968 г.; Ю.Г. Гершойг и В.Я. Каплун, 1975 г.; Н.И. Голвикин, 1975 г. и др.). Следовательно, позднеархейский и раннепротерозойский тектонические циклы представляются совершенно самостоятельными.

Образующиеся в пределах раннедокембрийских подвижных поясов формации не имеют более молодых аналогов или характеризуются весьма специфическими чертами. Достаточно назвать хотя бы коматиитовую формацию зеленокаменных поясов, своеобразные сульфидные существенно никелевые месторождения австралийского типа и формацию железистых кварцитов и джеспилитов.

Таким образом, анализ известных в настоящее время материалов по внутреннему строению, составу геологических формаций и истории развития рассматриваемых подвижных поясов показывает, что они не являются структурами геосинклинального типа, а представляют собой интеркратонные складчато-глыбовые зоны, не имеющие аналогов в более поздние геологические эпохи. В развитии этих структур выделяются следующие основные тектонические циклы, разделенные длительными перерывами: позднеархейский рифтогенный и ранний протерозойский авлакогенный. Кроме того, в конце раннего протерозоя и в среднем протерозое устанавливается несколько этапов тектоно-магматической активизации.

Учитывая планетологические данные о начальных этапах развития Земли, своеобразии термодинамических условий и строения земной коры раннего докембрия, резко отличный состав атмосферы и гидросферы и многие другие данные, представляется целесообразной постановка вопроса о выделении раннего докембрия в самостоятельный этап развития Земли, для которого актуалистические методы изучения не применимы.

О.Б. Гинтов. Я хотел бы остановиться на нескольких моментах, немаловажных, с моей точки зрения, для правильного решения вопросов тектоники раннего докембрия.

В некоторых докладах прозвучала мысль, что для условий раннего докембрия характерна какая-то особая пластичность земной

¹ Не отрицая наличия такого перерыва, оценить его продолжительность по современным радиологическим данным не представляется возможным (Прим. отв. ред.).

коры, приводящая к формированию складчатости общего смятия, отсутствие контрастных вертикальных движений, а разломы и глыбовые движения появились не ранее нижнего протерозоя.

Такие представления, как мне кажется, могут увести нас в сторону от реального положения вещей, ибо нет таких физических законов, которые могли бы объяснить особую пластичность твердой коры. Как только первые базальтовые расплавы или магма любого другого состава начинают остывать и покрываться твердой коркой, эта корка уже деформируется как твердое тело. В самой первой земной коре, которая находилась в условиях температур ниже точки плавления слагающего материала, начали образовываться разломы. Свидетельство этому наличие древнейших разломов на Луне, Меркурии, Марсе, наличие огромнейших разломов в современной океанической коре. Да и на Украинском щите устанавливаются разломы, которые существовали уже до формирования древнейшей складчатости бугской и росинско-тикичской серий.

Другое дело, что нужно объяснить изоклинальную складчатость и наличие структур пластического течения в древних гранито-гнейсах и мигматитах. Здесь мы никак не обойдемся без представлений о погружении отдельных участков земной коры на значительную глубину, в область высоких давлений и температур. Такое погружение не могло происходить повсеместно и одновременно по всей площади. Оно было приурочено к сравнительно узким зонам, примыкающим к разломам. А поскольку в раннем докембрие земная кора, вернее даже литосфера, была тонкой и легко взламывалась в любом направлении, то мы, во-первых, имеем причудливые планы складчатости, а, во-вторых, большое число кольцевых разломов, которые демонстрировались здесь В.М. Моралевым и М.З. Глуховским.

Сравнительно небольшие гранитные и гранито-гнейсовые купола могут быть объяснены глубиной процессов ультраметаморфизма и гранитообразования, при которых действительно создавались условия пластичности, а вот крупные складчатые овалы никак не могут свидетельствовать об особом пластическом состоянии древней коры, так как сейчас уже можно считать доказанным, что они образовались на месте кольцевых систем разломов, подобных лунным.

Вызывает возражения некоторых тектонистов термин „лунный этап“. Но мне кажется, что если исходить не из различий в условиях порообразования на Земле и Луне, а из сходства динамических и кинематических механизмов структурообразования, в частности определяющей роли кольцевой тектоники ранних периодов, то этот термин можно и нужно употреблять.

Вообще можно пожалеть, что на совещании не представлены материалы по изучению коры других планет земной группы. Эти материалы проливают свет на начальные этапы развития земной коры.

И.К. Пашкевич. Главной проблемой, обсуждаемой на совещании, являлась проблема происхождения земной коры континентов. Сама по себе проблема настолько сложна, что естественным является комплексное ее исследование. В связи с этим мне хотелось бы под-

черкнуть, что наше совещание было бы еще более плодотворным, если бы на нем были представлены доклады, освещающие глубинное строение земной коры.

К настоящему времени на Украинском щите, к примеру, накоплен большой материал по глубинному сейсмическому зондированию и интерпретации регионального магнитного и гравитационного полей, который дает возможность говорить о необходимости его привлечения к решению проблемы происхождения и развития земной коры, в первую очередь для построения ее петрологической модели. Перечислю основные особенности глубинного строения земной коры, которые, на мой взгляд, имеют непосредственное отношение к исследованию истории развития коры.

1. В последние годы получен материал по интерпретации региональной составляющей магнитного поля Украинского, Канадского и Балтийского щитов, свидетельствующий о неоднородной намагниченности нижней части коры, а значит, и петрологической ее неоднородности. Наиболее магнитные породы слагают низы утолщенной коры.

2. Установлена связь намагниченности нижней и верхней частей коры крупных блоков, что, вероятно, отражает особенности развития этих блоков.

3. Исследованиями С.И. Субботина, В.Б. Соллогуба, А.В. Чекунова и других геофизиков показано, что в верхней части коры имеется слой с пониженной скоростью (до 6 км/с), установленный в отдельных блоках, природа которого еще не выяснена.

4. Этими же исследованиями установлено отсутствие резкой границы между „гранитным“ и „базальтовым“ слоями. Скорости, характерные для „базальтового“ слоя, появляются только с глубины 20–25 км.

5. Результаты ГСЗ свидетельствуют о наличии зоны перехода от земной коры к верхней мантии, отмечающейся в виде поверхностей — „дубликатов“ Мохо. При этом максимальная „расслоенность“ поверхности Мохо отмечается в областях с повышенной мощностью коры.

Хочется надеяться, что на следующем совещании по тектонике докембрия геофизические исследования глубинных частей земной коры будут представлены не только на равных началах с геологическими, но и в тесной связи с ними.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
I. Периодизация и сравнительная тектоника докембрия	
Кратц К.О., Хильтова В.Я., Вревский А.Б., Запольнов А.К., Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.Б., Мануйлова М.М., Платунова А.П. Периодизация тектонических событий докембрия	5
Борукоев Ч.Б. Тектонические аспекты периодизации докембрия	15
Запольнов А.К., Неелов А.Н., Лобач-Жученко С.Б., Берковский А.Н., Бондаренко Л.П. Сравнительный анализ тектоники фундамента древних платформ СССР	21
Штрейс Н.А., Богданова С.В., Гафаров Р.А., Горощенко Г.Л., Лейтес А.М., Мартынова В.П., Новикова А.С., Савельев А.А., Федоровский В.С. Сравнительная тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ	37
Кратц К.О., Вревский А.Б., Платунова А.П. О некоторых типах кратогенов в докембрии	45
II. Эндогенные процессы в развитии древней земной коры	
Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Кицун В.И., Митрофанов Ф.П., Шарков Е.В., Эз В.В. Взаимосвязь эндогенных процессов в развитии структуры земной коры в раннем докембрии	57
Дук В.Л., Кицун В.И. Эндогенные режимы и особенности их проявления в гранулитовом массиве Алданского щита	77
Моралев В.М., Глуховский М.З. Тектонические условия проявления эндогенных процессов в раннем докембрии Алданского щита	84
Казак в А.Н. Цикл структурного развития докембрийских геосинклинальных комплексов и особенности эндогенных процессов ...	91
Черкасов Р.Ф. Модели стиля архейской тектоники и их количественная проверка	102
Шуркин К.А. Раннедокембрийский магматизм как индикатор тектонического режима и вещественного состава палеолитосферы ...	106
Свириденко Л.П., Стенарь М.М., Богачев А.И. Магматические процессы в тектоническом развитии земной коры в докембрии Карелии	116
	197

Л о б а ч-Ж у ч е н к о С.Б. Гранитообразование в становлении и эволюции земной коры Балтийского щита	123
Ш. Состав и происхождение древнейшей коры	
Ш т р е й с Н.А., Богданова С.В., Горошенко Г.Л., Лейтес А.М., Макарычев Г.И., Новикова А.С., Савельев А.А., Федоровский В.С. Океаническая и континентальная кора в докембрии	139
К р а т ц К.О., Митрофанов Ф.П. О докембрийской зем- ной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектони- ческой эволюции	147
К а л я е в Г.И. Ранний докембрий и тектоника плит	169
Г о р я и н о в П.М., Федоров Е.Е. Эволюция континен- тальной коры Кольского полуострова в раннем докембрии	179
IV. Д и с к у с с и я	188
Рефераты	202

CONTENTS

Preface	3
I. The periodisation and comparative tectonics of the Precambrian	
K r a t z K.O., K h i l t o v a V.Ja., V r e v s k i y A.B., Z a p o l n o v A.K., K r y l o v I.N., L o b a c h - Z h u c h e n k o S.B., M a n u i l o v a M.M., P l a t u n o v a A.P. The periodisation of tectonic events in the Precambrian	5
B o r u k a y e v Ch.B. The tectonic aspects of the periodisation in the Precambrian	15
Z a p o l n o v A.K., N e y e l o v A.N., L o b a c h - Z h u c h e n k o S.B., B e r k o v s k i y A.N., B o n d a r e n k o L.P. The comparative tectonic analysis of basements of ancient platforms of the USSR	21
S h t r e i s N.A., B o g d a n o v a S.V., G a f a r o v R.A., G o r o s c h e n k o G.L., L e i t e s A.M., M a r t y n o v a V.P., N o v i k o v a A.S., S a v e l y e v A.A., F e d o r o v s k i y V.S. The comparative tectonics of basement of the East-European and Siberian	37
K r a t z K.O., V r e v s k i y A.B., P l a t u n o v a A.P. On some types of cratogenes in the Precambrian	45
II. The endogenic processes in the development of ancient earth's crust	
G l e b o v i t s k y V.A., D o u k V.L., K i z u l V.I., M i t r o f a n o v F.P., S h a r k o v E u.V., E z V.V. The relationships of endogenic processes in the development of earth's crust structure in the Early Precambrian	57
D o u k V.L., K i z u l V.I. The endogenic regimes and their characteristics in the granulitic massif of	

the Aldan shield	77
M o r a l e v V.M., G l u k h o v s k i y M.Z. The tectonic environment of endogenic processes in the Early Precambrian of the Aldan shield	84
K a z a k o v A.N. The cycle of structural evolution of Precambrian geosyncline complexes and characteristics of endogenic processes	91
C h e r k a s o v R.F. Models of Archaean tectonic pattern and their quantitative verification	102
S h u r k i n K.A. Early Precambrian magmatism as an indicator of the tectonic regime and composition of the paleolithosphere	106
S v i r i d e n k o L.P., S t e n a r M.M., B o g a c h e v A.I. The magmatic processes in tectonic history of the earth's crust in the Precambrian of Karelia	116
L o b a c h - Z h u c h e n k o S.B. Granite-forming events in crustbuilding processes and in evolution of earth's crust of the Baltic shield	123
III. The composition and origin of the earliest crust	
S h t r e i s N.A., B o g d a n o v a S.V., G o r o s c h e n k o G.L., L e i t e s A.M., M a k a r y c h e v G.I., N o v i k o v a A.S., S a v e l y e v A.A., F e d o r o v s k i y V.S. Oceanic and continental crust in the Precambrian	139
K r a t z K.O., M i t r o f a n o v F.P. On precambrian earth's crust of continents (ancient shields), crust-building processes and tectonic evolution	147
K a l i a y e v G.I. The Early Precambrian and plate tectonics	169
G o r i a y n o v P.M., F e d o r o v E u, E u. The evolution of continental crust of the Kola Peninsula in the Precambrian	179
D i s c u s s i o n	
Abstracts	202

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Р.А. Жуков

Художник Г.В. Смирнов

Технический редактор В.В. Шиханова

Корректоры О.М. Бобылева, О.В. Олендская и Л.А. Привалова

ИБ № 9218

Подписано к печати 28.11.80. М-29821. Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 13+4 вкл. (2⁵/8 печ. л.)=15.62 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 17.34. Тираж 800. Изд. № 7577. Тип. зак. № 1558. Цена 2р. 70к.

Издательство „Наука“, Ленинградское отделение
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука“
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

УДК 551.24:551.71/72

Периодизация тектонических событий докембрия. К р а т ц К.О., Х и л ь т о в а В.Я., В р е в с к и й А.Б., З а п о л ь н о в А.К., К р ы л о в И.Н., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., М а н у й л о в а М.М., П л а т у н о в а А.П. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., Наука, 1980, с. 5-14.

Приводится обобщенный материал по геологии и геохронологии эндогенных процессов в докембрии большинства регионов мира. Показано, что каждая из четырех стадий (>3,5, 3,5-2,5, 2,5-1,6, 1,6-0,5 млрд. лет) развития континентальной коры в докембрии заканчивается периодом интенсивных эндогенных процессов, которые в глобальном масштабе охватывают интервал времени около 400 млн. лет. Эти процессы проявляются в мобильных поясах двух категорий - с геосинклинальной и без геосинклинальной подготовки, играющих различную роль в становлении и эволюции континентальной коры на разных ее стадиях. Лит. - 7 назв., ил. - 2, табл. - 1.

УДК 551.24:551.71/72

Тектонические аспекты периодизации докембрия. Б о р у к а е в Ч.Б. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 15-21.

В тектонической истории Земли различается четыре мегаэры (протогей, дейтерогей, неогей и незавершенный эпинеогей), разделенных эпохами гомогенизации ранее сформированной континентальной коры, ее кратонизации. Характерной чертой эпохи кратонизации является широкое развитие кварцитово-порфировой ассоциации, слагающей вулкано-плутонические пояса. В докембрии - в саамскую и карельскую эпохи кратонизации (соответственно около 3300 и 1750 млн. лет назад) сформирована основная масса континентальной коры. Кратонизация не сопоставима с эпохой завершающей складчатости и является планетарным процессом, охватывающим участки континентов, находящиеся на разных стадиях развития. Лит. - 17 назв., ил. - 1.

УДК 551.71 (551.24+551.2) (470.1/4+571.5)

Сравнительный анализ тектоники фундамента древних платформ СССР. З а п о л ь н о в А.К., Н е е л о в А.Н., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., Б е р к о в с к и й А.Н., Б о н д а р е н к о Л.П. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 21-37.

Сравнение тектоники дорифейского фундамента Сибирской и Восточно-Европейской платформ, выделение главнейших структур и оценка их тектонического режима проводились на основании анализа эндогенных режимов, формационного состава толщ и концепции циклически направленного корообразования. В самом раннем документируемом этапе устанавливаются существенные различия в тектонических режимах формирования главнейших структур фундамента. Для Сибирской платформы отмечаются латеральная неоднородность тектонических режимов и связь осадочных формаций с последующими эндогенными режимами и прежде всего режимами метаморфизма. Для Восточно-Европейской платформы устанавливается сначала повсеместное распространение вы-

сокоградиентных режимов метаморфизма, характерное для структур с сиалическим типом коры. Дальнейшая эволюция структуры фундамента обеих платформ происходила по сходным моделям, отражающим постепенное становление сиалической земной коры. В фундаменте Сибирской платформы выделены латеральные и вертикальные ряды структурно-вещественных комплексов, отражающие различные стадии зрелости земной коры геоблоков. Гетерогенная структура фундамента обеих платформ сложилась в дорифейское время и предопределила особенности их развития в платформенную стадию. Ил. - 6.

УДК 551.71 (551.241+551.243)(470.1/4+571.5)

Сравнительная тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Штрейс Н.А., Богданова С.В., Гафаров Р.А., Горошенко Г.Л., Лейтес А.М., Мартынова В.П., Новикова А.С., Савельев А.А., Федоровский В.С. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 37-44.

Сравнительный анализ тектоники дорифейского фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ, предпринятый на основе принципа мобилизма и концепции стадийности геосинклиального процесса, показывает, что оформление структуры фундамента, становление и эволюция его континентальной земной коры происходили по единому плану. Приведена таблица корреляции важнейших формационных комплексов, структур и геологических событий в раннем докембрии. Намечены ряды структурно-вещественных комплексов, сменяющих один другой во времени и пространстве и сопоставимых с комплексами океанической, переходной и континентальной стадий. Структура фундамента обеих древних платформ неоднородна и возникла в ходе направленного необратимого развития, предопределившего места расположения шитов и плит. Особенности дорифейской структуры обусловили важные черты в дальнейшем развитии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Ил. - 4

УДК 551.24

О некоторых типах кратогенов в докембрии. Кратц К.О., Вревский А.Б., Платунова А.П. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 45-56.

На основании анализа строения стабилизированных мобильных поясов кратогенов, главных особенностей проявившихся в них эндогенных (тектонических, метаморфических и плутонических) и седиментогенных процессов делается вывод о наличии различных типов формирования и преобразования дофанерозойской земной коры материков. Устанавливается не менее шести генетических типов мобильных поясов - кратогенов. Оценивается их роль в процессе становления общей кратонизированной континентальной коры. Лит. - 15 назв., ил. - 3.

УДК 551.2

Взаимосвязь эндогенных процессов в развитии структуры земной коры в раннем докембрии. Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Кицул В.И., Митрофанов Ф.П., Шарков Е.В., Эз В.В. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 57-76.

Для выявления тектонического режима главнейших структур Алданского массива и Джугджуро-Становой области, а также ряда структур Балтийского шита приве-

ден анализ взаимосвязи эндогенных процессов (деформационных, магматических, метаморфических) и термодинамических режимов их проявления в ходе циклически направленного формирования земной коры. В качестве основы для корреляции процессов принимается региональная последовательность деформационных событий. Показано, что еще на самых ранних этапах развития этих древнейших структур намечается латеральная неоднородность литосферы, проявленная в наличии структур, различающихся эндогенными режимами. Выделены структуры сиалического и квази-симатического типов развития. Различия сохранялись в течение 1 млрд. лет и более, что свидетельствует о длительном фиксированном положении зон разного тектонического режима. Лит. - 18 назв., ил. - 6, табл. - 1.

УДК 551.2

Эндогенные режимы и особенности их проявления в гранулитовом массиве Алданского шита. Ду к В.Л., К и ц у л В.И. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 77-83.

В качестве основы для корреляции эндогенных процессов (деформационных, метаморфических, магматических) принята региональная последовательность деформационных событий (провинциальная структурно-возрастная шкала). Выделены структурно-вещественные комплексы, охарактеризованы последовательность и особенности проявления в них эндогенных процессов, соотношения и структурно-метаморфическая эволюция комплексов. На основании латеральной неоднородности эндогенных режимов и формационного состава толщ произведено тектоническое районирование массива. Ил. - 1.

УДК 551.2.03:551.71

Тектонические условия проявления эндогенных процессов в раннем докембрии Алданского шита. М о р а л е в В.М., Г л у х о в с к и й М.З. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 84-90.

В составе древнейшего катархейского комплекса Алданского шита известны метаморфизованные базальты толеитовой серии, базальтовые коматииты, габбро, перидолиты, осадочные породы (мраморы, кварциты, глиноземистые породы), объединяемые в протоофиолитовую ассоциацию. Петрогенезис магматических пород этой ассоциации связывается с эндогенными процессами генерации расплавов в мантии на разных глубинах при различной степени частичного (неоднократного) плавления. Широкое развитие процессов гранитизации на следующих этапах эволюции определяло формирование очагов разуплотнения вещества базитовой протокоры и одновременное развитие по периферии кольцевых структур линейных зон сжатия, в которых происходило преобразование базитовых компонентов протоофилитов до элголитов и выплавление известково-щелочных магм, давших начало габбро-анортозитовым комплексам. Лит. - 6, ил. - 1, табл. - 1.

УДК - 551.243

Цикл структурного развития докембрийских геосинклинальных комплексов и особенности эндогенных процессов. К а з а к о в А.Н. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 91-102.

Структурное развитие метаморфических комплексов подразделяется на два периода – доинверсионный и послейинверсионный. Наиболее ранние структуры – конседиментационные оползневые складки (F_0). Погружение осадков на низшие уровни сопровождается метаморфизмом и ультраметаморфизмом амфиболитовой и гранулитовой фаций. Одновременно при гравитационном течении в условиях высоких температур образуется комплекс мелких внутрипластовых складок изоклинального и интрафолиального типа (F_1). В конце доинверсионного периода завершается формирование отраженных структур и происходит внедрение по разломам мантийных базитов. 1-я послейинверсионная стадия характеризуется усложнением отраженных структур, 2-я – возникновением комплекса складок общего смятия; в 3-ю образуются структурные формы, переходные от пликативных к разрывным или сопряженные с последними. Метаморфизм понижается от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Наиболее характерная особенность эндогенных процессов – возникновение термальных экстремумов и всплеск интрузивной деятельности в межскладчатые интервалы. Лит. – 17, ил. – 3, табл. – 1.

УДК 552.3+551.71, 72

Модели стиля архейской тектоники и их количественная проверка. Черкасский Р.Ф. – В кн.: Проблемы тектоники в раннем докембрии. Л., „Наука“, 1980, с. 102–105.

По линейной модели складчатого стиля архея в регионе должны господствовать простирания слоев одного направления, по купольной – самых разных, по перекрестной – двух направлений. Путем исчисления простирания слоев для Алдана и окружающих его территорий установлено следующее. Господствуют субмеридиональные и субширотные простирания, статистически связанные между собой в областях шириной не менее 170 км отношением „золотого сечения“. Лит. – 3, ил. – 2, табл. – 1.

УДК 552.3+551.71, 72

Раннедокембрийский магматизм как индикатор тектонического режима и вещественного состава палеолитосферы. Шуркин К.А. – В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., „Наука“, 1980, с. 106–116.

Анализ структурной локализации, вещественного состава и генетических черт магматических формаций раннего докембрия дает информацию о строении, геотектоническом режиме и термодинамической обстановке в палеолитосфере на первоначальных этапах геологической истории Земли (в интервале 3,5–1,6 млрд. лет). Выясняется, в частности, определенная направленность в проявлении взаимосвязанных тектонических и магматических процессов, обусловленная постепенным уходом от цикла к циклу очагов магмообразования из приповерхностных частей литосферы на все большую глубину, постепенным возрастанием мощности коры за счет формирования ее гранулитогранито-гнейсового слоя и увеличения степени структурной дифференциации коры на фоне общей прогрессирующей ее стабилизации. Вещественный состав древнейших (ранний архей) магматических формаций и физико-химические особенности их образования свидетельствуют о существенно повышенных геотермическом и геодинамическом градиентах на начальном (прогеосинклинальном) этапе становления коры, а также о существовании промежуточного между мантией и корой „андезито-анортозитового“ слоя, с которым вещественно связан

цельный ряд специфических для раннего докембрия магматических формаций.
Лит. - 14 назв., табл. - 1.

УДК 551.262+551.263

Магматические процессы в тектоническом развитии земной коры в докембрии Карелии. С в и р и д е н к о Л.П., С т е н а р ь М.М., Б о г а ч е в А.И. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 116-123.

Формационный анализ последовательности магматизма и плутонизма в пределах Карельского и Ладожского мегаблоков земной коры Карелии позволяет считать, что они сформировались в результате стабилизации разновозрастных подвижных зон. Стабилизация первой относится к рубежу 2700-2800 млн. лет, а второй - к рубежу около 1800-1900 млн. лет; и в том, и в другом случае она сопровождается синскладчатой мигматизацией и гранитизацией. В обеих подвижных зонах домигматитовый период характеризуется широким проявлением магматизма. После стабилизации и до формирования платформенного чехла выделяется период тектоно-магматической активизации, датированный 2100-2200 млн. лет в пределах Карельского мегаблока и 1650-1450 млн. лет в пределах Ладожского мегаблока. Установленная тесная связь магматизма и плутонизма с мантией свидетельствует в пользу главенствующей роли вертикальных перемещений земной коры по отношению к горизонтальным. Лит. - 10 назв., табл. - 1.

УДК [551.24:552.321.1] (471.2+4-17)

Гранитообразование в становлении и эволюции земной коры Балтийского щита. Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Е. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 123-138.

Большая часть гранитов Балтийского щита сформирована в течение четырех эпох: древнейшей (>3,5 млрд. лет), саамской (2,6-2,8 млрд. лет), свекофеннской (1,8-1,9 млрд. лет) и дальсладской (1,2-0,8 млрд. лет). Тоналиты первого этапа имеют уникальный состав, подтверждающий вероятность их принадлежности к габбро-анортозит-тоналитовой коре. Важнейшее значение для становления коры имела Саамская эпоха, сопровождавшаяся значительным привнесом глубинного сиалического материала; она привела к созданию мощной стабильной коры и последовавшей за ней консолидации (эпиархейскому кратону). Со свекофенскими эндогенными процессами связана переработка коры - с увеличением мощности (зона свекофеннид) и без изменения (зона беломорид). Постсвекофеннская стабилизация была нарушена дальсладской активизацией (метаморфизмом, гранитообразованием), приведшей к дальнейшему увеличению "гранитного" слоя коры. Лит. - 24, ил. - 5, табл. - 4.

УДК 551.71 (551.241+551.243) (47+57)

Океаническая и континентальная кора в докембрии. Ш т р е й с Н.А., Б о г д а н о в а С.В., Г о р о ш е н к о Г.Л., Л е й т е с Н.А., М а к а р ы ч е в Г.И., Н о в и к о в а А.С., С а в е л ь е в А.А., Ф е д о р о в с к и й В.С. - В кн.: Проблемы тектоники в раннем докембрии. Л., "Наука", 1980, с. 139-147.

В раннем докембрии, так же как в фанерозое и рифее, выделяются структурно-вещественные комплексы, соответствующие корам континентального и океанического типа, выявляемые в фундаменте древних платформ и срединных массивов складчатых систем фанерозоя. Эти комплексы позволяют реконструировать раннепротерозойские латеральные ряды структур и формаций, рассмотренные на примерах Байкальской складчатой области и Балтийского щита. Латеральные неоднородности подобного типа могут быть намечены и в более глубоком докембрии на примере Алданского щита. Зрелая континентальная кора не существовала изначально. Она возникла в результате структурно-вещественного преобразования более древней коры океанического типа, осуществлявшегося в ходе последовательных стадий геологического процесса. Ил. - 1.

УДК 551.71-551.72-551.14

О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции. К р а т ц К.О., М и т р о ф а н о в Ф.П. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., „Наука“, 1980, с. 147-169.

На основе анализа докембрийских структур разного типа и возраста, включая древнейшие „гранит-зеленокаменные пояса“, делается вывод о том, что в пределах современных докембрийских щитов ведущей тенденцией являлось раннее (древнее 3.0 млрд. лет) новообразование симатической коры и соответствующих поясов на месте тонкой сиалической протокры. Последующее развитие приводило к утолщению и кратонизации континентальной коры, возможно к океанообразованию и распаду проблематичного суперконтинента Пангея. Лит. - 27 назв., ил. - 12.

УДК 551.24.055

Ранний докембрий и тектоника плит. К а л я е в Г.И. - В кн.: Проблемы тектоники в раннем докембрии. Л., „Наука“, 1980, с. 169-178.

Основополагающий вывод, следующий из концепции тектоники плит, состоит в том, что геосинклинальная, или складчатая система любого возраста, в том числе и раннедокембрийского, возникла в результате взаимодействия литосферных плит там, где ранее был океан или островное море. В археинижнем протерозое еще не было континентальных платформ, образующих структурную основу материков. Они сформировались позднее в результате замыкания протогеосинклинальных систем, по крайней мере в среднем протерозое (1900-1600 млн. лет). В раннем докембрии происходило становление материков. Они представляют собой объединенные островные дуги и микролитосферные плиты, бывшие на месте междугловых бассейнов с океанической корой. Подобная палеотектоническая обстановка может быть выявлена на Украинском щите, Воронежском выступе, Канадской, Сибирской и других докембрийских платформах. Лит. - 23, ил. - 1.

УДК: 551.24 (470.21)

Эволюция континентальной коры Кольского полуострова в раннем докембрии. Г о р я и н о в П.М., Ф е д о р о в Е.Е. - В кн.: Проблемы тектоники в раннем докембрии. Л., „Наука“, 1980, с. 179-187.

В истории формирования континентальной коры Кольского полуострова намечается рубеж с возрастом 2,8–2,9 млрд. лет. Он разделяет ее на два этапа. С одной стороны, он знаменует окончательное оформление первых континентальных плит (кратонов), возникших в процессе сегрегации сравнительно небольших гранодиоритовых ядер и подчиненных им мозаичных конформно-изометричных вулканогенно-осадочных поясов (кольская серия) и спаявшихся в процессе складчатости, метаморфизма и гранитизации в крупную плиту (кратон) – Кольско-Норвежский мегаблок. Начиная с рубежа 2,8 млрд. лет, кратонизация окружающей его более молодой океанической коры приобретает качественно иной характер. С этого момента и до окончательной предрифейской кратонизации (1,8 млрд. лет) все более отчетливо проявляется механизм горизонтальной интеграции (скупивания) сегментов океанической коры, отражающий непрерывно-дискретный („унаследованный“) характер развития в этом интервале времени. В геодинамической системе этого времени намечаются все необходимые элементы: зоны раздвига, зоны субдукции, трансформные разломы. Предполагаемая модель предусматривает, что в пределах указанного интервала времени океаническое ложе непрерывно-дискретно „обновлялось“; при этом участки с молодой корой являлись ареной вулканизма, а более древние в это же время испытывали интеграцию, метаморфизм и гранитизацию.

Лит. – 15 назв., ил. – 2.

2 р. 70 к.

3478



«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ

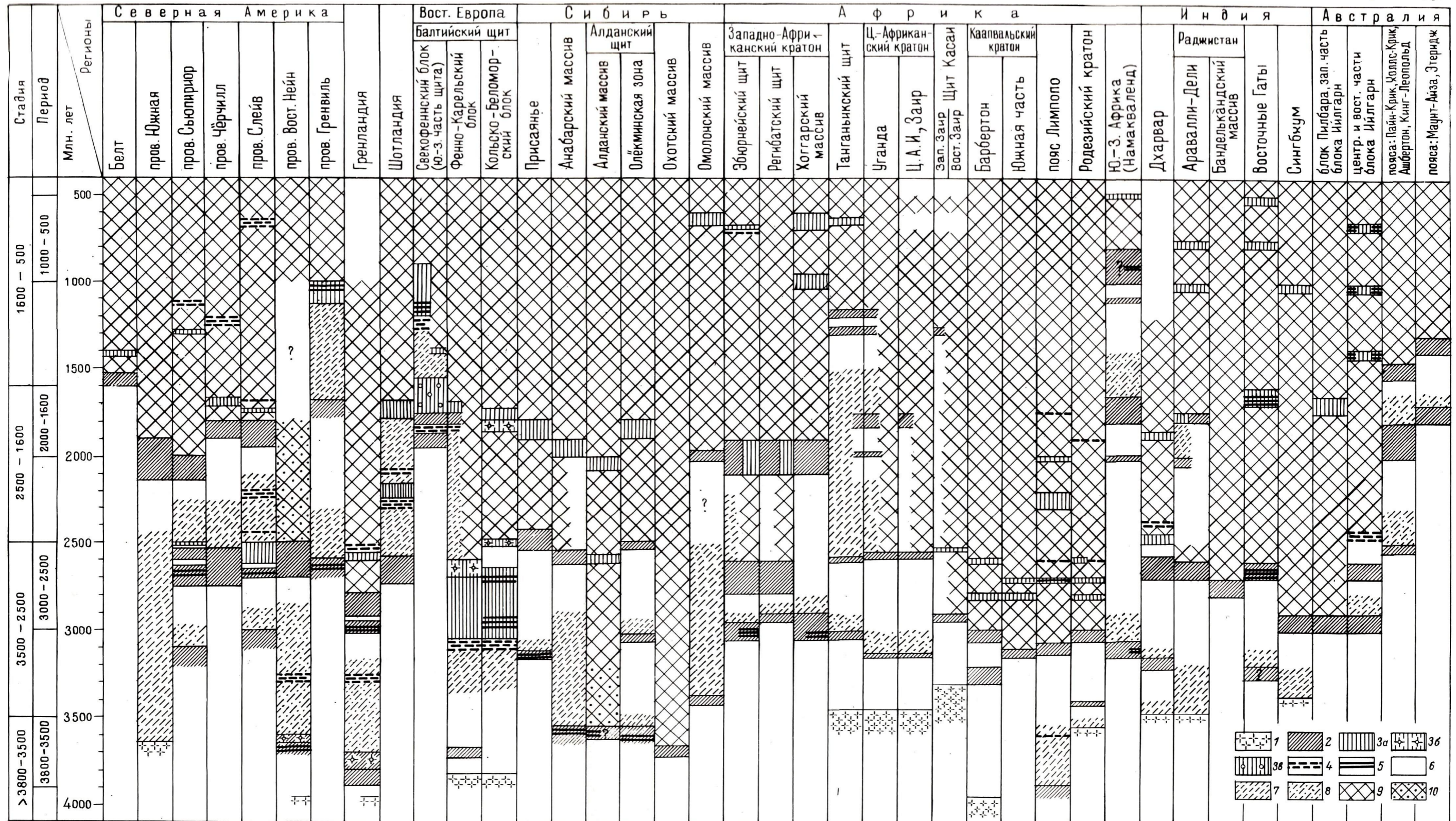


Рис. 1. Схема эндогенных процессов в докембрии.

1 - тоналиты фундамента; 2 - гранитоиды областей с геосинклинальной подготовкой; 3 - гранитоиды областей без геосинклинальной подготовки (а - гнейсо-граниты, мигматиты, пегматиты, гранитоиды, б - постскладчатые калиевые граниты, в - гранитоиды вулканоплутонических

поясов); 4 - рои даек; 5 - гранулитовый метаморфизм; 6 - супракрустальные толщи; 7 - промежуточная консолидация; 8 - предлагаемая промежуточная консолидация; 9 - окончательная консолидация; 10 - предполагаемая окончательная стабилизация.

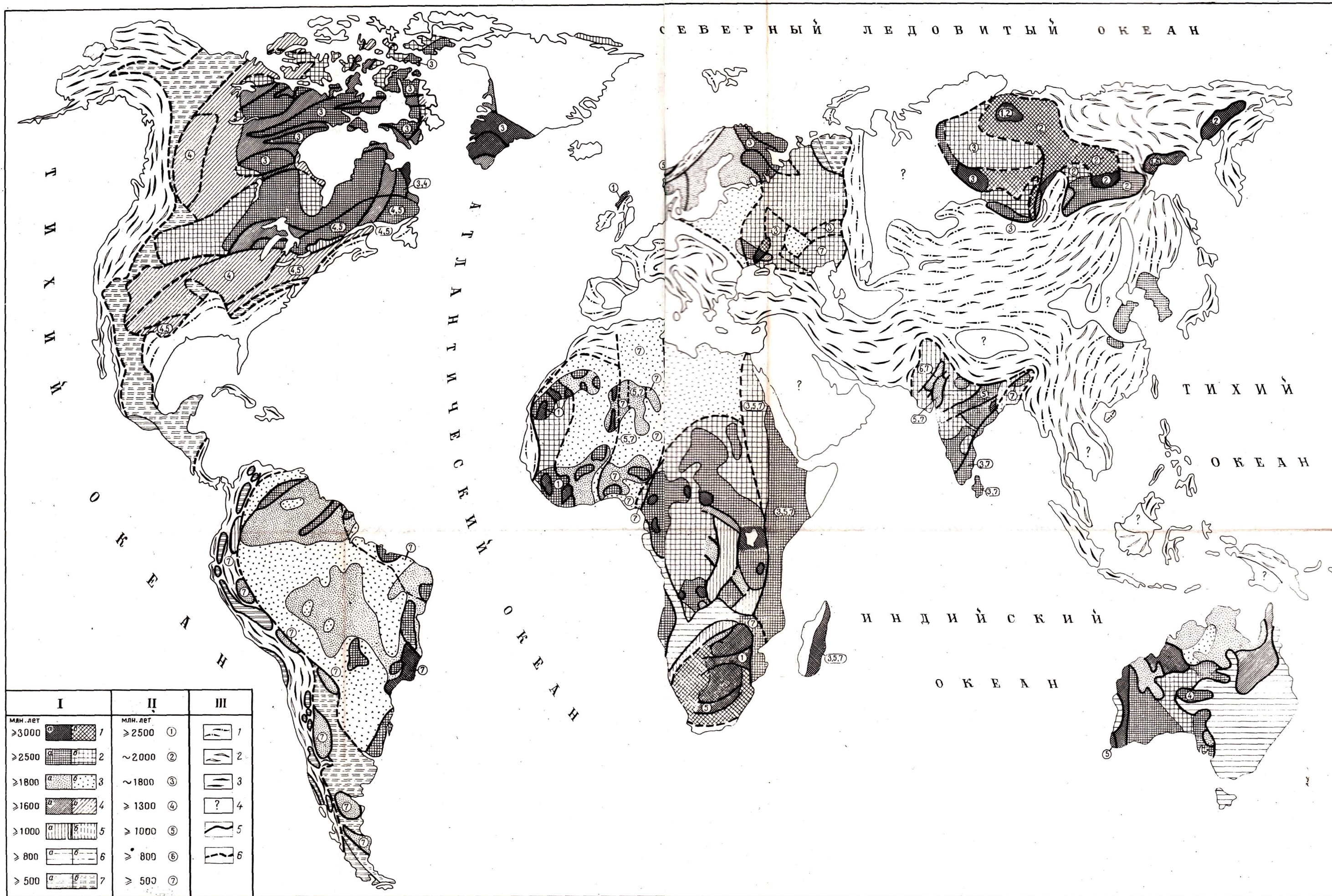


Рис. 2. Схема развития юбилейных поясов в докембрии.

I - мобильные пояса с геосинклинальной подготовкой (а - на открытых территориях, б - под платформенным чехлом); II - мобильные пояса без геосинклинальной подготовки (на карте - цифры в кружках); III - фанерозойские складчатые пояса: 1 - палеозойские, 2 - мезозойские, 3 - кайнозойские, 4 - слабоизученные территории; 5 - границы между разновозрастными мобильными полосами; 6 - предполагаемые геологические границы. Схема составлена с использованием следующих материалов: Тектоническая карта Европы (м-б 1:2 500 000) под ред. Н.С. Шатского, А.А. Богданова и др., 1964; Тектоническая карта фундамента СССР (м-б 1:5 000 000) под ред. Д.В. Наливкина, 1974; Геологическая карта Швеции (Pre-quatarnary rocks of Sweden; editor N.H. Magnusson; scale 1:1 000 000), 1958; Геологическая карта Финляндии (Pre-quatarnary

rocks of Finland; editor A. Simonen; scale 1:2 000 000), 1971; Геологическая карта докембрия континентов (м-б 1:5 000 000) под ред. А.В. Сидоренко, 1975; Tectonic map of Africa (scale 1:5 000 000), G. Choubert, 1968; Tectonic map of Canada (scale 1:2 000 000), C.H. Stockwell; 1968; Tectonic map of India (1:2 000 000), N.A. Eremenko and Negi, 1968; Tectonic map of the World, K. Condie, 1976. Кроме того, использованы следующие публикации: Ч.Б. Борукаев, 1977; J.M. Bertrant e.a., 1972; N. Compston, P. Arriens, 1968; D. Hunter, 1974; A. Kröner, 1977; S. Negve, 1974; Radhakrishna, 1977; E. Wernick., F. de Almeida, 1979.

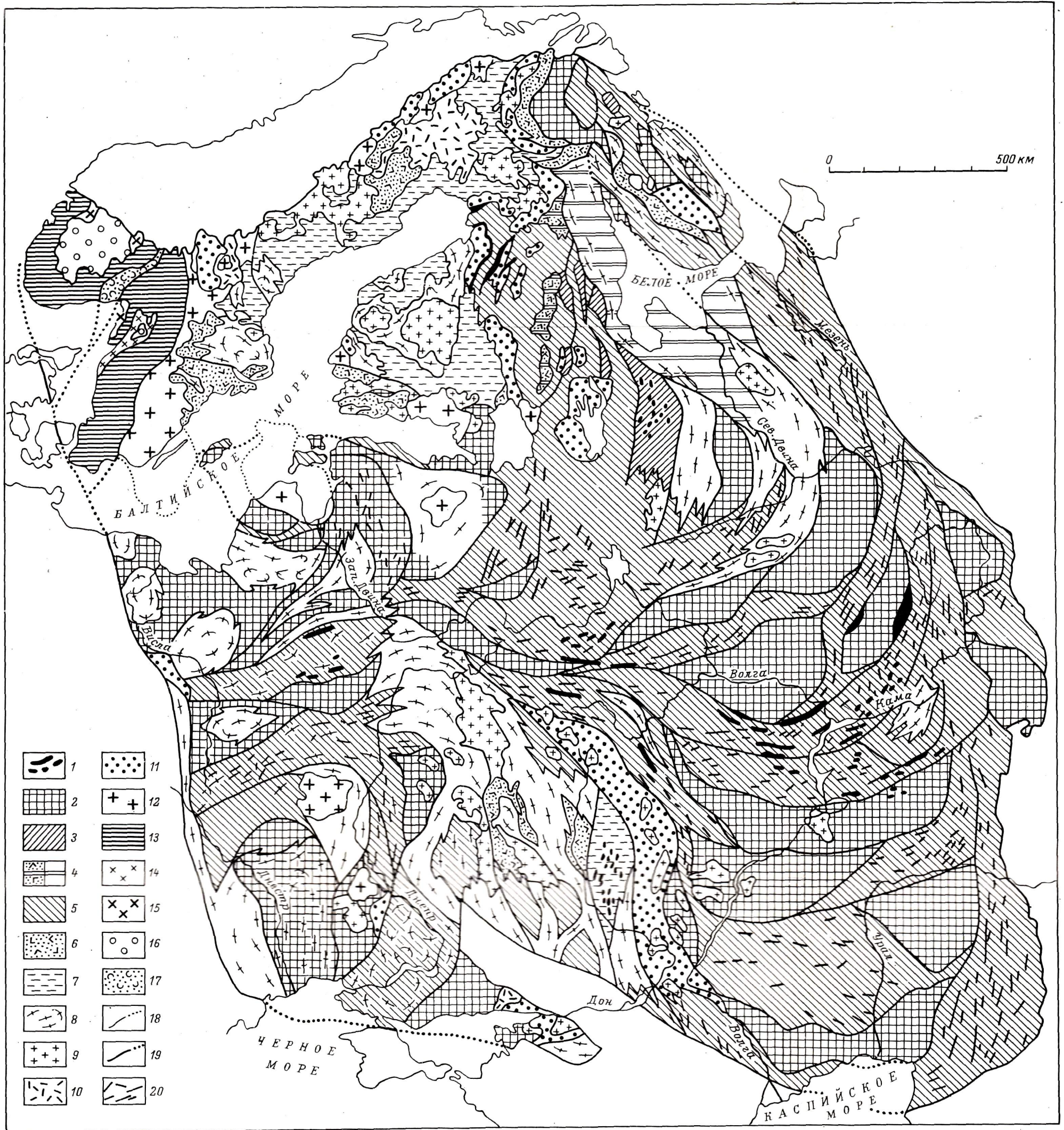


Рис. 1. Тектоническая карта докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Составили С.В. Богданова, Р.А. Гафаров, А.С. Новикова, А.А. Савельев.

Континентальная кора, образовавшаяся к началу рифея (1.7-1.6 млрд. лет назад). 1-2 - комплексы протометаморфического слоя, образовавшегося в архее (к 3.5-3.0 млрд. лет назад): 1 - меланократовый фундамент (гипербазиты, габбро, габбро-анортозиты), 2 - меланократовый фундамент и архейские аналоги образований океанической и переходной стадий, нерасчлененные, подвергшиеся раннепротерозойской гранитизации и регрессивному метаморфизму; 3-12 - комплексы становления и развития гранитно-метаморфического слоя: 3 - океанической стадии (до 2.7 млрд. лет), 4-9 - переходной стадии (4 - вулканогенные и осадочные островных дуг (а) и краевых морей (б), 5 - амфиболит-плагиигранит-гнейсовый и диорит-гнейсово-мигматитовый (2.9-2.7 млрд. лет),

6 - осадочно-вулканогенные островных дуг (2.6-1.9 млрд. лет), 7 - преимущественно сланцевые краевых морей (2.6-1.9 млрд. лет), 8-9 - плагиигранито-гнейсовой и гранодиорит-гранитной формаций (2.3-1.9 млрд. лет): 8 - автохтонных, 9 - аллохтонных), 10-12 - континентальной стадии: 10 - вулканоплутонические (1.7-1.6 млрд. лет), 11 - ранних и поздних моласс, 12 - гранитов рапакиви. Континентальная кора, образовавшаяся в рифее: 13 - комплексы океанической и переходной стадий, нерасчлененные, 14 - гранодиорит-гранитный аллохтонный комплекс, 15 - комплекс щелочных гранитов (0.9 млрд. лет), 16 - комплекс ранних моласс, 17 - наложенные комплексы грабена Осло. Прочие знаки: 18 - границы комплексов; 19 - тектонические швы; 20 - оси магнитных аномалий.

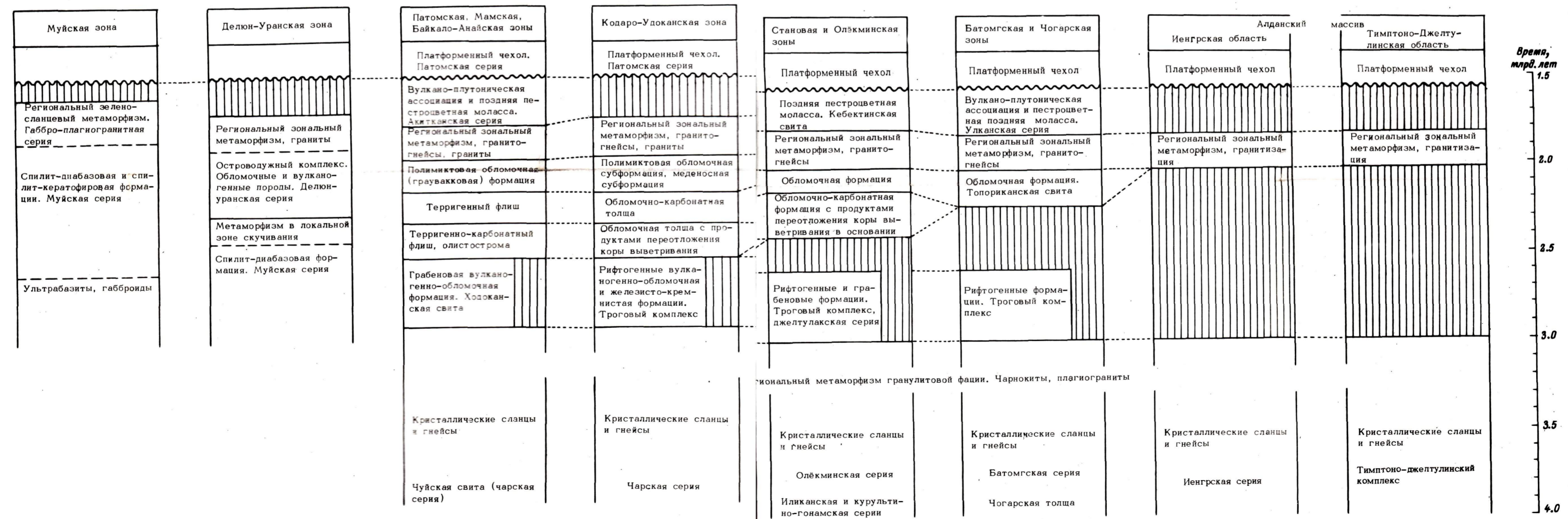
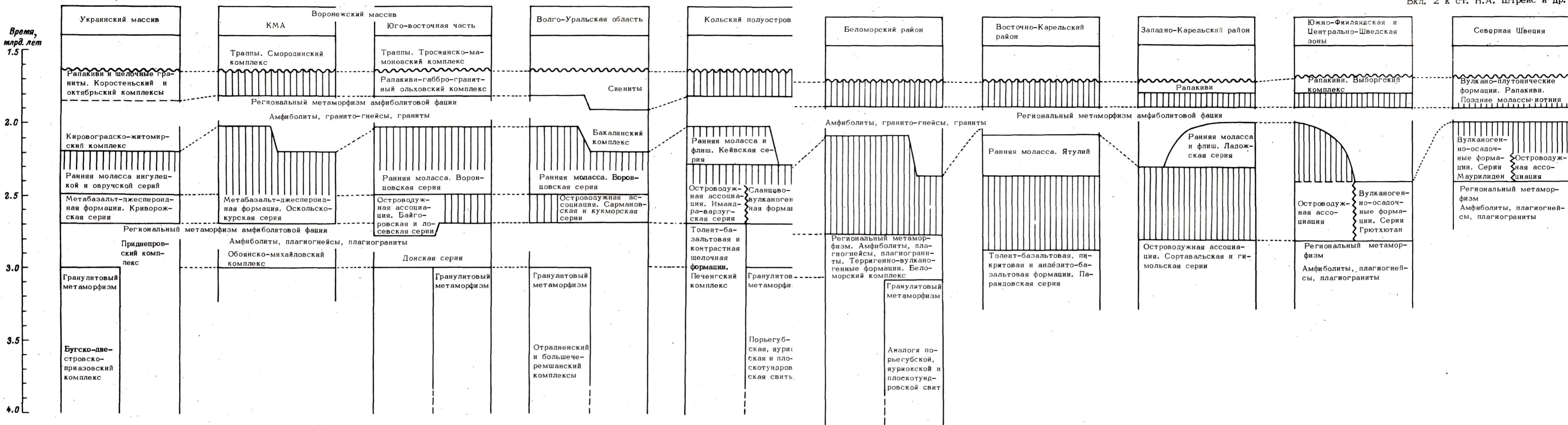


Рис. 2. Структурно-вещественные комплексы и важнейшие события геологической истории дорифейского фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформы.



Рис. 4. Тектоническая карта дорифейского фундамента Сибирской платформы. Составили Р.А. Гафаров, А.М. Лейтес, В.С. Федоровский, Ю.И. Прозоров, М.С. Савинская, К.А. Савинский в 1976 г.

Континентальная кора, образовавшаяся к началу рифея (к 1.7-1.6 млрд. лет назад). 1-4 - комплексы протометаморфического гранулит-базитового слоя, образовавшегося в архее (к 3.5-3.0 млрд. лет назад): 1 - меланократовый фундамент (а - массивы и тела гипербазитов, метагаббро, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и кристаллических сланцев; б - массивы анортозитов и габбро-анортозитов); 2 - меланократовый фундамент и архейские аналоги образований океанической стадии, нерасчлененные, подвергшиеся раннепротерозойской гранитизации и повторному регрессивному метаморфизму (2.4-1.7 млрд. лет); 3, 4 - метаморфизованная архейская осадочно-вулканогенная оболочка первичной земной коры (3 - аналоги образований океанической стадии с преобладанием базальтоидов, 4 - аналоги образований зрелой океанической и переходной стадий, нерасчлененные с широким развитием первично-осадочных компонентов); 5-13 - комплексы становления и развития гранито-метаморфического слоя: 5 - осадочно-вулканогенные океанической стадии (до 2.6 млрд. лет), 6 - осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые рифтогенных шовных прогибов (3.0-2.6 млрд. лет), 7-9 - переходной стадии (7 - островодужные осадочно-вулканогенные известково-щелочные с карбонатной формацией в верхах разреза (2.6-2.0 млрд. лет), 8 - флишоподобные и пестроцветные песчанико-сланцевые и карбонатные протоконтинентального подножия, склона, шельфа и внутренних прогибов (2.6-2.0 млрд. лет), 9 - аллохтонных гранитоидов плагиигранито-гнейсовой и гранодиорит-гранит-

ной формации (2.0-1.7 млрд. лет)); 10-13 - комплексы континентальной стадии (10 - вулканоплутонические, сочетающиеся с поздней молассой, - показатели становления дорифейской зрелой континентальной коры (1.8-1.6 млрд. лет), 11-12 - тела гранитоидов и щелочных магматических образований: 11 - раннепалеозойских, 12 - позднепалеозойских и позднемезозойских; 13 - вулканоплутонический позднемезозойский); 14 - нерасчлененная дорифейская континентальная кора под мощными складчатыми толщами шельфов и склонов позднего докембрия-мезозоя. Молодые континентальные коры нерасчлененные (обрамление Сибирской платформы): 15 - позднедокембрийская - палеозойская (?); 16 а - раннепалеозойская, 16 б - мезозойская. Прочие знаки: 17 - границы комплексов; 18 - тектонические швы; 19 - крупные разломы, структурные швы. Сегменты: I - Тунгусский, II - Нижнеангарский, III - Анабаро-Байкальский, IV - Виллойский, V - Оленёкский, VI - Чарско-Алданский, VII - Становой, VIII - Бодайбинский. Складчатые области и зоны сегментов (цифры в кружках на карте): 1 - Нижнекотуйская, 2 - Анабаро-Мирненская, 3 - Верхнеолёнская, 4 - Тунгская, 5 - Ботубинская, 6 - Киренская, 7 - Усть-Кутская, 8 - Синская, 9 - Нижнеамгинская, 10 - Хандыгская, 11 - Улканская, 12 - Северо-Байкальская, 13 - Тимптоно-Учурская, 14 - Иенгская, 15 - Олёкминская, 16 - Чарская. Важнейшие тектонические швы: 17 - Саяно-Анабарский, 18 - Иркинеевский, 19 - Уджинско-Жиганский, 20 - Линденский, 21 - Байкало-Виллойский, 22 - Ничатский, 23 - Становой.

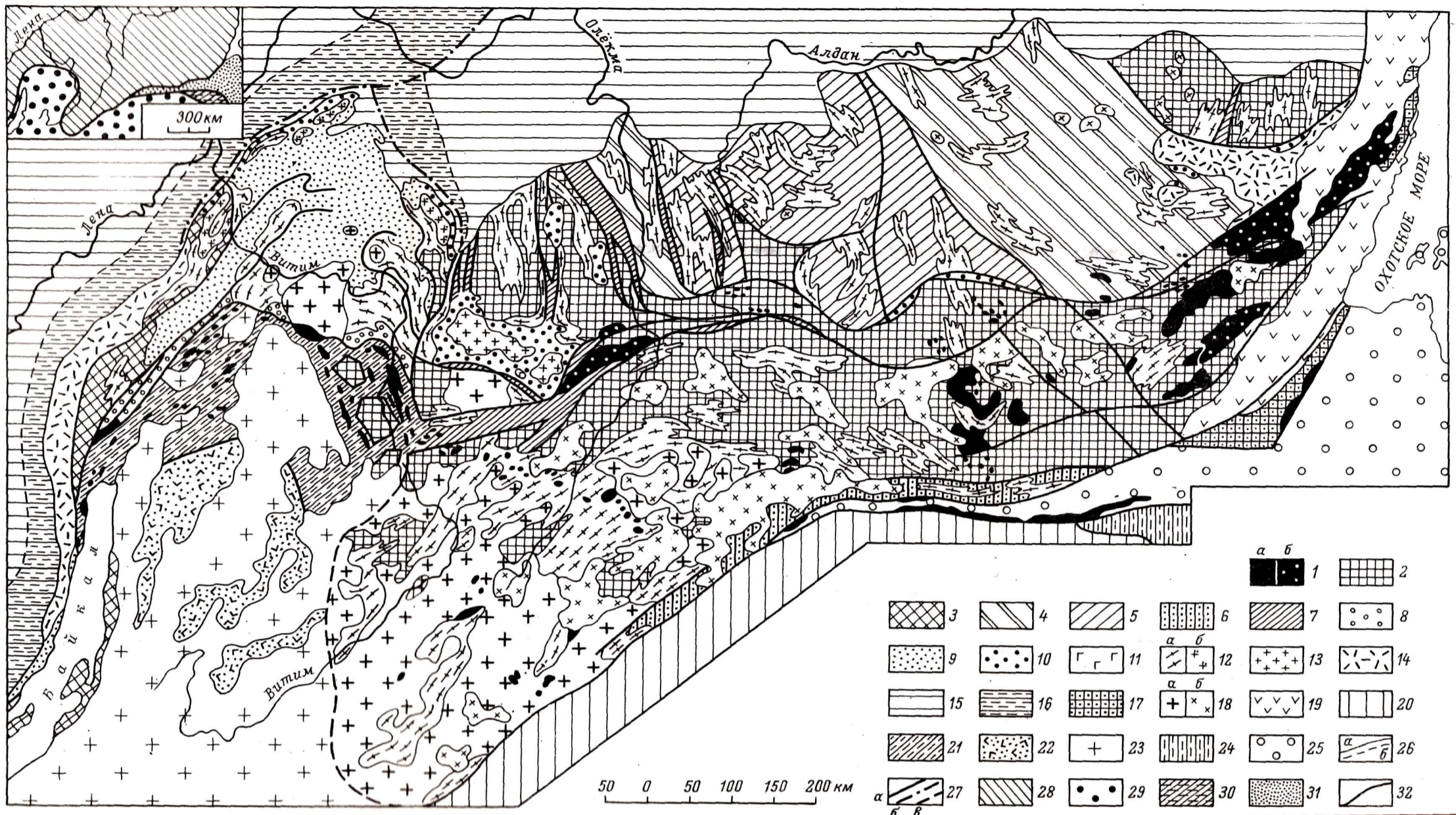


Рис. 3. Тектоническая карта Алданского щита и северной части Байкальской складчатой области. (Составили А.М. Лейтес и В.С. Федоровский в 1975 г.)

1 - комплексы меланократового фундамента: а - массивы и тела гипербазитов, метагаббро и метагабброноритов, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и основных кристаллических сланцев, б - массивы анортозитов и габбро-анортозитов. Континентальная земная кора, образовавшаяся к началу рифея (к 1.7-1.6 млрд. лет назад), - Алданский щит. 2-5 - комплексы протометаморфического слоя, образовавшегося в архее (к 3.5-3.0 млрд. лет назад): 2 - комплексы меланократового базит-гипербазитового фундамента (первичной земной коры) Чарско-Алданского и Станового сегментов и его метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки (аналоги образований океанической стадии), нерасчлененные, фрагменты аллохтонных пластин в области раннепалеозойской континентальной коры, 3 - то же, в пределах Бодайбинского и Байкало-Амурского сегментов, 4, 5 - комплексы метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры (4.0-3.5 млрд. лет); (4 - аналоги образований океанической стадии с преобладанием базальтоидов, 5 - аналоги образований океанической и переходной стадий, нерасчлененные); 6-14 - комплексы и формации становления и развития гранитно-метаморфического слоя континентальной коры: 6 - океанической стадии (до 2.6 млрд. лет), 7 - осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые рифтогенных прогибов (3.0-2.6 млрд. лет), 8-13 - переходной стадии (8 - островодужный осадочно-вулканогенный (2.6-2.0 млрд. лет), 9-10 - показатели становления протометаморфического слоя: 9 - песчанико-сланцевые и карбонатные формации протоконтинентального шельфа, склона и подножия (2.6-2.0 млрд. лет), 10 - пестроцветная меденосная (2.6-2.0 млрд. лет) внутрен-

них прогибов протоконтинента; 11-13 - магматические формации - преобразователи протометаморфического слоя: 11 - расслоенных габбро, 12 - плагиогранито-гнейсовая и гнейсово-мигматитовая гранитоидов (2.4-1.7 млрд. лет) (а - гнейсовидных, преимущественно автохтонных, реже аллохтонных; б - массивных аллохтонных), 13 - аллохтонная гранодиорит-гранитная (2.0-1.7 млрд. лет); 14 - вулканоплутонический и поздняя наземная моласса (1.7-1.6 млрд. лет) - показатели становления континентальной коры; 15-19 - комплексы континентальной стадии: 15-16 - чехол Сибирской платформы (15 - в области малых мощностей чехла, 16 - в зонах с большими мощностями чехла), 17 - палеозойские терригенные континентального склона, 18 - гранитоидные и щелочные плутонические смежных областей более молодой коры (а - раннепалеозойские, б - позднепалеозойские и позднемезозойские), 19 - позднемезозойский вулканоплутонический. Континентальная земная кора, образовавшаяся в раннем палеозое: 20 - нерасчлененная; 21 - комплексы океанической стадии (до 2.0 млрд. лет); 22 - комплексы переходной стадии (позднедокембрийские и кембрийские); 23 - раннепалеозойские гранитоиды - показатели становления континентальной коры. Молодые континентальные коры нерасчлененные: 24 - позднепалеозойская, 25 - позднемезозойская. Прочие знаки: 26 - границы комплексов (а - на поверхности, б - под платформенным чехлом); 27 - структурные швы, границы шарнированных пластин, разломы (а - на поверхности, б - под платформенным чехлом, в - предполагаемые). Обозначения на врезке-схеме расположения разновозрастных континентальных кор: 28-31 - континентальные коры различного возраста (28 - дорифейская, 29 - раннепалеозойская, 30 - позднепалеозойская, 31 - позднемезозойская); 32 - границы между корами различного возраста.

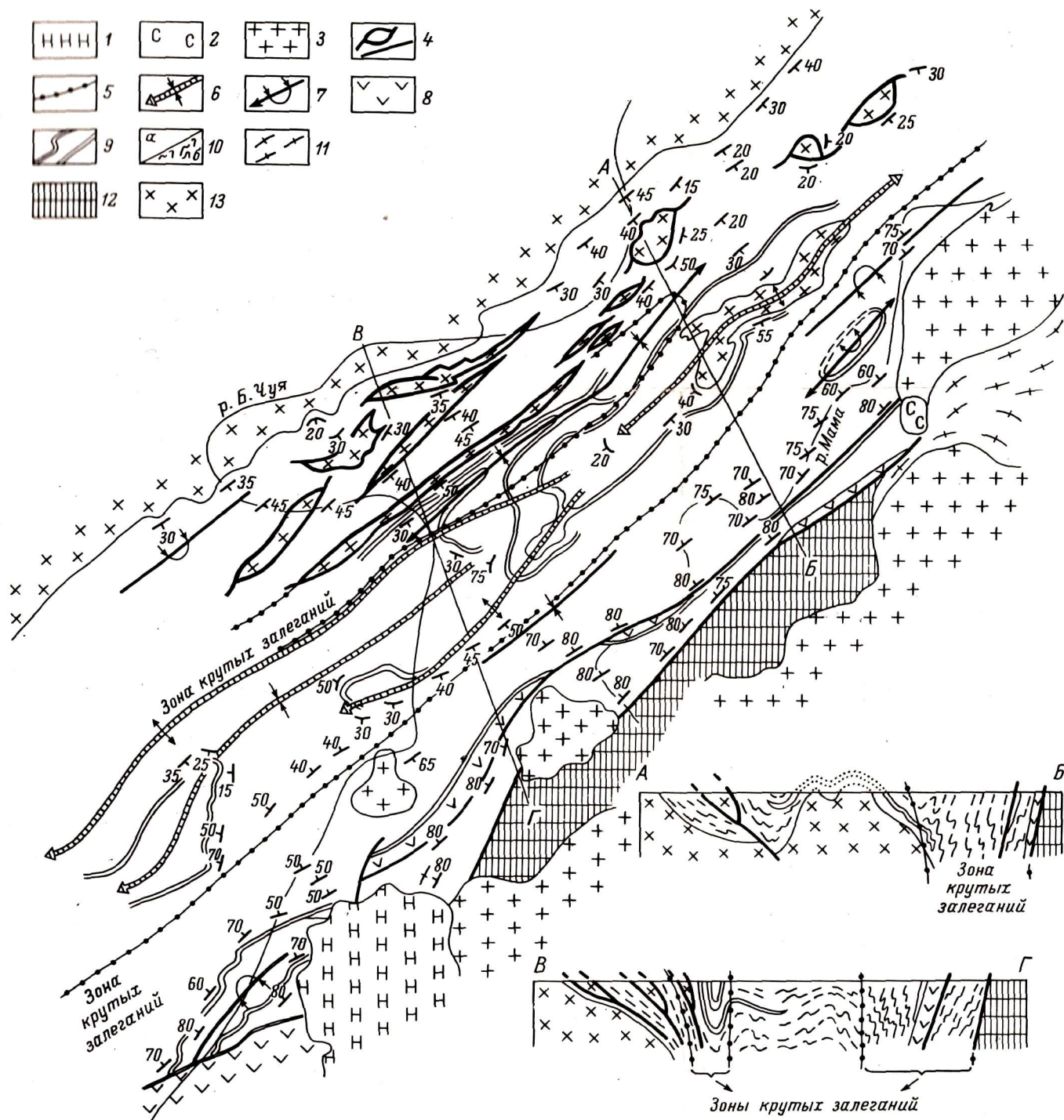


Рис. 3. Структура мамской серии Северо-Байкальского нагорья.

1-3 - постскладчатые варисцийские интрузии (1 - нефелиновые сиениты, 2 - святоноситы, 3 - гранитоиды и щелочные сиениты); 4 - главные тектонические контакты; 5 - границы зон крутых и пологих залеганий в мамской серии; 6 - слабоимодифицированные отраженные структуры; 7 - сильноимодифицированные отраженные структуры; 8 - внедрения мантийных базитов; 9 - отдельные маркирующие горизонты в мамской серии; 10 - породы мамской серии (а - на карте, б - на разрезах), 11-13 - архейский фундамент (11 - гнейсо-граниты мамского гранитного поля, 12 - муйская серия, 13 - гнейсо-граниты чуйского выступа фундамента).

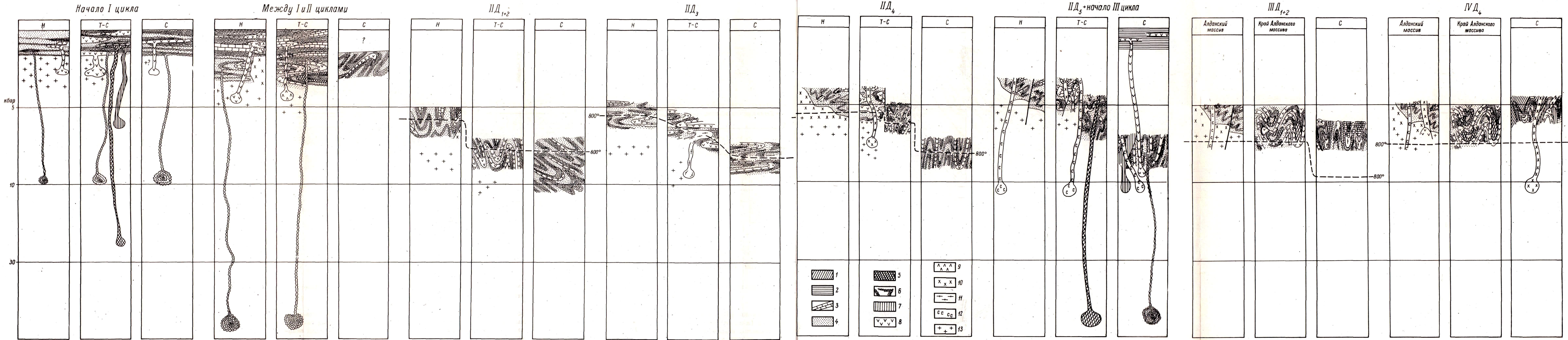


Рис. 5. Схема эволюции эндогенных процессов в раннем докембри Алданского щита и Становой зоны.

1 - вулканогенно-терригенные толщи (чульманский комплекс), 2 - терригенные толщи (становая серия), 3 - карбонатно-терригенные толщи (желтулинская и федоровская серии), 4 - кварцито-глиноземистые толщи (ингурская серия), 5 - гипербазиты, 6 - основные вулканы, 7 - анортозиты и щелочные габброиды, 8 - кислые натриевые породы, 9 - кислые калиевые породы, 10 - существенно калиевые гранитоиды, 11 - мигматиты и гранито-гнейсы, 12 - щелочные породы, 13 - андезитовый палеослой. Зоны: Н - Нимырская, Т-С - Тимптоно-Сутамская, С - Становая.