

Б. А. Блюман

Эволюция событий в истории развития Земли от 4,5 до 0,9 миллиардов лет



Издательство ВСЕГЕИ
Санкт-Петербург • 2015

**Блюман Б. А. Эволюция событий в истории развития Земли от 4,5 до 0,9 миллиардов лет. — СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. — 312 с.
ISBN 978-5-93761-232-8**

В книге анализируются материалы об эволюции геологических и металлогенических событий в геологическом пространстве и во времени в истории развития Земли от 4,5 до 0,9 млрд лет. Выделены временные интервалы: 4,5–4,4; 4,4–3,6; 3,6–2,5; 2,5–1,9; 1,9–0,9 млрд лет по сочетанию в них определенных геологических и металлогенических событий. Эволюционная направленность событий в истории развития Земли заключается в том, что события последующего временного интервала наследуют геологические и металлогенические особенности события (событий) предыдущего временного интервала.

Временной интервал 4,5–4,4 млрд лет включает аккрецию, которая завершается становлением панглобального базальтового магматического океана. Взаимодействие магматического океана с протоатмосферой (4,4–3,6 млрд лет) приводит к формированию мафической протокоры, импактное преобразование которой обуславливает появление гранулитовой коры континентов и формирование на ней первого в истории развития Земли зеленокаменного прогиба Исуа. Знаковые события временного интервала (3,6–2,5 млрд лет) характеризуются формированием зеленокаменных прогибов, наследующих основные особенности первого супракрустального бассейна Исуа. Совокупные геологические и металлогенические события временного интервала 2,5–1,9 млрд лет характеризуются формированием осадочных бассейнов в мелководных условиях.

В интервале 1,9–0,9 млрд лет характер процессов осадконакопления обусловлен дифференциацией тектонических условий становления также мелководных осадочных бассейнов и ареальными проявлениями наземного риолитового вулканизма и близким к ним во времени гранитного магматизма; увеличением в глобальном масштабе площадей, занятых осадочными бассейнами и возрастанием разнообразия их металлогении.

Рассматриваются роль импактных событий в формировании супракрустальных бассейнов, возможные причины появления гидросферы, условия становления зеленокаменных прогибов и осадочных бассейнов, а также возможные причины взаимосвязи и взаимобусловленности геологических и металлогенических событий. Приводятся характеристика месторождений и закономерности их размещения в зеленокаменных прогибах и осадочных бассейнах.

Рассматриваются вопросы происхождения гидросферы Земли, вопросы тектонической терминологии и геологической значимости радиологического датирования событий. Отмечается отсутствие в рассматриваемом временном интервале (4,4–0,9 млрд лет) океанов, подобных современному Мировому океану. Обосновывается положение о том, что сущность эволюции истории Земли заключается в последовательном появлении и распространении на поверхности планеты «знаковых» геологических и металлогенических событий при том, что последующие события наследуют особенности состава строения и металлогении предыдущих событий и в целом определяют нелинейность, направленность и необратимость эволюции геологических и металлогенических событий в истории развития Земли в интервале от 4,5 до 0,9 млрд лет.

Илл. 108, список лит. 91 наим.

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук *А. В. Молчанов*
кандидат геолого-минералогических наук *В. В. Шатов*

- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2015
- © Блюман Б. А., 2015

Событие — событность кого с кем, чего с чем, пребывание вместе и в одно время; событность происшествий, совместность, по времени, современность. Событные происшествия, современные, в одно время случившиеся.

В. И. Даль. Толковый словарь живого великорусского языка

ВВЕДЕНИЕ

Приступая к работе, автор руководствовался следующими целями: 1) проверить свои познания о событиях ранней истории Земли; 2) проанализировать, насколько доступные ему данные находятся в соответствии с положением об эволюционном развитии и совокупности геологических и металлогенических событий; 3) оценить, насколько далеко вглубь геологической истории может распространяться область действия основных положений тектоники плит. Анализируя сведения о событиях ранней истории Земли, автор пришел к определенным, не во всем традиционным, представлениям и счел в итоге вполне обоснованным желание поделиться с коллегами результатами своих изысканий. Принципиально важным для решения поставленных задач является понимание события как такового. Именно с этой целью в эпиграфе приведено определение слова «событие» из Толкового словаря русского языка В. И. Даля, в котором ключевым является «событность происшествий, совместность, по времени». В таком ключе автор и предполагал изложение содержательных событий в истории развития Земли, рассматривая совместность во времени геологических и металлогенических событий. Автор не был до конца уверен в положительном результате затеянного исследования и не предполагал, что может получиться в конечном итоге. Только потом стало понятно, насколько трудны поставленные задачи и достижимы цели исследования, сформулированные еще до начала работы. Тем не менее, задачи отчасти были, как кажется автору, выполнены, а о корректности их решения, конечно, судить коллегам.

Здесь вполне правомерно привести замечание, касающееся представительности используемого в работе геологического материала. Древнейшие в истории Земли геологические образования доступны для изучения только в пределах сравнительно ограниченных по площади щитов континентов и в значительной степени скрыты под «покровом» платформ и складчатонадвиговых областей и, можно предположить (см. далее), в основании коры Мирового океана. Известный материал по древнейшим комплексам континентов позволяет с определенной долей условности использовать его для анализа эволюции событий в ранней истории Земли. Иначе говоря, совокупно проявленные геологические и металлогенические события ранней истории Земли и по времени, и по месту распространены неравномерно

по поверхности Земли или, говоря современным геологическим языком, по территориям современных кратонов. С другой стороны, эволюционная сущность направленного развития событий в ранней истории Земли заключается в том, что последующие по времени структуры, по сути структурно-вещественные комплексы, в определенной мере наследуют особенности состава и строения предыдущих структур независимо от места и времени их размещения. Одновременно с этим выявляется и несходство некоторых особенностей состава и строения, а также металлогенических особенностей последовательно формирующихся структур. Важна и другая, сегодня не всегда учитываемая особенность становления таких структур в истории ранней Земли: их становление происходит в условиях существования высоконагретой и пластичной протокоры, выступающей в роли основания, активно взаимодействующего с протоатмосферой еще до времени заложения на нем первых осадочных бассейнов. В этот промежуток времени и протокора основания, и сами осадочные бассейны участвуют в активном взаимодействии как с высоконагретым основанием, так и с насыщенной газами и водными парами протоатмосферой. Эти характеристики протокоры основания (высоконагретость и пластичность), как и характеристики протоатмосферы, унаследованы от начальной стадии — стадии формирования мафической протокоры. Другая принципиально важная цель задуманного анализа — оценить, насколько первые и последующие супракрустальные прогибы (бассейны) могли в начале и в конце этой стадии соответствовать современным геодинамическим обстановкам существования какого-либо океана, и оценить корректность использования тектоники плит применительно к этим супракрустальным бассейнам. Вначале следует определить временные интервалы, к которым могут быть отнесены прогибы, составляющие сущность выделяемой автором ранней стадии развития Земли. В соответствии с Международной шкалой геологического времени (2003) эта стадия охватывает промежуток времени от 3,6 млрд лет (первый в истории развития Земли супракрустальный бассейн Исуа в Западной Гренландии) — палеоархей и далее без перерыва до границы мезо-неопротерозоя — 0,9 млрд лет, начиная с которого в различных участках поверхности Земли появляются обширные бассейны, соответствующие чехлам древних платформ, или бассейны, впоследствии превращающиеся в складчато-надвиговые пояса, рассмотрение которых не входило в задачу автора, так как освоение такого гигантского материала не по силам одиночке. И здесь отдать должное нужно гигантам отечественной геологии и металлогении В. Е. Хаину и В. И. Смирнову, показавшим в своих работах, что такое в принципе вполне возможно. Но не следует забывать, что у них за спиной стоял коллектив учеников и единомышленников, бесспорно способствовавших удачному завершению работ. Другой принципиально важной особенностью задуманного труда было желание (по возможности) использовать работы, авторы которых, по образному выражению В. Гамильтона [Hamilton, 2007], не принадлежат к «модельно-зависимым» (англ. model-dependent), т. е. не ориентированным безальтернативно в своих построениях на какую-либо из существующих геодинамических моделей,

но, к сожалению, количество таких очень невелико. Модельная зависимость — предпочтительное, безальтернативное принятие базовых положений тектоники плит — массовое явление в современной зарубежной и отечественной геологии.

Автору представляется целесообразным предварить работу вступительным словом академика РАН Б. С. Соколова (без купюр), приведенном в сборнике статей «Эволюция геологических процессов в истории Земли», опубликованном в 1993 г. и посвященном 80-летию академика РАН А. Л. Яншина (М., 1993. 240 с.):

«Волею стечения обстоятельств и по просьбе Александра Леонидовича Яншина я оказался в роли открывающего программу такого знаменательного совещания. За председательский стол я попал вдруг и у меня, естественно, нет ни малейшего основания думать, что те несколько слов, которые я должен сказать, вы примете за подобающее событию «Вступительное слово». Поставленная проблема огромна и неисчерпаема. И вероятно, нет ни одного размышляющего геолога и вообще естествоиспытателя, посвятившего себя наукам о Земле и жизни, которого бы она не волновала. Так было и так будет. Приходилось, однако, не раз слышать, что проблема не нова и тривиальна. Она действительно такова, но лишь для тех, кто тривиально мыслит, для кого гераклитовское «все течет» является успокоительным и достаточным объяснением природы окружающего нас физического мира, его статической картины. Но в том-то и дело, что беспокойный ум исследователя ищет совсем иного ответа: он хочет знать ход этого течения, отношения противоречивых процессов бесконечного геологического прошлого, все его катаклизмы, кризисы, выходы из них — словом, содержательную сторону процесса, породившего феноменальное разнообразие в живой и мертвой природе. Привычно все это мы именуем эволюцией.

Но прежде всего я должен обратиться к поводу, ставшему причиной нашего собрания в этом прославленном зале московских ученых и Академии наук СССР. Это 80-летие Александра Леонидовича Яншина, увенчанного множеством хорошо известных званий, постов и наград. Выдающаяся личность Александра Леонидовича сама по себе могла бы быть достаточным поводом и многоплановой темой обсуждения его исключительно плодотворной и разнообразной научной, организационной, просветительской, а теперь уже и общественно-политической деятельности, растянувшейся на шесть десятилетий. Но этот сюжет Александр Леонидович, вероятно, счел исчерпанным к своему 75-летию, которое было торжественно отмечено особым заседанием Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР в стенах родного ему Геологического института Академии наук, где я имел удовольствие произнести приветственную речь. К ней есть что добавить: ведь прошло еще пять лет, на протяжении которых круто менялась жизнь нашего общества, вовлекшего в этот поворот новые интеллектуальные силы и потребовавшего от ученых яншинского типа и эрудиции нового отношения к проблемам экологии и качества жизни. Однако в эти дни Александр Леонидович призвал нас сделать нечто

большее и имеющее общее значение в науке. Тем не менее, начнем с поздравления!

Что же такое эволюция геологических процессов в истории Земли, откуда пришло столь часто употребляемое нами, геологами, понятие «эволюция», что мы в него вкладываем? Понятие «эволюция» (и в природе, и в обществе) уже давно стало общефилософским. С ним неразрывно связаны наши представления о развитии, течении природных процессов, их изменениях, движении, разворачивании меняющейся картины мира. Но конкретно в науки о Земле оно пришло из биологии и заняло в них фундаментальное положение. Более того, войдя в геологический обиход, понятие эволюции сделало более емкими и представления самой биологической эволюции, оно в первую очередь создало наиболее прочную основу интегрирования геологии и биологии, т. е. наук о Земле и жизни вообще. Строго говоря, несмотря на впечатляющие успехи молекулярной генетики и физико-химической петрологии, строящиеся здания теоретической биологии и теоретической геологии все еще находятся «в лесах», и, быть может, только концепция эволюции (а лучше сказать — коэволюции) составляет ядро их оснований.

Эволюция, в каком бы масштабе микро- и макромира ее ни воспринимать, немислима без стрелы (координаты) времени. Последнее, как геологическое время, определимо по своей протяженности и членимо (от миллиардов до тысяч и даже сотен лет) только в геологии благодаря методам изотопной хронометрии. Прямым или корреляционным способом к этой стреле времени могут быть привязаны любые физические или биологические (палеонтологические) феномены геологического прошлого. Они могут быть реконструированы в определенные последовательности, объяснены как иерархические или ритмические целостности, доказательно представлены как геологические неоднородности или биологическое разнообразие в рамках геологической одновременности. В этом и заключается фундаментальное значение геологии для всего естествознания. Историзм геологии — сердцевина этой науки, и любые геодинамические концепции, претендующие на теоретическое значение, или прогностические поисковые модели (металлогенические, углеводородных циклов и т. п.) должны быть прежде всего согласованы с этой главной, контролирующей особенностью геологии. Носители датировок геологического времени и палеонтологическая летопись, значение неполноты которой Ч. Дарвин так резко преувеличил, уже давно позволили создать определенный порядок в видимом хаосе геологических документов, хотя перед детализацией этого порядка нет никаких пределов. Этот порядок имеет опорное значение во всех реконструкциях эволюции геологических процессов. Только достижение его современного уровня позволило приступить к реализации таких мировых предприятий, как «Международная программа геологической корреляции», программа «Литосфера» и программа «Глобальные изменения», с особым вниманием к новейшим геологическим событиям.

Но каким же в целом представляется эволюционный процесс? Судя по остроте вспыхивающих дискуссий, на этот вопрос нет однозначного от-

вета; и, возможно, геологи образуют сейчас ту группу исследователей, которая не очень разделяет полярные страсти биологов. Восприняв из биологии и необратимость эволюционного процесса, и неравномерность темпов эволюции, и направленность эволюционного процесса вообще, геологи и палеонтологи внесли свой особый вклад в понимание пространственно-временных аспектов эволюции на протяжении почти 4 млрд лет земной истории, что не всегда в должной мере оценивалось и оценивается исследователями-актуалистами. Оставаясь одним из ключевых в геологии, метод актуализма играет совершенно исключительную роль в расшифровке различных ситуаций геологического прошлого (экосистемных, геофизических и т. п.), но он же полностью отвергает стабильность действия геобиосферных факторов и «бесконфликтное» течение эволюционного процесса.

В сущности говоря, эти обстоятельства и создали базу дискуссии эволюционистов между градуалистами и пунктуалистами, т. е. сторонниками обновленной концепции «прерывистого равновесия». В геологических науках эта дискуссия непосредственно возвращает нас к оценке катастроф в истории Земли, к новому сопоставлению представлений об эволюции как медленном и постепенном (градуалистическом) процессе или как процессе, периодически переживающем кратковременные быстрые революционные преобразования (скачки), которые резко меняют состояние, ход и направление эволюционного процесса. Теория «прерывистого равновесия» легко находит многочисленных сторонников в геологической среде, но эволюция Земли и биосферы в целом — столь длительное и многоликое явление в истории планеты, что, вероятно, правильнее всего было бы не отдавать предпочтение той или иной эволюционной концепции («или-или»), а, согласившись, что эволюционный процесс немислим без революционных перестроек, заниматься строгим обобщением грандиозного фонда наших фактических знаний в свете геологического историзма.

Земля во всем ее многообразии, с ее уникальными биосферой, водно-осадочной стратисферой, корами выветривания, почвенным покровом, геофизическими полями — совершенно особая система в семье Солнца и, вероятно, в нашей Галактике, ее надо и изучать как таковую, нанизывая все события на столь же уникально документированную ось времени (миллиарды лет). Мы многого достигли в понимании геосферной структуры планеты — литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы, но наши знания все еще неполны, а во многих отношениях они не вышли из стадии первоначального накопления. Особенно это относится к истории и эволюции атмосферы и Мирового океана, о которой одни говорят как о древнейшей (может быть, протоархейской) оболочке со сложным ходом развития, тогда как другие лишь как о мезозойском Мировом океане. Само собой разумеется, что полноценный ответ на такой жгучий вопрос принесет только глубокое сравнительное изучение стратисферы континентов и океанического ложа.

У меня нет сомнения, что открывающееся совещание более чем своевремененно. По своему содержанию оно может стать программным для наших дальнейших исследований и будущих встреч».

Автор прочел это вступительное слово «на одном дыхании» и искренне надеется, что коллеги это примут также. Во многом речь Б. С. Соколова вполне отвечает сегодняшним воззрениям автора и задачам данной работы. Перед изложением поставленных задач и предполагаемых способов их решения приведем еще раз ключевую цитату выступления Б. С. Соколова: *«Эволюция, в каком бы масштабе микро- и макромира ее ни воспринимать, немыслима без стрелы (координаты) времени... Прямым или корреляционным способом к этой стреле времени могут быть привязаны любые физические или биологические (палеонтологические) феномены геологического прошлого. Они могут быть реконструированы в определенные последовательности, объяснены как иерархические или ритмические целостности, доказательно представлены как геологические неоднородности или биологическое разнообразие в рамках геологической одновременности. В этом и заключается фундаментальное значение геологии для всего естествознания. Историзм геологии — сердцевина этой науки, и любые геодинамические концепции, претендующие на теоретическое значение, или прогностические поисковые модели (металлогенические, углеводородных циклов и т. п.) должны быть прежде всего согласованы с этой главной, контролирующей особенностью геологии».*

Кроме перечисленных выше вопросов, ответы на которые пытался получить автор, не был учтен еще один немаловажный и очень интересный в научном и практическом отношении вопрос. В середине прошлого века, а может быть и раньше, произошло разделение общей геологии (исначально геогнозии) на ряд отдельных наук, в том числе геологию и металлогению (см. далее). Это, наверно, было следствием все более возрастающей специальной информации и необходимостью, в частности для металлогении, использовать наиболее рационально сведения для поиска и прогноза какого-либо оруденения или шире конкретных видов полезных ископаемых. Для этой цели использовались отдельные и общегеологические положения как потенциальные критерии, набор которых не всегда или, наоборот, всегда был различен для различных видов полезных ископаемых. В худшем случае эти данные изымались из общего геологического контекста, многое теряя при этом. Базовый вопрос, который стоял перед автором работы можно сформулировать по-разному. Что определило разделение геологии и металлогении? Или: что способствовало заметному обособлению металлогении? И наконец: насколько продуктивной оказалось относительное обособление металлогении от системы геологических наук? Частичные ответы на эти вопросы можно найти в цитируемых далее фрагментах работ, опубликованных в разные годы, в основном так или иначе представляющих металлогеническую школу ВСЕГЕИ. Данный вопрос в известной мере нарочит, т. к. современная металлогения основана на сумме геологических данных, но она же сегодня вполне зависима от базовых тектонических — геодинамических построений и в значительной мере изолирована от собственно исторической геологии, в основе которой лежат сведения по стратиграфии, магматизму, тектонике пликативных и дизъюнктивных структур и пр. В качестве доказательства высказанного положения можно процитировать работы по металлогении, созданные ме-

таллогенической школой ВСЕГЕИ еще в середине прошлого века. Особенно ценны в этом отношении работы Ю. А. Билибина в области региональной металлогении. Последние годы своей жизни (1944–1952) он полностью посвятил этой важной проблеме, создав во ВСЕГЕИ крупный коллектив геологов, работавших под его руководством: Ю. А. Арапов, Т. В. Билибина, Д. В. Вознесенский, Е. Н. Горецкая, В. Г. Грушевой, К. И. Дворцова, В. С. Домарев, М. И. Ициксон, Е. Д. Карпова, Г. С. Лабазин, Н. К. Морозенко, А. П. Никольский, Г. Л. Падалка, Ю. Ир. Половинкина, А. И. Семенов, В. М. Сергиевский, В. И. Серпухов, П. М. Татаринев, П. К. Чихачев, Н. В. Шабаров. Коллектив разработал на базе большого фактического материала общие принципы регионального металлогенического анализа, положив в основу идею Ю. А. Билибина о том, что *«процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных и, в частности, рудных месторождений, представляют одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры. В своем историческом развитии они теснейшим образом взаимосвязаны с другими сторонами этого же процесса, то есть осадконакоплением, тектоническими движениями (развитие структур), магматической деятельностью и метаморфизмом. Процессы минерализации могут и должны изучаться лишь в своем историческом развитии и в теснейшей взаимосвязи со всеми другими сторонами геологического развития земной коры»* (1955).

Считается, что магматические и связанные с ними минеральные комплексы, как и осадочные формации со свойственными им месторождениями, проявляются в процессе развития каждого подвижного пояса в некоторой определенной последовательности, более или менее выдержанной, независимо от геологического времени существования геосинклинали и длительности формирования складчатых структур. Это позволило расчленить процессы геологического и металлогенического развития подвижных зон земной коры на ряд характерных последовательно сменяющихся этапов. Обычно выделяются от трех до пяти этапов. Каждый естественно-исторический этап развития подвижной зоны характеризуется определенным режимом тектонических движений, специфическими особенностями осадконакопления, магматизма, метаморфизма и процессов рудообразования. В развитии подвижных поясов, как правило, выделяется три главных этапа: 1) собственно геосинклиальный этап; 2) этап перехода геосинклинали в мобильный складчатый пояс; 3) этап развития мобильного складчатого пояса. В первый период металлогенических исследований этим этапам были присвоены названия – ранний, средний и поздний соответственно. В последующем при изучении некоторых подвижных поясов оказалось возможным в собственно геосинклиальной стадии развития выделять начальные и ранние этапы, а в развитии мобильного складчатого пояса поздние и конечные этапы развития. Однако сколько-нибудь четких границ между начальными и ранними, а также между поздними и конечными этапами развития подвижных поясов, имеющих общее значение по всей совокупности процессов (тектонический режим, фазы складчатости, осадконакопление, магматическая деятельность и др.), не устанавливается.

В работе «Методическое пособие по металлогении» под ред. Б. Н. Ерофеева и В. Т. Матвеевко, вышедшей из печати в 1976 г., отмечалось, что руководящей идеей металлогении как науки является положение о том, что минеральные месторождения — одно из звеньев в сложной цепи геологических и прочих природных процессов и что причины их возникновения, формирования во времени и распределения в земной коре должны рассматриваться во взаимосвязи с данными процессами или их результатами, т. е. с геологическими образованиями. Из этого следует, что основной задачей металлогенических исследований является выяснение главных условий и причин образования и сосредоточения в тектонических структурах земной коры (в процессе их развития) минеральных месторождений и установление общих и частных закономерностей этих причин и условий для использования в практических целях. Металлогенические особенности (закономерности) выявляются в итоге изучения месторождений и всей совокупности геологических образований того или иного региона: осадочных и осадочно-вулканогенных толщ (их стратиграфии, литологии, фаций, формаций), складчатых и разрывных нарушений, магматических и метаморфических образований, палеоландшафтных и палеоклиматических условий и т. д. Металлогения, по мнению авторов и редакторов «Методического пособия...», принадлежит к геологическому разделу естественных наук, и для познания закономерностей возникновения, формирования во времени и локализации в геологическом пространстве месторождений пользуется теми же приемами, которые существуют в геологии вообще. Металлогенические исследования в первую очередь должны сводиться к установлению, изучению и описанию фактов, т. е. к выяснению всех тех геологических и прочих образований (и явлений), которые прямо или косвенно приводят к накоплению в земной коре тех или иных химических элементов в промышленных количествах. На основе выявленных или предполагаемых фактов определяются главные причины и условия образования во времени и локализации в пространстве месторождений, что пока при металлогенических исследованиях находится на уровне эмпирических, теоретических логических построений. Намеченные особенности проверяются на практике поисков и разведки месторождений и становятся реальными закономерностями, если подтверждаются практикой. Металлогения (от слова «металлогенез» — происхождение металлов) — область науки о полезных ископаемых, изучающая общетеоретические, региональные и локальные особенности (закономерности) возникновения, формирования во времени и распределения в геологическом пространстве минеральных месторождений в зависимости от геологических и других факторов, изменяющихся в процессе поступательного развития земной коры. Эти закономерности — основа металлогенического анализа. Они выявляются путем изучения особенностей тектонического строения той или иной территории и истории ее развития — геосинклинально-складчатого пояса, платформы, области тектонического и магматического омоложения (активизации) древних структур или значительных по величине их частей (складчатых областей, систем, платформ, щитов, синеклиз и т. д.). Эти особен-

ности обусловлены различными по характеру, длительности и интенсивности тектоническими движениями, а следовательно, и особенностями осадконакопления, магматизма, метаморфизма, а также теми или иными чертами палеогеографии и т. д. Иначе говоря, в региональном плане особенности возникновения, образования во времени и размещения в геологическом пространстве месторождений познаются на основе изучения стратиграфических, литологических, тектонических, магматических, метаморфических, геохимических, геоморфологических, палеоклиматических, палеогидрогеологических и других факторов, изменяющихся в процессе развития земной коры.

Заключительным этапом региональных исследований в соответствии с «Методическим пособием...» является определение общих металлогенических, включая геохимические, особенностей обширных территорий, их металлогеническое районирование и определение общих потенциальных возможностей намеченных провинций, районов, зон и других площадей с целью планирования геологосъемочных и поисковых работ в масштабе всей страны и в обширных регионах. Знание количества минерального сырья в известных хорошо изученных металлоносных районах, зонах и узлах позволяет аналитико-синтетическим методом и методом простой аналогии подойти к оценке его количества на новых перспективных площадях. Региональные металлогенические исследования имеют, конечно, существенное значение и для теоретической геологии и металлогении. Основным исходным положением металлогенических исследований и составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт локальных металлоносных площадей, в частности выявленных при региональных построениях, является установление местных причин и факторов, влияющих на особенности (условия) образования во времени и размещения в пространстве месторождений. Они устанавливаются путем изучения известных месторождений, складчатых и разрывных тектонических структур, стратиграфических разрезов и их литофациальных и формационных особенностей, рудоносных интрузивных, субвулканических и эффузивных комплексов и особенно их отдельных представителей, разнофациальных метаморфических комплексов, величины эрозии геологических объектов, включая месторождения, и т. д.

Общая металлогения, по Ю. А. Билибину, — раздел металлогении, изучающий на теоретической и эмпирической основе общие геологические (и геохимические) закономерности формирования во времени и размещения в земной коре месторождений полезных ископаемых. Металлогения изучает и сопоставляет металлогенические особенности различных по историко-геологическому развитию (или направленности) геосинклинально-складчатых поясов и областей или иных тектонических элементов в земной коре, выясняет взаимосвязи полезных ископаемых с горными породами того или иного происхождения и состава, рассматривает положение минерализации в тектоно-магматическом процессе развития геосинклинально-складчатых поясов и платформ, а также зависимости накопления экзогенных руд от палеоклиматических, палеоландшафтных и прочих условий,

выясняет роль метаморфических процессов преобразования горных пород и руд и т. п.

Эта проблема привлекала значительное международное внимание еще в 1970- и 1980-х годах (Laznicka, 1973; Veizer, 1976; Рундквист, 1984; Мейер, 1981, 1988). Существуют два различных подхода к ее рассмотрению: (1) в зависимости от возраста месторождений, вскрытых на поверхности или обнаруженных в недрах (Домарев, 1970), (Laznicka, 1973), и (2) построение истории развития определенных участков Земли в различных дисциплинах, геологических и других науках, с последующим включением в нее примеров известных рудных месторождений (Watson, 1973, 1978; Lambert and Growes, 1981; Hatchinson, 1981). Достаточно противоположны взгляды на положение системы руда — время рудообразования и общей цикличности рудообразующих процессов (Билибин, 1968; Veizer, 1976, и др.). Рассматривается также эволюционная необратимость процессов рудообразования (Рундквист, 1968; Хатчинсон, 1981b, и др.).

В соответствии с представлениями традиционной отечественной школы металлогении, созданной во ВСЕГЕИ, доминирующая роль тектонических (геодинамических сегодня) представлений не подчеркивается, а тектоника является лишь одним из равноправных признаков наряду с исторической геологией при проведении металлогенических исследований.

По мнению Д. В. Рундквиста и И. К. Рундквист [1994], в последние десятилетия в отечественной металлогении наметились два главных направления. Первое ориентировано на детальное изучение происхождения руд и месторождений, создание геолого-генетических моделей главнейших промышленных типов месторождений и глубинных рудообразующих систем. Это направление разрабатывалось преимущественно в институтах Академии наук и координировалось ее Научным советом по рудообразованию. Зарубежная металлогения значительно раньше отечественной (еще в 1960–70-е годы) стала использовать плейт-тектонические построения, учитывающие глобальные перемещения континентальных плит в геологической истории. В нашей же стране вплоть до середины 80-х годов продолжалась дискуссия на эту тему, высказывались опасения в правомерности и возможности применения данных глобальной тектоники плит для поисков полезных ископаемых. В результате к началу 1990-х годов у нас наметилось серьезное отставание не только в области компьютерных технологий, но и в глобальной металлогении, которое все более усиливалось, так как оперативность анализа и быстрота принятия решений, столь необходимые при определении направлений геологоразведочных работ, полностью зависели от компьютерных технологий. К тому же отсутствие плейт-тектонических построений ограничивало развитие представлений о пространственной и возрастной корреляции оруденения, о палеогеографических, палеоклиматических и палеогеодинамических условиях рудогенеза, а также формирование новых нестандартных подходов к решению прогнозных задач. Таким образом, по мнению Д. В. Рундквиста и И. К. Рундквист, к началу 90-х годов выявились существенные отличия металлогении в нашей стране и за рубежом. Быстро развивается плейт-тектоническая концепция.

Сегодня ее используют не только для молодых мезо-кайнозойских, но и для палеозойских складчатых областей, а также докембрийских щитов. Распространение многих положений тектоники плит на длительные интервалы геологического времени помогает устанавливать связь процесса формирования месторождений уже не с отдельными геодинамическими обстановками, а с их эволюционными рядами.

Приведенные фрагменты, по мнению автора, достаточно убедительно показывают последовательно, как металлогения выделялась в самостоятельную науку со своим предметом и методами исследований. Насколько продуктивным оказалось это разделение, наверное, следует оценить нашим последователям. Автор в своей работе пытался проследить во взаимосвязи совокупное геологическое и металлогеническое развитие глобальных структур Земли и ее начальных и ранних стадий во временном интервале от начала аккреции до границы мезо- и неопротерозоя. Насколько удалось продемонстрировать совокупность и неразделимость геологических и металлогенических процессов, судить коллегам, но автор считает, что такая неразделимость — совокупность геологических и металлогенических процессов достаточно хорошо иллюстрирует базовые положения Ю. А. Билибина и его современников, выделенные в тексте жирным курсивом.

Во многом основополагающим для отечественной металлогении явилось разработанное А. Д. Щегловым еще в середине XX в. положение о тектономагматической активизации, появившееся после выхода из печати ставшей классической работы «Эндогенная металлогения Западного Забайкалья» [1966]. Принципиально важной особенностью термина было то, что одна из его составляющих включалась в орбиту действующих рудообразующих собственно металлогенических, а также и общегеологических факторов — внекоровый фактор, т. е. металлогения, в соответствии с представлениями А. Д. Щеглова, получила новое свойство — литосферный характер, при котором взаимодействовали и кора, и верхняя мантия. Это и определило в дальнейшем появление такой характеристики геологических и металлогенических процессов, как нелинейность, и явилось следствием появления терминов «нелинейная металлогения», а затем и «нелинейная геология». Одним из принципиальных достоинств термина «тектоно-магматическая активизация» является то, что несмотря на многие годы, прошедшие со времени его появления, он трактуется практически всеми исследователями достаточно однозначно, вероятно, по причине его полной и детальной обоснованности фактическим материалом по металлогении Западного Забайкалья. Этого нельзя сказать о других очень важных в общегеологическом отношении терминах «рифт» и «рифтогенез». Сегодня они интерпретируются и используются в силу неоднозначности определения очень широко — применительно как к кайнозойским рифтам континентов и океанов, так и к процессам докембрия и фанерозоя, характеризующимися ареальным проявлением мафического магматизма в линейных зонах, а также как причина появления в том числе и изолированных внутрикратонных впадин, о которых речь пойдет далее.

Возвращаясь к теме разобщенности геологии и металлогении в качестве примера можно привести уже упоминавшихся академиков В. Е. Хаина и В. И. Смирнова. Интересы В. Е. Хаина концентрировались в области региональной геологии и тектоники, а В. И. Смирнова в области региональной металлогении и геологии рудных месторождений. В этом смысле относительно повезло геологии и месторождениям бассейновым, их формирование неразрывно связано с процессами осадконакопления — стратиграфией, литологией и пр. Возможно, одним из первых, кто ощутил возникающую брешь между геологией и минерагенией в широком смысле этого термина, был чл.-корр. РАН Л. И. Красный, по инициативе которого и при участии автора в 2000 г. была завершена работа над Геолого-минерагенической картой Мира м-ба 1 : 15 000 000 с четырьмя специализированными объяснительными записками. В составлении карты и записок участвовал представительный коллектив сотрудников отраслевых институтов и РАН. Создание карты и записок не завершилось обстоятельным анализом содержащегося в них материала в силу того, что энергия Л. И. Красного реализовалась спустя четыре года выходом из печати (2004) тома «Тектоника и геодинамика», задуманного им же Энциклопедического справочника «Планета Земля». А еще спустя четыре года (2008) был опубликован следующий том этого справочника «Минерагения».

Концепция данной работы менялась в процессе ее выполнения из-за того, что объем доступного автору материала оказался в силу ряда обстоятельств непосилен. И в конечном счете пришлось ограничиться рассмотрением ранней истории Земли. Этот вопрос затрагивался в ранее опубликованных работах [Блюман, 2005, 2007, 2013]. И все же несмотря на это автор в процессе подготовки работы был вынужден ввести дополнительные ограничения временным интервалам от стадии аккреции 4,5 млрд лет до временного рубежа 2,5 и далее 0,9 млрд лет.

Поясним понятие «история развития Земли», и какие по Международной шкале времени (2003) хронологические интервалы эта история занимает. В начало исследуемого периода отнесены процессы аккреции, включая позднюю (late) (4,5–4,4 млрд лет). Последующий промежуток времени, также отнесенный автором к ранней истории Земли и наследующий во многом заключительные стадии процесса аккреции, включает процессы формирования преимущественно мафической протокоры (4,4–3,6 млрд лет), протоатмосферы, их термохимическое взаимодействие и формирование нижнекорковых гранулитов и в конце этого времени первого наиболее древнего в истории Земли зеленокаменного прогиба Исуа Западной Гренландии. Автор впервые столкнулся со сложностями разграничения событий одного временного интервала от другого. В период 4,5–4,4 млрд лет, особенно в его конце, сочетаются процессы поздней аккреции, формирование базальтового магматического океана, протоатмосферы и начало взаимодействия протоатмосферы и базальтового магматического океана, когда предположительно начинает формироваться мафическая протокора. В это же время активно проявлены процессы импактной бомбардировки поверхности планеты и последовательного преобразования форми-

рующейся и уже сформированной протокры в гранулитовые комплексы нижней коры континентов, и, наконец, в завершение этого промежутка времени происходит формирование древнейшего зеленокаменного прогиба Исуа. Та же непрерывность — эволюционность — направленность событий по стреле времени И. С. Пригожина в истории ранней Земли характеризует и другие последующие процессы. Следует вначале отметить, что выделенные определения событий обусловили нежелательность их наименования — обозначения каким-либо определенным событием в силу того, что они (события) разнообразны в каждом из временных интервалов, и сходные события могут быть проявлены в близких по значениям временных интервалах. Как показал опыт работы, временные интервалы, выбранные для их выделения, оказались не совсем удачными, так как не существует отчетливых временных границ, отделяющих один интервал от другого. Из двух вариантов — знаковые события и временные интервалы автор был вынужден выделить временные интервалы для разделения событий, осознавая при этом определенное несовершенство этого подхода.

К начальной истории развития Земли целесообразно отнести значительный промежуток времени от 3,6 до 2,5 млрд лет, когда в разных участках поверхности Земли широко распространяются зеленокаменные прогибы, вскоре после своего формирования преобразующиеся в гранодиорит (не гранит!) — зеленокаменные области. И наконец, 2,5–1,9 и 1,9–0,9 млрд лет — время формирования осадочных бассейнов — предшественников крупных осадочных бассейнов, которые, начиная с неопротерозоя преобразуются в складчато-надвиговые области, уже не характерные для ранней истории Земли и начинающих другую, не раннюю историю Земли. Обозначения этих временных интервалов также относятся к знаковым событиям, хотя и в глобальных масштабах, как будет показано далее. Каждый из последующих временных интервалов в определенном смысле наследует особенности развития событий, в том числе и знаковых, предыдущего интервала. В этом и заключается, по мнению автора, эволюционная сущность событийной истории развития ранней Земли, как и последующих стадий. Понятие «событие» в данном случае включает в себя и совокупность собственно геологических и металлогенических процессов, синхронно и отчасти сингенетично проявленных на определенной части поверхности Земли. Именно эта содержательная часть понятия события — соучастия в определенном интервале времени — наиболее значима.

В работе сочетаются факты, приведенные в разные годы отечественными и зарубежными исследователями, авторские оценки этих фактов и гипотетические положения. Создание этого материала вызвано желанием заглянуть вглубь геологической истории Земли. Небольшое количество документов, в отличие от последующих времен, позволяет предлагать возможные версии происходивших событий, полагаясь в основном на здравый смысл и эмпирический почти полувековой опыт геологических исследований автора. Рациональное, по мнению автора, сочетание фактов и предположений — версий может стать предметом размышлений и обсуждений на обозначенную тему.

Считаю своим приятным долгом выразить признательность Виктору Людвиговичу Масайтису, а из содержания работы будет понятно, почему именно ему. Речь идет о роли импактных процессов в ранней истории развития Земли, о чем неоднократно [2005, 2007, 2013] упоминал и автор этой работы.

Автор благодарен рецензентам Анатолию Васильевичу Молчанову и Виталию Витальевичу Шатову – признанным специалистам в области региональной геологии и металлогении.

Публикация работы стала возможной только при содействии генерального директора ВСЕГЕИ Олега Владимировича Петрова и его заместителя Виктора Ивановича Колесникова, которым автор искренне признателен.

ГЛАВА 1

События временного интервала 4,5–4,4 млрд лет

Прежде чем рассматривать сведения о событии гетерогенной аккреции, ознакомимся вкратце с материалом, который участвует в создании планеты: метеоритами и, в частности, хондритами. Их краткая характеристика приводится по данным интернет-энциклопедии Википедия. Подавляющее большинство каменных метеоритов (92,3% каменных, 85,7% от общего числа падений) – хондриты. Так они называются, поскольку содержат хондры – сферические или эллиптические образования преимущественно силикатного состава. Большинство хондр имеет размер не более 1 мм в диаметре, но некоторые могут достигать и нескольких миллиметров. Хондры находятся в обломочной или мелкокристаллической матрице, причём нередко матрица отличается от хондр не столько по составу, сколько по кристаллическому строению. Состав хондритов практически полностью повторяет химический состав Солнца, за исключением лёгких газов, таких как водород и гелий. Поэтому считается, что хондриты образовались непосредственно из протопланетного облака, окружавшего и окружающего Солнце, путём конденсации вещества и аккреции пыли с промежуточным нагреванием. Их разделяют на три больших класса в зависимости от степени окисления содержащегося в них железа: энстатитовые (E), обыкновенные (O) и углистые (C). В том же порядке в них увеличивается содержание окисленного (двух- и трехвалентного) железа. Хондриты также делятся на шесть (в некоторых источниках на семь) петрологических типов, которые отличаются проявлениями теплового метаморфизма.

Тип 1 применяется для обозначения хондритов, в которых плохо различимы хондры и в которых содержится большое количество воды и углерода. В последнее время применяется для обозначения метеоритов, перенесших обильное гидрологическое изменение, при котором оливин и пироксен были смешаны с водной составляющей. Такое изменение обычно происходит при температурах 50–150 °С, поэтому хондриты первого типа не нагреваются до температур, при которых возможен тепловой метаморфизм. В основном это CI-хондриты.

Тип 2 описывает хондриты, столкнувшиеся с обильным гидрологическим изменением, но с всё ещё распознаваемыми хондрами и с первичным содержанием оливина и пироксена. В результате гидратации образуется мелкозернистая матрица. Такое изменение происходит при температурах ниже 20 °С, поэтому метеориты также не испытывают теплового метаморфизма. В основном это SM- и CR-хондриты.

Тип 3 означает низкую степень теплового метаморфизма. Такие метеориты обычно неустойчивы, так как составляющие их минералы могут существовать в различном спектральном составе, отражая особенности образования в большом многообразии условий в солнечной системе (типы 1 и 2 также являются неустойчивыми). Если хондрит остается неизменным ему присваивается тип 3,0. При возрастании петрологического типа от 3,1 до 3,9 в метеорите происходят глубокие минералогические изменения, начиная от пыльной матрицы, постепенно затрагивая крупнозернистые компоненты, например, хондры.

Типы 4, 5 и 6 — это устойчивые метеориты с высокой степенью теплового метаморфизма. Их минеральный состав практически однородный из-за влияния высоких температур. В типе 4 матрица рекристаллизуется и становится более грубой, с большим размером зерна. В хондритах типа 5 хондры становятся расплывчатыми и матрицу практически невозможно обнаружить. В хондритах типа 6 хондры и матрица неразличимы.

Тип 7 введен некоторыми исследователями для обозначения хондритов, подвергшихся (кратковременно) наиболее высоким температурам, которые могли привести к плавлению метеорита. В ученом сообществе пока отсутствует консенсус относительно необходимости типа 7, так как при плавлении метеорита его можно классифицировать как примитивный ахондрит.

Наиболее распространен обыкновенный тип метеоритов, которые делятся по химическому составу на три группы: H, L и LL (H — от англ. high — высокий; L (low) — низкий). Эти группы имеют подобные свойства, но различны по содержанию железа и сидерофильных элементов ($H > L > LL$) и соотношению окисленного железа и металлического ($LL > L > H$). Количество металлического железа также увеличивается от группы LL к L и далее к H.

H-хондриты представлены в основном петрологическими типами 3–6, а L- и LL-хондриты петрологическими типами 3–7.

Обыкновенные хондриты обычно подвергаются тепловому метаморфизму при температурах от 400 (петрологический тип 3) до 950 °С и выше (тип 6–7), а также иногда ударному давлению порядка 1000 атмосфер. Хондры заполняются обломочным материалом и принимают неправильную форму.

Углистые хондриты содержат много железа, которое почти всё находится в соединениях силикатов. Благодаря магнетиту (Fe_3O_4), графиту, саже и некоторым органическим соединениям углистые хондриты приобретают темную окраску. Содержат значительное количество гидросиликатов (серпентин, хлорит, монтмориллонит и др.). Гидросиликаты в составе

хондритов существенно влияют на их плотность, например, в CV-хондритах около 3,2, а в CI-хондритах около 2,2 г/см³.

CI-хондриты характеризуются обильным содержанием гидратированных силикатов. Преобладает септехлорит. В CI-хондритах гидросиликаты обычно встречаются в форме стекла (в аморфном состоянии). В CI-метеоритах вообще нет хондр, что является исключением для хондритов.

SM-хондриты состоят на 10–15% из связанной в составе гидросиликатов воды и 10–30% пироксена и оливина в хондрах.

CO- и CV-хондриты содержат около 1% связанной воды и состоят в основном из пироксена, оливина и других дегидратированных силикатов. В этих хондритах также встречается небольшое количество никелистого железа.

Энстатитовые хондриты состоят в основном из железа в его свободном состоянии, т. е. при нулевой валентности, и силикатных соединений, в которых железо почти отсутствует. Пироксен в метеоритах этого типа содержится в виде энстатита, от которого и произошло название класса хондритов. Энстатитовые хондриты, судя по их структурным и минералогическим особенностям, были подвергнуты тепловому метаморфизму при максимальных для них температурах (600–1000 °С), поэтому в них присутствует меньше всего летучих соединений, а среди других классов хондритов энстатитовые признаются самыми восстановленными. Хондры заполнены обломочным материалом, находятся в темной мелкодисперсной матрице, имеют неправильную форму.

EH (high enstatite) содержат небольшие хондры (~0,2 мм), а также высокое содержание сидерофильных элементов кремния. Более 10% породы состоит из металлических зерен.

EL (low enstatite) содержат большие хондры (> 0,5 мм), а также более низкое содержание сидерофильных элементов кремния.

Последовательность аккреции Земли. А. Халлидей (Halliday, 2007) считает, что первоначальный планетарный диск состоял из газов и пылевых частиц и только после того, как частицы были аккрецированы в более крупные объекты, могли начинаться процессы гравитационной дифференциации. На это предположительно уходит время около 1000 лет, и только после формирования тел размером около 1 км гравитация начинает играть значительную роль в процессе аккреции, скорость и эффективность которой во многом определяется присутствием небулярного газа. Этот же газ определяет появление горячей примитивной атмосферы, которая оказывает «бланкетирующий» (blanket – одеяло) эффект, следствием которого в свою очередь являлось образование магматического океана в процессе взаимодействия ранней атмосферы и плавления.

Чтобы объяснить установленную распространенность химических элементов в мантии Земли, Х. Венке, Г. Дрейбус и Э. Ягоуц [1987] предложили следующую модель гетерогенной аккреции двух компонентов. Аккреция начинается с накопления *сильно восстановленного* материала, лишённого умеренно летучих и более летучих элементов и содержащего все остальные элементы в относительных количествах, соответствующих угли-

стому хондриту С1. Железо и все сидерофильные элементы присутствуют в металлической форме, кремний частично в виде металла, Cr, Mn и V в виде металлов или сульфидов. Этот материал рассматривается как *компонент А*. Вследствие высокой температуры, которая достигается в ходе аккреции, одновременно с этим процессом происходит сегрегация металла, т. е. формирование ядра.

После аккреции примерно двух третей массы Земли и после образования ядра начинается накопление все более и более *окисленного материала* (Fe, Ni, Co, W и все другие сидерофильные и оксифильные элементы представлены оксидами). Этот материал рассматривается как *компонент В*. Все элементы в нем, включая умеренно летучие и по крайней мере часть более летучих элементов, содержатся в пропорциях, характерных для С1. Предполагается, что в процессе дальнейшего развития аккреции металл компонента А, который еще сохраняется, но его количество уменьшается, способствует полному извлечению наиболее сидерофильных элементов (Ir, Au и др.) и их переносу в ядро. Действительно, в результате реакции железа с материалом компонента В образуется сплав Fe-Fe-S. Благородные металлы растворяются преимущественно в расплаве FeO-FeS и экстрагируются из мантии. Компонент В содержит также летучие элементы: галогены, S, H₂O и углерод. Последний представлен преимущественно органическими соединениями, как это установлено для углистых хондритов С1. При падении на Землю органическое вещество хондритов разлагается с образованием H₂O и CO₂. Наличие H₂O, а также Fe³⁺ приводит к тому, что металлическое железо становится в конце концов неустойчивым и наиболее сидерофильные элементы, содержащиеся в последних 0,2% массы вещества, формирующего Землю, сохраняются в мантии в относительных количествах, соответствующих хондриту. Однако следует иметь в виду отсутствие химического равновесия между металлическим железом и силикатами.

Х. Венке, Г. Дрейбус и Э. Ягоуц [1987] рассмотрели сведения свидетельствующие в пользу гетерогенной аккреции Земли и следствия гетерогенной аккреции. Предполагалось, что в течение первой фазы аккреции компонент А является преобладающим, т. е. к растущей Земле добавляется лишь малое количество умеренно летучих и собственно летучих элементов. Вода в это время неустойчива, поскольку она должна реагировать с металлическим железом: $Fe^0 + H_2O = FeO + H_2$. Если при этом имеется металлический кремний, то фугитивность кислорода должна быть еще ниже. В любом случае относительное количество FeO должно быть значительно ниже уровня, характерного для современной мантии. Если имеется углерод, то и он должен находиться в элементарной форме.

Благодаря энергии аккреции Земля нагревается до температуры выше солидуса силикатов. Поскольку максимальная температура достигается вблизи поверхности растущей Земли, плавление развивается от внешней зоны вглубь планеты. Однако отделение металлической фазы, начинаясь уже при низких степенях частичного плавления, генерирует дополнительную энергию на больших глубинах. Можно предполагать, что с того мо-

мента, когда Земля достигла около 10% конечной массы, обособление металлической фазы и формирование ядра происходили почти одновременно с аккрецией. После того как Земля нарастила примерно две трети современной массы, отношение компонента В к компоненту А начало быстро увеличиваться. Вместе с ростом содержаний умеренно летучих элементов и оксидов металлов увеличивалось также количество H_2O и CO_2 . Высокая температура, существовавшая во время аккреции, по данным Х. Венке, Г. Дрейбуса и Э. Ягоутца [1987], приводила почти к полной дегазации вовлеченного в этот процесс вещества, которое и до этого было уже в значительной степени лишено летучих элементов в результате импактных взаимодействий. Вследствие этого внутри растущей планеты сохранялись лишь следы H_2O и CO_2 . Возникает мощная атмосфера, состоящая в основном из H_2O а парниковый эффект такой атмосферы способствует возникновению магматического океана глубиной около 100 км. Растворимость газов в магме регулирует атмосферное давление, которое в свою очередь контролирует глубину магматического океана благодаря парниковому эффекту. Магматический океан обогащается летучими (Cl, Br, I, Tl, Pb и др.) и некогерентными элементами относительно твердой мантии, которая становится очень сухой и лишенной летучих элементов. Впоследствии мантия служит местом стока летучих элементов, а не их источником. Как считают Х. Венке, Г. Дрейбус и Э. Ягоутц [1987], энергия аккреции, аккумулированная Землей, составляет около $1,8 \cdot 10^{31}$ Дж, энергия, выделившаяся во время формирования ядра, $1,5 \cdot 10^{31}$ Дж; вместе с тем энергия, связанная с распадом K, Th и U в течение 4,55 млрд лет, равна $0,6 \cdot 10^{31}$ Дж. Таким образом, около 85% общей энергии Земли выделилось в процессе аккреции. Если время аккреции составляло около 1% возраста Земли, то энергетическая мощность аккреции примерно в 500 раз превышает среднюю энергетическую мощность распада радиоактивных элементов. Очевидно, что компонент В добавлялся к мантии, внешний слой которой находился в расплавленном состоянии.

Интенсивная конвекция в мантии, по данным этих исследователей, приводила к почти полной гомогенизации силикатной составляющей компонента А и вещества компонента В, за исключением тех элементов, которые благодаря своему некогерентному характеру или летучести концентрировались в магматическом океане. Конвекция в твердой и расплавленной частях мантии происходила независимо, поскольку вязкости были резко различными. По мере развития аккреции граница между твердой и жидкой зонами непрерывно перемещалась вверх вследствие осаждения кристаллов на дно магматического океана. Следовательно, все когерентные элементы компонента В легко смешивались с твердой фракцией мантии. Обогащение магматического океана некогерентными элементами должно было компенсироваться лишь слабым обеднением ими твердой мантии. К моменту формирования конечной массы Земля уже оказывается неоднородной в отношении ряда элементов. Такие летучие элементы, как галогены, концентрируются преимущественно в магматическом океане. Резервуар магматического океана в целом также обогащен некогерентными элементами.

В процессе кристаллизации первичного магматического океана заполняющее его вещество вовлекалось в различные дополнительные процессы фракционирования. Важно, что Х. Венке, Г. Дрейбус и Э. Ягоуц [1987] считают, что некоторая его часть, вероятно, сохранилась в виде «современной» коры, одновременно представляющей собой протокору. Сведения о формировании протокры будут рассмотрены ниже. Наибольший интерес для этого представляют материалы о завершающих стадиях гетерогенной аккреции — стадии *late veneer*, когда аккретируют на поверхность магматического океана в подавляющем количестве углистые хондриты и предположительно в относительно меньшем количестве обыкновенные (Н, LL, L) хондриты. Можно предполагать, что относительно обыкновенных хондритов углистые хондриты, «задержавшиеся» на периферии протопланетарной орбиты, могли быть представлены гигантскими планетезималиями, поперечник некоторых из них мог достигать 1000 км. С учетом различий в размерах, составе и строении аккретирующих планетезималей можно предположить, что их размещение по поверхности протопланеты было неравномерным и они на этой поверхности могли образовывать глобальные скопления, стяжения. При этом взаимодействие углистых и обыкновенных хондритов с поверхностью магматического океана могло происходить по-разному.

Относительным подтверждением существования глобальных неоднородностей в мантии могут служить данные В. С. Сафронова [1969], который указывал на то, что в мантии Земли существуют значительные горизонтальные неоднородности различного масштаба, простирающиеся на разные глубины. На гравиметрической карте, по данным В. С. Сафронова, отчетливо выделяются положительные и отрицательные гравитационные аномалии, охватывающие области с поперечником в несколько тысяч километров. Анализ зональных гармоник гравитационного потенциала Земли, полученных из наблюдений искусственных спутников Земли, показал, что наблюдаемые аномалии значительно больше аномалий, вычисленных для континентов в предположении гидростатического равновесия (изостазия) и противоположны им по знаку. Они не могут быть вызваны различиями плотности в коре и, несомненно, связаны с горизонтальными неоднородностями крупного масштаба в мантии Земли. На большие горизонтальные неоднородности указывает существование современных океанов и континентов. Поэтому наличие океанов и континентов скорее можно рассматривать как указание на существование в мантии Земли первоначальных неоднородностей крупного масштаба. Можно также предположить, в соответствии с данными В. С. Сафронова, что эти неоднородности могли быть созданы еще на стадии аккреции и, в частности, на стадии поздней аккреции.

Принципиально важен для понимания процессов формирования наиболее «ранней» Земли вопрос о становлении протокры и протоатмосферы. По [Abe, Matsui, 1986] существование импактно индуцированной водной атмосферы играет важную роль, предохраняя поверхность растущей планеты от удаления атмосферы в космическое пространство. Этот эффект

авторы называют «одеяльным» (blanketing effect). Участие других газов в формировании атмосферы вполне возможно, но наиболее велика роль воды — главного компонента атмосферы, так как другие газы незначительно влияют на эффект «одеяла» по той причине, что вода абсорбирует инфракрасное излучение в большей степени, чем другие газы. Авторы отмечают, что пока поверхность растущей планеты гомогенизируется импактами планетезималей, поверхностный слой будет гомогенным по механическим особенностям. Авторы цитируемой статьи, как и многие другие, не приводят сведений о возможном составе этого слоя, но только о его механических свойствах. Они же предполагают, что этот слой термально (изотермально) равновесен с окружающей атмосферой. Это условное равновесие и гомогенность поверхностного слоя могут нарушаться продолжающимся импактным воздействием аккреотирующих планетезималей, в особенности на стадии поздней аккреции (late veneer), когда размеры планетезималей могут достигать сотен и тысяч километров. Состав импакторов может быть различным и представлен углистыми и, более вероятно, обыкновенными хондритами (H и L), заметно влияющими на состав и строение поверхностного слоя и вследствие этого на появление в нем латеральных и вертикальных неоднородностей. Подчеркивая роль хондритов и в особенности углистых хондритов в формировании водной атмосферы, авторы считают, что вода экстрагируется одновременно из вещества планетезималей и поверхностного слоя в процессе шоковой дегидратации. Глубина поверхностного слоя аккреотирующей Земли могла достигать глубины типичного кратера и соответственно на много порядков была меньше диаметра аккреотирующей Земли. Продолжительность стадии аккреции равна 50 млн лет. «Одеяльный» эффект определяет покрытие поверхности Земли силикатным (без указания состава силикатов. — Б. Б.) расплавом магматическим океаном — океаном магмы. Масса атмосферы контролируется растворимостью воды в силикатном расплаве и количеством расплава (the fraction of melt) в магматическом океане. На финальной стадии аккреции одновременно уменьшаются скорость аккреции и температура поверхностного слоя Земли, масса атмосферы принимается равной $1,9 \cdot 10^{21}$ г). На стадии активной аккреции наиболее верхний слой мощностью около 29 км был только частично расплавлен; доля расплава могла достигать 10%. Все это, по нашему мнению, могло служить причиной возникновения латеральных неоднородностей в поверхностном слое, которая усиливалась на стадии поздней аккреции падением крупных по размерам планетезималей. Окончательная масса водной атмосферы $7 \cdot 10^{21}$ г в 4 раза превышает стандартную модель, и в целом ее относительная масса около 10^{21} г весьма близка к массе воды современного Мирового океана. Различные исследователи по-разному оценивают содержание воды — от 20% в хондритах до 3% в ахондритах. Не останавливаясь на деталях предлагаемой другим автором [Elkins-Tanton, 2006] концепции кристаллизации магматического океана и образования атмосферы, следует отметить лишь некоторые положения, представляющие несомненный интерес для более полного понимания догеологической стадии Земли. Elkins-Tanton отмеча-

ет, что скорость затвердевания ограничена скоростью потерь тепла через образованную атмосферу и может быть очень быстрой с кристаллизацией 98% объема океана магмы глубиной 500 км менее чем за 10 тыс. лет. Остывание поверхности планеты от 1225 до 600 °С может продолжаться около 1 млн лет. Весьма характерный термин для стадии поздней аккреции предлагает автор, называя ее «олигархической», подчеркивая тем самым крупный размер планетезималей. Длительность затвердевания (solidification) может составлять от 5 до 10 млн лет и образованная путем избирательной кумуляции стратифицирована по плотности, и следовательно в ней не может происходить термальная конвекция. Стабильная изначально не конвектирующая мантия несовместима с традиционными представлениями о конвектирующей ранней мантии. Анализируя вопросы происхождения протокры и протолитосферы, можно полагаться на экспериментальные данные (см. далее), а также учитывать положение В. С. Сафронова (1972) о том, что еще на стадии аккреции могла сформироваться глобальная неоднородность в мантии, что позволяет предполагать существование таких же совокупных глобальных неоднородностей в земной протокоре, возможные механизмы возникновения которых рассматриваются далее.

Прежде чем перейти к вопросам формирования протокры и протолитосферы Земли, следует привести сведения Тейлора и Мак-Леннана [1988] о вероятных процессах становления Луны на ранних и поздних стадиях гетерогенной аккреции. Поверхностные коры планет могут сформироваться или в результате раннего плавления и дифференциации, или из мантий планет в результате частичного плавления значительно позже аккреции; это время измеряется миллиардами лет. Кора плоскогорий Луны представляет собой хороший пример коры первого типа, в то время как базальтовые лунные моря и континентальная кора Земли являются примерами коры второго типа. По геофизическим данным, средняя мощность лунной коры составляет 73 км, изменяясь от 64 на видимой стороне Луны до 80 км на невидимой. Эта более толстая кора компенсирует разность радиусов (2 км) и согласуется со слабой распространенностью здесь базальтовых морей. Широко обсуждался вопрос об изменении состава коры с глубиной; общая плотность и момент инерции указывают на относительно низкую плотность коры, что находит отражение в содержании Al_2O_3 . Если кора в целом имеет более низкое содержание алюминия (например, 20% Al_2O_3), то она должна быть толще; если же содержание в ней более высокое (например, 30% Al_2O_3), то она должна быть тоньше, чтобы соответствовать геофизическим данным. Происхождение коры с низкой плотностью связано с кристаллизацией и флотацией в «океане магмы». Подсчет геохимического баланса показывает, что около 40% лунного Al_2O_3 сконцентрировано в коре плоскогорий, занимающей менее 10% лунного объема. Подобным же образом распределены редкоземельные элементы и Eu. Таким образом, согласно геохимическим данным, на Луне должно было иметь место фракционирование кристалл — расплав в больших объемах. Происходило ли это в океане магмы или в серии несколько меньших объемов, непосредственно не следует из химических данных, хотя факты ука-

зывают на вовлечение в этот процесс всей Луны; для дальнейшей дискуссии принимается предположение о наличии океана магмы.

Тейлор и Мак-Леннан задаются вопросом: насколько глубок был океан магмы и какая часть Луны была вовлечена в образование коры лунных плоскогорий? Ответ таков: минимальный объем — 40%, если принять общую экстракцию Al_2O_3 и его флотацию в виде обогащенной плагиоклазом коры. Согласно оценкам, необходимо плавление от глубин минимум 200 км до полного плавления Луны. Геохимические оценки согласуются с полным плавлением Луны, если, например, соответствующее количество Al_2O_3 осталось в ее внутренней части. Базальты морей, образовавшиеся при частичном плавлении из таких районов, обычно содержат около 8–10% Al_2O_3 . Состав коры лунных плоскогорий может быть оценен на основе трех главных компонентов. Первый из них представлен преимущественно анортитом, а также рядом находящихся в интерстициях минералов. Он начинает кристаллизоваться в океане магмы, когда необходимое количество оливина и ортопироксена уже выкристаллизовалось и накопилось достаточно Ca и Al для выделения плагиоклаза. Этот компонент плавал в безводной лунной магме (отсутствие воды даже на уровне $10^{-8}\%$ идентифицировалось как свойственное Луне) и составлял основу коры лунных плоскогорий формированием регионов зональных кумулатов, обедненных европием. Последующее плавление и излияние лав базальтовых морей из этих регионов несли в себе отпечаток этого обеднения европием. Конечный продукт кристаллизации океана магмы был обогащен несовместимыми элементами (например, K, PЗЭ, P, Zr, Nb, U, Th и др.). С низкой плотностью, эти элементы переходили в кору, образуя с ней смесь, известную под названием KREEP. Это второй компонент. Он имеет однородные Sm-Nd изотопные характеристики и служит еще одним доказательством широкого, а не локального плавления вещества Луны. Третий компонент, также тесно связанный с остальными, — так называемая Mg-серия. Она включает габброиды, которые, вероятно, кристаллизовались отдельно от океана магмы и могут представлять собой серии внедрений. Ближайшим земным аналогом коры лунных плоскогорий является расслоенный интрузив Стиллуотер, который имеет сходство как с лунными анортозитами, так и с Mg-серией. Кристаллизация океана магмы и образование коры были сложными в деталях, хотя в общем ясны. Образование коры существенно осложнялось метеоритной бомбардировкой. Установлено 43 главных кратера, а исходя из оценок частоты падения, можно предполагать, что их было значительно больше, хотя теперь они полностью уничтожены. Вопрос о том, вся ли поверхность испытала кратерообразование, остается открытым, однако большинство исследователей согласны с тем, что даже самые древние кратеры лунных плоскогорий и морей представляют собой насыщенную поверхность. Глубина больших кратеров, по всей вероятности, составляет 30–60 км. Выброс материала при образовании таких впадин происходил примерно на такое же расстояние по диаметру.

Все следы образования пород лунных плоскогорий были уничтожены ударами, сформировавшими большие кратеры. Есть основания полагать,

что максимальный возраст коры около 3,82 млрд лет, что соответствует столкновению Имбриум. Это событие, последовавшее вскоре за формированием Восточного моря, отмечает резкое уменьшение потока крупных метеоритов. Большие возрасты установлены для образцов плоскогорий, однако возрасты свыше 4,2 млрд лет, исходя из истории гигантских бомбардировок, весьма проблематичны. Возможно, что к периоду 4,2 млрд лет кора еще не была единым невосприимчивым к разрушению целым. Время кристаллизации по свинцовому изотопному методу составляет 4,47 млрд лет, что отмечает закрытие изотопных систем в источнике, за счет которого образовались базальты морей. Последние сформировались как комплементарные дифференциаты в ходе кристаллизации коры лунных плоскогорий. Rb–Sr, Sm–Nd и Pb изотопные методы указывают на закрытие систем около 4,4 млрд лет назад. Базальты морей, для которых характерно истощение Eu, были образованы при частичном плавлении в более поздние периоды (от 4,2 до менее чем 3,0 млрд лет). Таким образом, изотопные данные свидетельствуют в пользу того, что дифференциация, с которой было связано образование лунной коры, по существу, завершилась около 4,4 млрд лет назад. Соответственно кора лунных плоскогорий образовалась при начальном плавлении и планетной дифференциации.

После формирования этой коры медленная аккумуляция радиогенного тепла привела к частичному плавлению на глубинах 200–400 км, и базальтовые лавы морей излились в интервале 4,2–2,5 млрд лет. Их объем невелик, менее 0,1% лунного объема, поэтому не требовалось массового нагрева внутренней части Луны. Сформировалось более 20 различных типов базальтов, что указывает на местные вариации и гетерогенную природу внутренней части Луны. Эта деятельность прекратилась около 2,5 млрд лет назад.

Финальная стадия истории Луны напоминает излияние океанических базальтов на Земле и представляет собой второстепенную стадию формирования коры. Континентальная кора на Земле, по данным Тейлора и Мак-Леннана, образовывалась на последующих стадиях частичного плавления произошедшего из мантии материала или, в случае архейской коры, при смешении материала основного и кислого состава, образовавшегося при частичном плавлении базальтов. Соответственно формирование лунной коры не имеет генетической связи с формированием континентальной коры Земли, и бессмысленно следовать аналогиям, основанным на каком-либо предполагаемом сходстве.

Отсутствие ранней коры на Земле в противоположность Луне обусловлено различием в истории кристаллизации земной мантии по сравнению с лунным океаном магмы. Лунная кора, история кристаллизации которой была существенно осложнена метеоритной бомбардировкой, образовалась в основном при одноактном плавлении. Верхняя континентальная кора Земли является продуктом по крайней мере трех последовательных этапов частичного плавления. Сейчас уже ясно, что поверхностные коры планет могут сформироваться или в результате раннего плавления и дифференциации, или из мантий планет в результате частичного плавления значи-

тельно позже аккреции; это время измеряется миллиардами лет. Кора плоскогорий Луны представляет собой хороший пример коры первого типа, в то время как базальтовые лунные моря и континентальная кора Земли являются примерами коры второго типа.

Заключая характеристику стадии аккреции (догеологической стадии развития Земли), можно предположить, что еще до стадии продолжавшейся поздней аккреции на поверхности планеты были сформированы магматический базальтовый океан и относительно разряженная протоатмосфера, насыщенная водой и восстановленными формами газов, которые оказывали «бланкетирующий» эффект, и способствовавшая тем самым образованию магматического океана и их последующему термохимическому взаимодействию, итогом которого могла явиться мафическая протокора.

ГЛАВА 2

События временного интервала 4,4–3,6 млрд лет

Временной интервал 4,4–3,6 млрд лет охватывает промежуток геологического времени от завершения догеологической стадии гадея, на заключительных этапах которой на поверхности Земли завершилось становление магматического океана и началось его взаимодействие с протоматмосферой и формирование мафической протокоры. Механизм этого взаимодействия не совсем ясен и может быть определен условно как термохимический. В условиях высоких температур и давлений взаимодействуют базальтовый океан и протопланетарная высоковосстановленная водно-газовая протоматмосфера, непосредственно соприкасающаяся с поверхностью магматического океана. Процесс последовательного преобразования базальтового субстрата в кристаллическую мафическую протокору сопровождается направленным окислением газовой части протоматмосферы, которая из восстановленной могла преобразовываться в частично окисленную. Характерным признаком высокотемпературных и высокobarических условий становления формирующейся протокоры является ее пермобильность — пластичность и высокотемпературность. Формирование протокоры и протоматмосферы на разных стадиях завершения этого процесса сопровождалось интенсивной бомбардировкой поверхности протокоры крупными импакторами с максимальными частотой и размерами, совпадающей по времени с тяжелой лунной бомбардировкой. Итогом взаимодействия импакторов с формирующейся мафической и уже сформированной протокорой могло быть образование гранулит-гнейсовых, серогнейсовых, тоналит-трондjemит-гранитоидных комплексов, на фундаменте которых происходит в дальнейшем заложение и становление древнейших супракрустальных осадочных бассейнов и ассоциированных с ними зеленокаменных прогибов. Предлагаемый автором механизм преобразования базальтового магматического океана в мафическую протокору во многом гипотетический, но в достаточной мере логичный, так как именно такой процесс мог обусловить совокупное «созревание» протокоры и протоматмосферы в условиях их взаимодействия.

Завершение рассматриваемого временного интервала можно соотнести со временем, когда на рубеже 3,6 млрд лет появилась гидросфера Земли и сформировались первые в ее истории супракристалльные комплексы (Исуа, Западная Гренландия). Основные базовые компоненты, сформированные в промежуток времени 4,4–3,6 млрд лет — мафическая протокора и древнейшие гранулитовые комплексы. В это время — время активного термохимического взаимодействия формирующихся протокоры, протоатмосферы и гранулитовых комплексов могут происходить первые в истории развития Земли процессы рудообразования — концентрации рудного вещества, преимущественно железа и отчасти марганца. Знаковые отличия между практически недифференцированной по составу и строению мафической протокорой и сформировавшимися позднее древнейшими гранулитовыми комплексами предположительно обусловлены разными, по мнению автора, механизмами их формирования: термохимического взаимодействия поверхности панглобальных базальтового океана и протопланетарной атмосферы — в первом случае и неоднородным по интенсивности импактным преобразованием фрагментов базальтового океана и ранее сформированной протокоры в относительно дифференцированные по составу и строению древнейшие гранулитовые комплексы — во втором.

Можно предположить, что основным корообразующим процессом в начале рассматриваемого промежутка времени являлось образование мафической протокоры и протоатмосферы, а впоследствии при активном участии импактных процессов преобразование протокоры в гранулитовые комплексы или синхронно с формированием протокоры или дальнейшее ее преобразование в гранулитовые комплексы. Одновременно происходит и направленное преобразование протоатмосферы путем повышения ее окисленности и относительного повышения концентрации в ней водных паров. Именно с этим может быть связано появление в конце этого интервала первоначальной гидросферы в древнейшем супракристалльном комплексе Исуа Западной Гренландии. Такой процесс преобразования протокоры и протоатмосферы в промежуток времени 4,4–3,6 млрд лет усложнялся процессами их совокупного преобразования аккрецирующими планетезималиями. Воздействие импакторов на протоатмосферу (см. далее) могло определять появление на поверхности Земли первичной гидросферы. Импактное преобразование пластичной высокотемпературной мафической протокоры существенно базальтового состава сопровождалось (см. далее) дифференцированным в зависимости от размера импакторов преобразованием субстрата и становлением гранулитовых и тоналит-трондьемит-тоналит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов. Большая бомбардировка крупными болидами в интервале 3,95 до 3,85 с пиком 3,9 млрд лет, синхронная с периодом тяжелой лунной бомбардировки (ТЛБ) была подтверждена датировкой лунных импактных стекол импактных брекчий и уже получила широкое признание. Такое событие имеет большое значение для понимания палеоархейской Земли. Haskin с соавторами (1998) показали, однако, что все импактные стекла датированы из одного наиболее молодого кратера Имбриум на видимой стороне Луны, и соответственно

их датировки в других местах могут быть несколько иными. Менее крупные болиды в большом количестве продолжали импакты на Луне и на Земле, но не было такого «шквала» как в период 3,9 млрд лет. Лунные цирконы в породах от гранофира до габбро ограничивают частоты распределения датировок, которые уменьшаются со временем по экспоненте от 4,3 до 3,9 млрд лет без признаков лунного катаклизма (Meyer et al., 1996). В. Гамильтон [Hamilton, 2007] полагает, что в этот промежуток времени породы мишеней на Луне и Земле могли фракционироваться в расплавно-импактных озерах и после периода ТЛБ происходит экспоненциальный спад импактных событий и Луна достигает окончательного размера. Анортозиты и совмещенные с ними мафические породы являются продуктами фракционирования вещества расплавно-импактных озер. Хотя не имеется бесспорных свидетельств в геологической истории проявления ТЛБ во время 3,9 млрд лет, многие архейские комплексы могли иметь расплавленное происхождение. Древние архейские гнейсы часто содержат массы известковистых анортозитов, ассоциированных с ультрамафитовыми и мафитовыми дифференциатами, которые присутствуют в кварц-полевошпатовых гнейсах в виде линз и включений, размером от сантиметров до километров. Древнейшие из этих пород датированы возрастом 3,7 млрд лет, находятся в Западной Австралии, в южной части Западной Гренландии в комплексе Фискиннесет — 2,9 млрд лет (Ashwal et al., 1989), Такие рассланцованные породы присутствуют как анклавы анортозитов в смежных породах (Friend et al., 2002; Meyers, 1985; Nutman et al., 1996) и совместно с ними могли быть мобильны продолжительное время. Альтернативный механизм происхождения и фракционирования расплава импактных бассейнов (lopoliths) [Hamilton, 2007], расположенных на поверхности Земли, может интерпретироваться как результат ударного плавления смешанных коровых и мантийных пород и их последующей дифференциации в серию взаимосвязанных пород: расслоенных кальциево-плагиоклазовых габбро и лейкогаббро, пироксенитов и дунитов. В. Гамильтон считает, что в качестве одного из примеров импактных архейских расплавленных бассейнов фракционированной магмы, образованный в результате импактного процесса, может рассматриваться стратиформный комплекс Стиллутер (2,7 млрд лет) на юго-западе Монтаны, который кристаллизуется из различных расплавов смешанных коровых и мантийных источников (Loferski et al., 1994). Комплекс состоит из базального слоя кумулятивных 2 км гарцбургитов и пироксенитов, следующих 2 км в основном норитов, верхних 3 км анортозитов (обычно ~An80), троктолитов, норитов и габбро. В основании массива обнаружены брекчии, содержащие обломки размером от микроскопических до 5 м в диаметре и подобные импактным брекчиям комплексов Садбери и Вредефорт.

С учетом всего вышесказанного можно предположить, что в рассматриваемом временном интервале главенствующим был процесс взаимодействия панглобальных магматического океана и протоатмосферы, в значительной мере осложнявшийся непрекращающимся их взаимодействием с планетезималиями и крупными импакторами. В начале этого временного интерва-

ла могли разойтись «пути» изначальной мафической протокоры. Широкое распространение могли получить относительно более поздние продукты ее импактного преобразования — древнейшие гранулитовые комплексы, слагающие основание консолидированной коры континентов. Далее отдельно рассматриваются проблемы возможного происхождения и нахождения мафической протокоры, а также вопросы происхождения нижней гранулитовой коры с учетом сведений о ее «сегодняшнем» составе, строении и распространении.

Существенно плагиоклазовый состав и «вертикальный» тренд Sm-Nd фракционирования нижнекоровых гранулитов [Блюман, 1997, 2006] позволяют предполагать принципиальные различия в механизме становления первичной мафической протокоры и нижней гранулитовой коры континентов. Первые характеризуются однородностью состава и строения, а вторые латеральной и вертикальной неоднородностью этих же характеристик. Общностью мафической протокоры и гранулитовых комплексов является их исключительная мобильность — пластичность. Для подобного рода интерпретации необходим учет сведений о структурных — тектонических особенностях строения раннедокембрийской — архейской нижней коры с унаследованной от мафической протокоры гадеей высокой подвижностью и высокой температурностью и, как следствие, пластичностью и «текучестью» — латеральный стиль тектоники по В. Гамильтону [2007] (рис. 1).

Прежде всего необходимы доказательства мафичности гадейской протокоры. А. Петраник и др. [Pietranik et al., 2008] указывают на то, что состав цирконов Джек Хиллс (древнейшие цирконы Западной Австралии) рассматривается многими исследователями как свидетельство существова-



Рис. 1. Экстремально пластичные нижнекоровые палеоархейские гнейсы Амитсок на юге Западной Гренландии в 10 км юго-восточнее Нуук [Hamilton, 2007]

ния в гадее гранитных материнских пород (Blichert Toft, Albarède, 2008 и др.). Такие проблемы трудны для принятия окончательного решения, но исследования авторов (Pietranik et al., 2008) показывают, что по крайней мере в кратоне Слейв (Канада) протокора, возможно, имела относительно высокое значение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ отношения (0,022–0,026), более показательное для присутствия мафической коры на ранней Земле. Камбер и др. (Kamber et al., 2005) предположили, что вещество базальтового океана во время его преобразования в протокору в процессе высокотемпературного взаимодействия с протоатмосферой кристаллизовалось в метаморфические породы, затем последовательно перекрывалось базальтами, прорывающимися на поверхность и снова превращалось в кристаллические породы. Авторы отмечают, что мафическая кора сформировалась в кратоне Слейв в раннем гадее и существовала длительное время, последовательно преобразовавшись дважды: приблизительно 3,8 и 3,4 млрд лет. Следующий эпизод формирования коры, вероятно, происходил примерно 2,7–2,8 млрд лет и связан с проявлением толеитового магматизма. Данные по другим регионам показывают, что преобразование коры шло в разное время в различных местах на Земле и не связано с некоторыми глобальными событиями. В. Гамильтон отмечает, что «очень обильная горячая архейская кора абсорбировала суперкритическую атмосферу» (Hamilton, 2007. P. 242). Необычайно интересен и перспективен подобного рода механизм формирования мафической протокры и совокупной с ней мантии, деплетирование которой обусловлено первоначальным, после завершения поздней аккреции, отделением от нее магматического океана базальтового состава.

Вначале рассмотрим характеристики верхней мантии современных континентов и океанов. Неоднородность состава и строения субконтинентальной мантии обоснована результатами всестороннего изучения структурно-вещественных и изотопно-геохимических характеристик мантийных ксенолитов, извлеченных из кимберлитов и базальтов: первые из них распространены преимущественно в пределах щитов и древних платформ, а вторые в пределах складчато-надвиговых областей различного возраста. С. О'Рейли и В. Гриффин (O'Reilly, Griffin, 1999), изучив выборку из более чем 13 000 анализов минералов глубинных ксенолитов (гранат, хромит), установили различия геохимических особенностей субконтинентальной мантии архейских, протерозойских и фанерозойских структур. Мантия фанерозойских областей деплетирована, более плотная и менее гомогенная. Характеристики архейской, протерозойской и фанерозойской субконтинентальной мантии, по мнению этих авторов, равны соответственно: средняя плотность ($\text{г}/\text{см}^2$) 3,31; 3,34; 3,37; содержание Ca 0,6; 1,7; 3,1; V_p на глубине 100 км 8,18; 8,05; 7,85, а кора и подстилающая ее мантия формируются квазиодновременно, и их изотопно-геохимические и геохронологические характеристики остаются длительное время согласованными (совокупными). Изучение представительной (около 1300 обр.) коллекции мантийных ксенолитов — лерцолитов и гарцбургитов К. Хоксвортом и др. (Hawkesworth et al., 1990) также показало, что существуют

значимые различия между субконтинентальной мантией архейских и пост-архейских областей. Ксенолиты шпинелевых перидотитов ($n = 564$) обнаружены преимущественно в щелочных базальтах подвижных областей со сравнительно молодой корой, в то время как гранатовые перидотиты ($n = 352$) присутствуют в основном в кимберлитах, в архейских и протерозойских областях. Гранатовые перидотиты более деплетированы (вес. %): CaO 1,1–3,4; FeO 7,3–5,8 и MgO 43,9–48,7 по сравнению со шпинелевыми перидотитами: CaO 2,1; FeO 8,4; MgO 42,3%. Также значимы, по К. Хоксворту, и плотностные различия между ними: шпинелевые перидотиты имеют среднюю плотность 3,33–3,34 мг/м³, гранатовые перидотиты более низкую, в среднем на 1% (примерно 0,03 мг/м³). Соответственно низкожелезистые мантийные гранатовые перидотиты на 200–400 °С «холоднее», чем окружающая мантия, разуплотнены и более «плавучи» (buoyancy), что, по нашему мнению, может определять тенденцию к устойчивому длительному воздыманию — «всплыванию» щитов и к также устойчивому малоамплитудному режиму тектонических движений древних платформ по сравнению с окружающими их подвижными областями. Сведения о латеральной и вертикальной неоднородности мантии под докембрийскими щитами и послераннедокембрийскими подвижными областями определяют появление вполне оправданного вопроса: каковы же причины таких различий?

Данные о времени формирования (образования и преобразования) неоднородностей в мантии континентов получены радиологическим датированием глубинных мантийных ксенолитов различными методами (Rb/Sr, Sm/Nd, Re/Os). В пределах древнейших структур континентов — Каапваальского и Сибирского щитов совокупные древние датировки коровых и мантийных пород «прослежены» до глубин 250 км [Pearson, 1999]. Установлено, что для Каапваальского кратона существует обусловленность датировок глубинных мантийных ксенолитов в кимберлитах в зависимости от их размещения в разных частях архейского кратона, подвергшихся или не подвергшихся раннепротерозойской ремобилизации, и, соответственно, в участках с одноуровневой (нижней гранулит-базитовой) и двухуровневой (нижней и верхней) корой. В первом случае в мантии (мантийных корнях кратонов) сохраняются наиболее древние датировки (~3 млрд лет), во втором (раннепротерозойская ремобилизация) появляются датировки этого же возраста (1,9–2,4 млрд лет). Работами Моника Хендлер (Handler et al., 1997) показано, что в пределах юго-западной кратонной части Австралии (блок Гоулер) в мантийных ксенолитах фиксируются раннедокембрийские возраста, а в восточной ее части (палеозойский пояс Лаклан) палеозойские датировки. Это свидетельствует о том, что кора и мантия в раннем докембрии и в дальнейшем развиваются совокупно, взаимосвязано. Данные о времени совокупного формирования неоднородностей в коре и в мантии (1–3 млрд лет) находятся в соответствии со сведениями К. Аллегре, Б. Дюпре и Е. Левина (Allegre et al., 1995) о том, что в мантии (не уточняется до каких глубин) троекратно проявлены процессы ее преобразования: 1) дифференциация ядра около 4,47 млрд лет; 2) экстракция протокры

из мантии — длительный процесс с началом около 4,2 млрд лет. Ранее К. Паттерсон и М. Татцумото (цит. по: Allegre et al., 1995) считали, что ранняя дифференциация кора — мантия начиналась во время 3,5–4,0 млрд лет. Таким образом, геохронологические данные свидетельствуют об образовании в пределах ряда структур континентов первичных, сформированных в раннем докембрии неоднородностей, синхронных и когенетических в коре и верхней мантии. Эти неоднородности также совокупно преобразовывались позднее в процессах фанерозойского развития раннедокембрийских структур.

Присутствие в коре континентов, наряду с двухуровневой (нижней и верхней) корой, безграничных впадин, в которых редуцирована или отсутствует верхняя кора, как и появление «фрагментов» верхней коры в определенных структурах океанов (микроконтиненты) — поднятий (плато) Кергелен, Онтонг-Джава, Манихики, архипелагов океанических островов (юго-запад Тихого океана), островных дуг — все это свидетельства того, что латеральные и вертикальные совокупные неоднородности коры и верхней мантии присущи как литосфере континентов, так и литосфере океанов [Красный, 1984; Блюман, 1998; 2013] (Пушаровский, 2000).

Анализируя вопрос гетерогенности субконтинентальной мантии с учетом различий преобладающего ее состава под архейскими кратонами (гранатовые перидотиты) постархейскими и подвижными областями (шпинелевые перидотиты), следует учесть Sr-Nd изотопные характеристики этих перидотитов, приведенные К. Хоксвортом и др. (Hawkesworth et al., 1990). Установлено, что линейный мантийный тренд (mantle array) дихотомизирует в области радиогенно обогащенных характеристик на относительно крутонаклонный тренд (существенно гранатовые перидотиты) и пологонаклонный тренд (гранатовые и шпинелевые перидотиты). Эти тренды — полого- и крутонаклонный — соответствуют по изотопным характеристикам компонентам обогащенной мантии (enriched mantle — EM), «компонентам» раннедокембрийской консолидированной коры: пологонаклонный тренд — компоненту EMII и верхней коре; крутонаклонный тренд — компоненту EM I и нижней коре, а компонент NIMU — вулканитам древнейших гранит-зеленокаменных областей. Таким образом, устанавливается изотопная когерентность — согласованность изотопных характеристик определенных компонентов раннедокембрийской коры континентов и субконтинентальной мантии. Присутствие радиогенно обогащенных компонентов EM I и EMII в мантии континентов позволяет считать, что гранатовые и шпинелевые перидотиты соответственно по изотопным характеристикам могут быть «опознаны» и в мантии океанов [Блюман, 1997]. Изучение изотопно-геохимических особенностей базальтов различных структур Мирового океана показало присутствие в нем радиогеннообогащенных изотопных аномалий различной величины, протяженности, начиная от гигантской субэкваториальной аномалии DUPAL, региональной южно-тихоокеанской аномалии SOPITA (Staudigel et al., 1991) и ряда региональных и локальных аномалий, линейные размеры которых находятся в прямом соответствии с вариациями величин изотопных характеристик. В этих ано-

малиях статистически устойчиво опознаются определенные компоненты обогащенной мантии — уже упоминавшиеся ЕМІ и ЕМІІ, а также компонент НІМУ (высокое μ — отношение U^{238}/Pb^{204}), установленный в базальтах островов Табуаи-Манагаи в Тихом океане и о. Св. Елены в Атлантическом океане. Как и компоненты ЕМІ и ЕМІІ, компонент НІМУ может быть «опознан» в древнейших вулканитах гранит-зеленокаменных областей [Блюман, 1997; 1998]. В отличие от базальтов океанических островов, где преобладающе установлены перечисленные радиогенно обогащенные изотопные компоненты смешения ЕМІ, ЕМІІ, НІМУ, базальты срединно-океанических хребтов (MORB) устойчиво характеризуются присутствием изотопного компонента DM — деплетированной мантии. Такая особенность базальтов срединно-океанических хребтов — определяющее присутствие в ареалах их распространения DM — вызывает вопрос: чем обусловлено и когда происходило деплетирование мантии, «подстилающей» ареалы распространения базальтов срединно-океанических хребтов?

Покровные базальты континентов (CFB) и океанов (океанических островов — OIB) в системе координат неодим-стронциевых изотопных отношений образуют взаимно перекрывающиеся поля сходных очертаний, при этом CFB показывают значительно большие вариации изотопных отношений. CFB и OIB присущи латеральная (провинциальная) и вертикальная (стратиграфическая) изменчивость их состава: в обеих разновидностях присутствуют, кроме толеитов и щелочных базальтов, трахиты и риолиты [Блюман, 1997]. Появление риолитов в CFB различных провинций (Сибирская платформа, Декан, Карру, Парана) отмечается в участках, подстилаемых корой, с отчетливо выраженным гранитно-метаморфическим слоем. В CFB различных провинций, в системе координат Nd-Sr изотопных отношений отчетливо фиксируются два тренда — полого- и крутонаклонный, свидетельствующие о смешении мантийных расплавов с веществом соответственно нижней и верхней континентальной коры (КК). Присутствие трахитов и риолитов в OIB, наряду с изменчивостью их изотопно-геохимических особенностей — латеральных в отдельных островах и вертикальных в различных частях вулканических серий внутри острова и отдельной вулканической постройки — отмечено в островах Южной Атлантики, Индийского, Тихого океанов. Одновременно с изменчивостью изотопно-геохимических особенностей OIB в них в системе координат Nd-Sr изотопных отношений, как и для CFB, отмечаются два тренда — полого- и крутонаклонный, отвечающие определенным компонентам обогащенной мантии ЕМІ и ЕМІІ. Латеральные (провинциальные) изотопные характеристики OIB подчеркиваются, в частности, в OIB вариациями изотопных Sr-Nd-Pb отношений в масштабах, варьирующих от глобальной аномалии Дюпаль до тысяч километров — аномалия SOPITA, сотен и десятков километров [Блюман, 1997; 1998]. Весьма показательна в этом отношении аномалия SOPITA, располагающаяся в области аномалии Дюпаль. Внутри аномалии SOPITA в свою очередь выделяются домены различных компонентов смешения: НІМУ — о-ва Кука, по мере смещения на север от которых в базальтах преобладают компоненты ЕМІІ и ЕМІ (Раратонга).

В юго-западной части этой аномалии большинство вулканитов характеризуется трендом NIMU, нередко с «ароматом» EM I и EM II. Вариации изотопных отношений относительно невелики в пределах отдельных островов и наибольшие в целом в архипелаге, что подтверждает почти линейную зависимость между этими характеристиками.

Считается, что вариации изотопно-геохимических особенностей CFB обусловлены взаимодействием мантийных расплавов с веществом древней консолидированной КК. Подтверждением этого предположения являются «удревненные» изохроны молодых CFB, а также появление в них аномальных геохимических особенностей — положительных (нижнекоровых) и отрицательных (верхнекоровых) европиевых аномалий [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. «Удревненные» изохроны установлены и для OIB, в них же согласованно с изменением их состава отмечено появление европиевых аномалий, как и в CFB, свидетельствующих о взаимодействии мантийных расплавов с древним веществом, и присутствие в океанической мантии определенных неоднородностей, «заложение» которых происходило в раннем докембрии и не нарушено конвективными движениями. В работе К. Аллегра и Е. Левина (Allegre, Lewin, 1995) приведена свинец-свинцовая изохрона весьма представительной OIB и MORB выборки базальтов океанов (~1500 ан.) с изохронами 1,67; 1,85 и 2,02 млрд лет, фиксирующими существенно раннедокембрийское время дифференциации мантии океанов, которая по определению должна была сопровождаться обособлением — экстракцией из такой мантии вещества существенно базальтового состава. Существование гетерогенности в верхней мантии океанов вызывает вполне оправданные замечания и вопрос Г. Фора: «Кажущаяся долговременная гетерогенность верхней мантии в том, что касается отношений Rb/Sr и содержаний калия, ставит нас перед трудной проблемой в связи с тем, что в астеносфере должны происходить конвективные перемещения. Как может мантия быть химически и изотопно гетерогенной, если она при этом находится в непрерывном конвективном движении, как того требует теория тектоники плит и расширения океанического дна» (Фор, 1990. С. 185). К. Энгел и Р. Фишер (Engel, Fisher, 1975) считали породы, драгированные в юго-западной части Индийского СОХ, по их составу возможным аналогом древнейших пород серии Онвервахт.

Для возможного «опознания» компонентов КК в компонентах изотопного смешения OIB на диаграмме в системе координат неодим-стронциевых изотопных отношений [Блюман, 1997] сопоставлены поля изотопных характеристик CFB, OIB, различных компонентов обогащенной мантии с различными компонентами КК: вулканитами древнейших гранит-зеленокаменных областей (Онвервахт, Камбалда, Варравуна) нижней и верхней КК. На рис. 2 видно, что поля изотопных характеристик КК перекрывают поля CFB и OIB, компоненты обогащенной мантии совпадают EM I с нижней, EM II с верхней КК, а компонент NIMU близок к изотопным составам вулканитов зеленокаменных областей раннего докембрия. Сведения об изотопно-геохронологической неоднородности — гетерогенности и гетерохронности литосферной мантии океанов приведены М. Колторти и др.

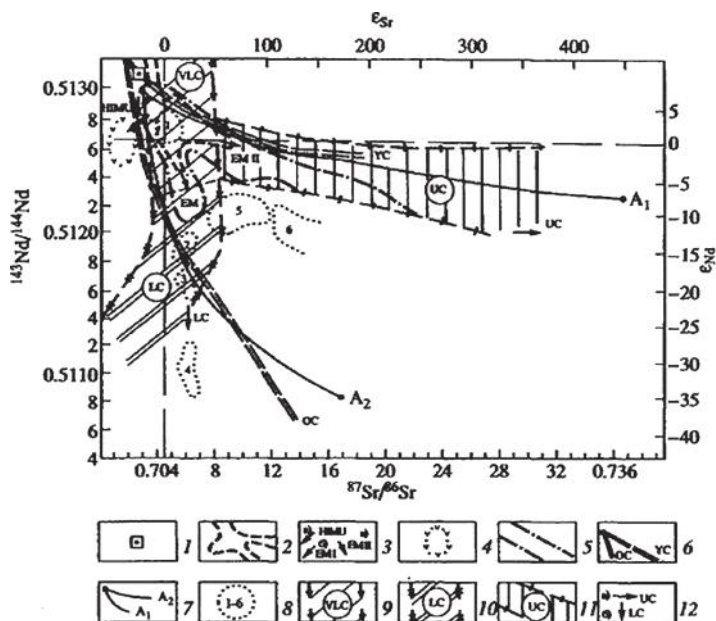


Рис. 2. Кора континентов, базальты континентов и океанов, лампроиты, кимберлиты и гиперболы смешения в системе координат неодим-стронциевых изотопных отношений [Блюман, 1997]

1 – N-MORB, среднее из 125 ан.; 2 – базальты океанических островов (ОИВ): 300 ан. 43 островов; 3 – компоненты изотопного смешения: EM I, EM II, HIMU; 4 – поле изотопных составов вулканитов гранит-зеленокаменных областей; 5 – базальты континентов (CFB): Сибирская платформа – Норильский и Талнахский районы, траппы Декана-Махабалешвар, Амбелани, Поладпур, Буш, траппы Параны – север и юг, траппы Карру – северное и южное Лебомбо, Нуантези, Етендека, базальты Мадагаскара, базальты Внешних Гебрид, Северо-Восточная Гренландия, третичные лавы о-вов Скай и Яи-Майен; 6 – гиперболы смешения деплетированной мантии с компонентами древней (OC) и молодой (YC) коры континентов; 7 – гиперболы смешения пород коры континентов (A₁ – гранит, верхняя кора, A₂ – гранулит, нижняя кора) и толеитов плато Колумбия; 8 – лампроиты и кимберлиты: 1 – кимберлиты группы 1; 2–3 – Лейцитовые Холмы, 4 – Смоки Бьют, 5 – кимберлиты группы 2, 6 – лампроиты Западной Австралии; 9 – породы «очень» нижней коры (VLC): гранулиты основного состава из ксенолитов; 10 – гранулиты основного – среднего состава нижней коры (LC); 11 – метаморфические породы и граниты верхней коры (UC); 12 – нижняя (LC) и верхняя (UC) кора

(Coltorti et al., 2010). Авторами изучены и радиологически датированы мантийные ксенолиты из магматических пород о-вов Зеленого Мыса. В статье представлены данные изучения Re-Os методом зерен сульфидов из мантийных ксенолитов, которые, по мнению авторов, показывают, что ксенолиты представляют собой порции сублитосферной континентальной мантии, сохранившиеся в океанической литосфере в процессе открытия Атлантического океана. Мантийные ксенолиты размером 5–20 см представлены шпинельсодержащими лерцолитами и магнезиальными гарцбур-

гитами. Метасоматические микроструктуры многочисленны в лерцолитах, выбранных для исследования. Значительная часть изученных сульфидов связана с участками метасоматоза. Сульфиды представлены микровключениями в силикатных фазах или размещены вдоль трещин и жилков и представлены ассоциацией пирротин + пентландит + халькопирит ± пирит, а также халькопирит, кубанит и Ni-Fe сплавы.

Было изучено 135 зерен сульфидов. На кумулятивной диаграмме (рис. 3) показаны модельные возрасты, варьирующие в широком интервале с главным пиком 1050 млн лет с «плечами» пиков 750, 1450, 2075 млн лет. 14 зерен (13%) показали архейский возраст (≥ 2500 млн лет; пять анализов показали возраст между 3000 и 3750 млн лет. Архейские и протерозойские события, зафиксированные в сульфидах в литосферной мантии о-вов Кейп Верде, показывают, что литосферная мантия содержит домены не только молодого океанического образования. Древнейшие архейские датировки мантийных ксенолитов коррелируются с датировками Западно-Африканского кратона; данные протерозоя «плечей» диаграммы (рис. 3) с Бирримианским вулканизмом и Эбурнейской орогенной окраиной кратона. Главный неопротерозойский пик (1 млрд лет) коррелируется с тектономагматическими событиями Западно-Африканского кратона. Возможность присутствия в субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) Кейп Верде фрагментов кратонов подтверждается современным анализом литосферы Африки. На глубине 0–100 км в модельном томографическом разрезе высокоскоростные регионы обычны под о-вами Кейп Верде и распространяются даже западнее. Новые Re-Os данные, представленные авторами (Coltorti et al., 2010), в совокупности с данными об абиссальных перидотитах, позволяют считать, что традиционная в современном понимании картина океанической литосферы, сформированной в качестве однородного рестита после экстракции базальтов в СОХ, представляется, по нашему мнению, излишне упрощенной. Можно предположить, что с учетом сведений о неоднородности верхней мантии континентов и океанов в одном и в другом случаях становление верхней мантии может варьировать в различных временных интервалах, отражая как историю образования, так и историю преобразования мантии континентов и океанов.

Сопоставим сведения о результатах радиологического изучения перидотитов субконтинентальной литосферной мантии о-вов Зеленого Мыса (Coltorti et al., 2010) и перидотитов Каапваальского кратона Южной Африки и канадского кратона Слейв, полученные также по результатам датирования сульфидов рений-осмиевым методом из ксенолитов перидотитов в кимберлитах (Rudnick, Walker, 2009) (рис. 4).

Сопоставление диаграмм отчетливо показывает, что возрастные «максимумы» — статистические пики на них различны для субконтинентальной литосферной мантии океана (о-ва Зеленого Мыса) и мантийных корней кратонов. В первом случае этот максимум имеет относительно молодой гренвиллский возраст (0,95–1,1 млрд лет) а во втором — смещен в более древний интервал, примерно равный для пространственно значительно разобщенных Каапваальского кратона и для кратона Слейв (2,7 млрд лет),

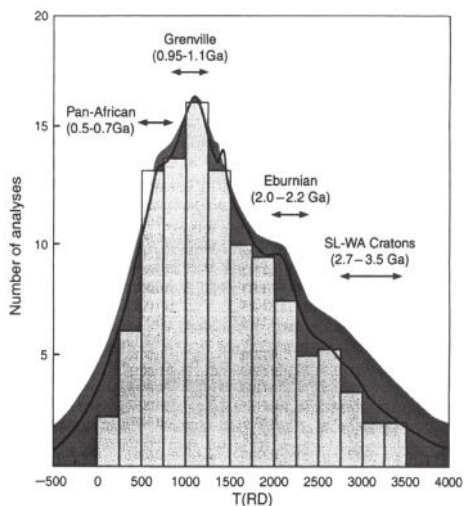


Рис. 3. Гистограмма времени раннего деплетирования. Палевый цвет — данные ($n = 135$); стрелки показывают возраста главных тектонических событий, проявленных в Западно-Африканской — Южно-Американской континентальных окраинах. Черная кривая — данные $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os} < 0,0045$ $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os} < 0,8$ ($n = 108$) (Coltorti et al., 2010)

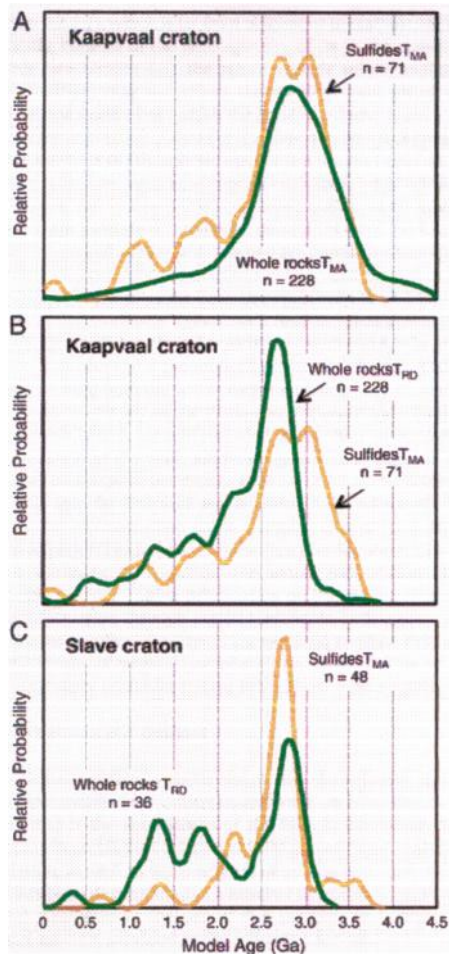


Рис. 4. Диаграмма распределения возрастов сульфидов и пород ксенолитов перидотитов Каапваальского кратона (A, B) и кратона Слейв (C) (Rudnick, Walker, 2009)

сравнительно слабопроявленный в мантии о-вов Зеленого Мыса. На этих гистограммах видны и различия в «молодых» интервалах датировок: более яркое проявление в субконтинентальной литосферной мантии о-вов Зеленого Мыса датировок панафриканского тектоногенеза (0,5–0,7 млрд лет), более молодых по сравнению с мантией древних кратонов.

Изотопные неоднородности строения верхней мантии океанов уже ранее рассматривались автором [Блюман, 1997] применительно в основном к вулканитам океанических островов. Сохранились различные раннедо-

кембрийские свидетельства одновременных событий преобразования верхней мантии в ареалах распространения вулканитов. В качестве свидетельств получены сведения при изучении литосферной мантии плато Онтонг-Джава (Тихий океан) (Ishikawa, Pearson, Dale, 2011). Раннемеловое плато Онтонг-Джава в западном Пацифике — наиболее крупная изверженная провинция (LIP) на Земле с площадью $2 \cdot 10^6$ км² и максимальной мощностью коры > 30 км — формировалось, по мнению авторов (Ishikawa et al., 2011), вначале как поднятие (2,5–3,6 км выше окружающего морского дна), а затем в постэруптивный период произошло проседание ($1,5 \pm 0,4$ км), документируемое субмаринным извержением лав. Авторы изучали ксенолиты гарцбургитов для исследования глубоких мантийных корней плато Онтонг-Джава. Исследуемые образцы включали шпинелевые лерцолиты, шпинелевые гарцбургиты, гранат-шпинелевые лерцолиты и гранатовые лерцолиты из интрузии альнеита о-ва Малаита. На основании Re-Os датировок выделено две их возрастные популяции: главная (55 из 70 обр.) с возрастом 0,2–0,8 млрд лет; подчиненная (11 из 70 обр.) — протерозойская модель — 1,1–1,8 млрд лет наряду с возрастными 290 и 120 млн лет. Последний возраст отвечает раннему мелу. Древняя деплетированная субконтинентальная мантия плато Онтонг-Джава характеризуется нерадиоогенным осмием с древними модельными возрастными, которые отображают ее изоляцию от окружающей конвектирующей мантии на протяжении миллиардов лет.

Сходный во многом сценарий предполагается и для плато Кергелен. Результаты изучения ксенолитов гарцбургитов (Hassler, Shimiry, 1998) показали, что океаническая верхняя мантия содержит Os изотопные метки древних событий, которые оказывались устойчивыми к последовательному конвективному смешению.

Отдельные базальтовые провинции — Фернандо де Норонья, Тринидад и Кейп Верде — несут изотопные характеристики компонентов ЕМІ и ЕМІІ, возможно, указывающие на взаимодействие с материалом древней литосферы. Re-Os анализ зерен сульфидов из мантийных ксенолитов о-ва Сал — восточная часть островов Кейп Верде — показал модельный возраст деплетированной мантии 2,7–3,5 млрд лет (Coltorti et al., 2010), позволяющий считать, что эти ксенолиты являются отторженцами — фрагментами западно-африканской кратонической мантии с изотопной «меткой» ЕМІ. Аналогично интерпретирован Re-Os модельный возраст базальтов Азорских островов ($\geq 2,5$ млрд лет), расположенных в непосредственной близости от Срединно-Атлантического хребта, что также свидетельствует о взаимосвязи мантийных расплавов с фрагментами высокоскоростной субконтинентальной литосферы. Радиоогенно-обогащенные характеристики базальтов (ЕМІ, ЕМІІ) Китового хребта, Кейп Верде, Фернандо де Норонья и Тринидад, совмещенные с высокоскоростными доменами в томографической модели, могут быть интерпретированы как фрагменты древних дезинтегрированных корней континентов.

Применительно к поставленному ранее вопросу о природе и времени формирования деплетированной мантии срединно-океанических хребтов и «вышележащих» кристаллических мафических пород третьего слоя коры

океанов значительный интерес представляют недавно опубликованные сведения о радиологическом датировании плутонических пород Срединно-Атлантического хребта (Шулятин, Андреев, Беляцкий, Трухалев, 2012) (рис. 5). Материал по геологии и радиологическому датированию магматических пород САХ позволяет этим авторам сделать ряд выводов о структурно-тектонических особенностях и возрасте этих образований.

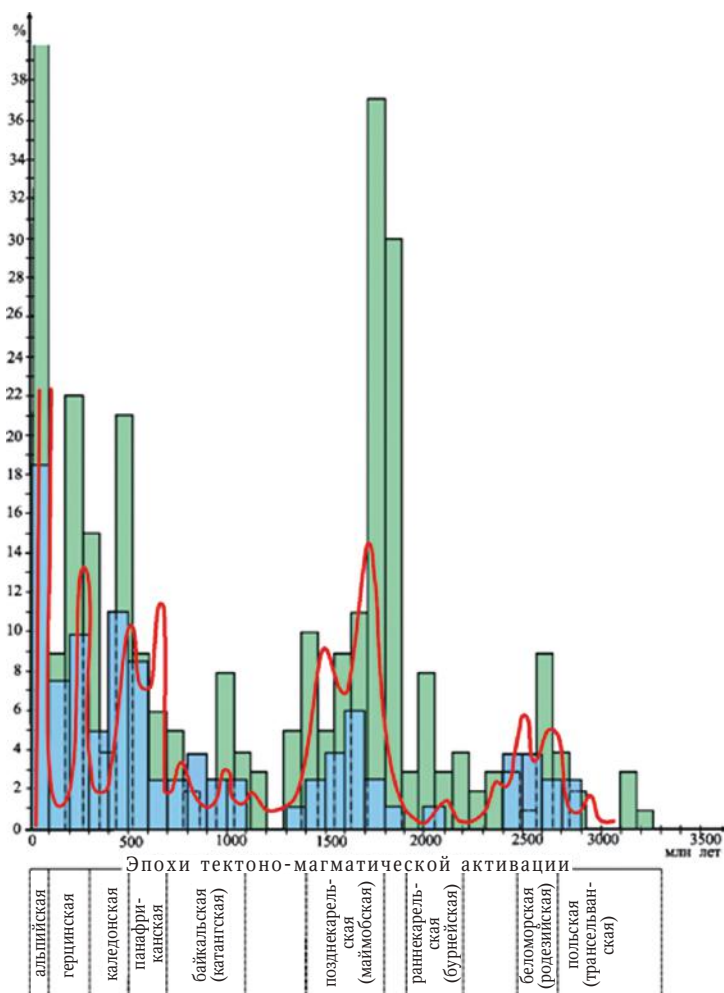


Рис. 5. Гистограммы встречаемости радиологических датировок возрастов магматических пород. Зеленые столбцы – по 593 анализам по цирконам U-Pb методом SHRIMP II и лазерной абляции; красная кривая – по 200 определениям теми же методами. Голубые столбцы – около 100 определений Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar, классическим методом по цирконам и другими методами по породообразующим минералам и валовым пробам [Шулятин и др., 2012]

1. Результаты радиологического определения возраста пород габбро-ультрабазитового комплекса (полученные авторами и опубликованные) указывают на широкий диапазон формирования плутонических пород — от кайнозоя (плейстоцена) до архея включительно.

2. Дискретные датировки радиологического возраста распадаются на несколько групп, которые совпадают с планетарными тектоно-магматическими эпохами на континентах, что является новой информацией и свидетельствует, очевидно, о согласованном геодинамическом развитии материков и разделяющих их океанических пространств.

3. Упорядоченный характер в распределении возрастов пород отражает многоэтапность проявления магматизма САХ, унаследованного от доокеанической эпохи геологического развития. При этом плутонические образования иногда сопровождались излияниями эффузивных пород, что подтверждается фактом обнаружения метабазальтов и метапикритов, комплементарных по возрасту древним кристаллическим породам (протокора).

4. В формировании современной структуры САХ на уровне 2 и 3 океанических слоев участвуют реликтовые образования доокеанической литосферы и верхней мантии. Они и вносят породное и особенно возрастное разнообразие в гетерогенный магматический комплекс, слагающий геоблоки среди молодых базальтов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта.

Вышеприведенные данные вполне совместимы со сведениями о древних датировках перидотитов, драгированных в пределах хр. Гаккеля (Северный Ледовитый Океан) (Liu et al., 2008). Деплетирование абиссальных перидотитов хр. Гаккеля фиксирует древнее событие плавления, определившее их нерадиогенные $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ отношения, что также установлено для Срединно-Атлантического хребта (Branlon et al., 2000; Harvey et al., 2006), а также для мантийных перидотитов Идзу-Бонинской дуги (Parkinson et al., 1998). Древнее деплетирование установлено также и для базальтов срединно-океанических хребтов Атлантического (Andres et al., 2004) и Индийского океанов (Graham et al., 2006). Гарцбургиты из обоих участков драгирования хр. Гаккеля показывают древнейший возраст деплетирования, обнаруженный в абиссальных перидотитах и равный 2,2 млрд лет. Эти древние события деплетирования намного древнее современных событий частичного плавления в мантии хр. Гаккеля (Andres et al., 2004).

Сегодня, в особенности после рассмотрения итогов программ глубоководного бурения в Мировом океане [Блюман, 2011] возникает затруднение при попытке обозначить содержание понятия «океаническая кора» («кора океанов»), за исключением достаточно определенных (в значительной степени в общем смысле) понятий «слоев» коры океанов: первого — осадочного, второго — вулканического (в широком смысле) и третьего — кристаллического (мафит-ультрамафитового). Понятие «слой» применительно к коре океанов, как и к коре континентов, носит не вполне определенный характер из-за того, что в пределах континентов и океанов «слой» не выдержаны по мощности и распространены не повсеместно, что противоречит общепринятому понятию «слой». Характер взаимоотношений перво-

го и второго слоев коры океанов охарактеризован автором [Блюман, 1998; 2011] по материалам международных программ глубоководного бурения (DSDP, ODP) и дополнен в этой работе материалами по программе IODP. В подавляющем большинстве случаев и, особенно в пределах СОХ, вскрыты бурением и драгированы преимущественно перидотиты, часто совместно с габбро. В отдельных скважинах только габбро (скв. 735В, поднятие Атлантис ЮЗ СОХ Индийского океана), габбро и ультрамафиты в одноименном поднятии Атлантис, расположенном на фланге САХ (см. описание разреза в этой работе). В единичных случаях (впадина Хесса, Тихий океан, Западный Индийский СОХ, поднятие Атлантис и одноименное поднятие в пределах САХ) бурением вскрыт лишь мафический кристаллический слой (третий) коры океанов, в частности в наиболее глубокой ($\approx 1,5$ км) скв. 735В в Индийском океане. В этом случае габбро не перекрыты какими-либо отложениями, несут следы волновой эрозии, а в скв. 732 в непосредственной близости от скв. 735В в долине трансформного разлома на глубине 4200 м бурением вскрыт под пелагическими илами литифицированный горизонт конгломератов с окатанной галькой выветрелых габбро и базальтов, сцементированных окисно-железистым песчаным цементом [Блюман, 2011].

С учетом того, что в пределах кратонов континентов установлена совокупность — сингенетичность и синхронность — образования и преобразования континентальной коры, и в изотопно радиогенно обогащенной субконтинентальной литосферной мантии то же отчасти установлено для различных структур океанов. В связи с этим актуален вопрос: когда происходил процесс деплетирования верхней мантии СОХ и насколько могут быть совокупны время формирования третьего слоя и время деплетированной мантии СОХ? Деплетированная мантия установлена в Мировом океане лишь в пределах срединно-океанических хребтов там же, где выявлены и изучены, по материалам глубинного бурения и драгированных образцов, мафические кристаллические породы третьего слоя коры океанов. Материалы по датированию этих пород приведены выше. Скорее всего, не случаен и тот факт, что деплетированы не только породы верхней мантии срединно-океанических хребтов, но и породы древнейших базальт-коматиитовых комплексов зеленокаменных прогибов. Рассмотрим сведения об изотопных характеристиках базальт-коматиитовых ассоциаций.

По [Galer, Goldstein, 1991], данные Sm-Nd изотопии архейских пород свидетельствуют о том, что раннеархейские породы были произведены из мантии, до того деплетированной. До времени 3,8 млрд лет базальтовая кора покрывала Землю повсеместно, будучи геохимически сбалансированной (комплементарной) с деплетированной мантией в результате постаккреционной дифференциации. Подтверждением этому является то, что многие архейские коматииты деплетированы, что предполагает взаимосвязь этого события с процессом формирования мафической протокры, сформированной по субстрату базальтового магматического океана. Большинство без исключения архейских пород, включая и коматииты, имеют положительное значение величины начального ϵ_{Nd} (рис. 6). Авторы (Galer,

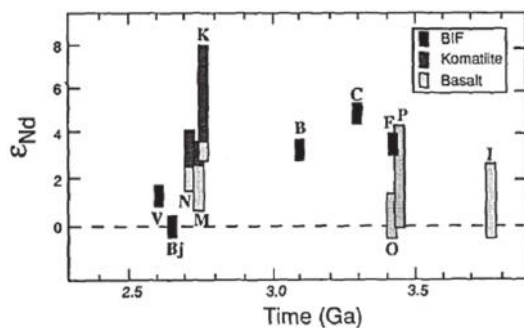


Рис. 7. Диаграмма в координатах: величина ϵ_{Nd} архейских вулканических пород и полосчатых железорудных формаций и возраста [Arndt, Chauvel, 1991]

древней протокры и деплетированной древней мантии не было возможно. Соответственно, такая мантия сохранялась деплетированной длительное время, как и сбалансированная с ней мафическая протокры. Н. Арндт и К. Шавель подчеркивают важную роль импактных событий в ранней истории Земли и в преобразовании раннее сформированных протокры и протомантии. По оценкам (Hartmann, 1987), планетезимали размером 10 км импактировали поверхность Земли с частотой одно событие в год во время 4,5 млрд лет; одно событие в 1 млн лет во время 4,0 млрд лет; планетезимали размером 100 км: одно событие в 100 лет и одно событие в 100 млн лет в те же интервалы времени соответственно. Следствием импактных преобразований являются процессы смешения в протокры и формирование участков континентальной коры («платформ» континентов). Отмечается, что в таком процессе «фельзитический компонент» мигрирует к поверхности, изолируясь от мантии, и обуславливает продолжающееся ее деплетирование после формирования мафической протокры. В интервале времени 4,2 млрд лет величина ϵ_{Nd} мантии могла варьировать от 1 до 4. Процессы импактного взаимодействия планетезималей и протокры около 3,9 млрд лет могли способствовать формированию таких континентов, как Гренландия, Канада и Антарктика, которые являлись реликтами наиболее ранних типичных — истинных (true) континентов.

Таким образом, можно предположить, что изначально разделились «судьбы» участков сбалансированных деплетированной мантии и мафической протокры и участков, подвергшихся преобразованию в результате воздействия на протокры импактных процессов. Участки, не подвергшиеся импактному воздействию, сохранили деплетированные характеристики верхней мантии и комплементарную ей мафическую протокры. Участки поверхности планеты, подвергшиеся импактному воздействию, могли быть преобразованы в домены континентальной коры, обладающие признаками радиогенно обогащенной коры и также радиогенно обогащенной верхней мантии. Такого рода участки слагают преимущественно кору

континентов, а также распространены в ряде структур Мирового океана — в океанических плато, активных окраинах континентов и в пределах океанических островов.

Малколм Мак Каллох и Виктория Беннет [Mc Culloch, Bennet, 1994] свои построения основывают также на том, что, исходя из данных Sm-Nd изотопии, раннеархейская мантия подвергалась длительному деплетированию в процессе формирования базальтовой протокры (рис. 8).

Эти данные свидетельствуют о том, что процессы деплетирования верхней мантии начались в постаккреционный период и были обусловлены начальной дифференциацией постаккреционной мантии в процессе сегрегации из нее панглобального базальтового магматического океана, а затем, в результате его термохимического взаимодействия с протоатмосферой, преобразованного в глобальную мафическую протокры.

Таким образом, процесс деплетирования верхней мантии срединно-океанических хребтов мог происходить еще до времени формирования древнейших базальт-коматиитовых ассоциаций, датируемых временем 3,8 млрд лет (Исуа, Западная Гренландия). Эта же деплетированность верхней мантии сохраняется, по данным Sm-Nd изотопии, и в базальт-коматиитовых ассоциациях более позднего времени (см. далее). Важно еще раз подчеркнуть возможную сингенетичность и синхронность (совокупность) формирования постаккреционной деплетированной мантии и мафической протокры. Последовательное преобразование этой пары — мафическая протокры и деплетированная протомантия происходило в результате влияния на них (см. выше, а также [Блюман, 2005; 2007]) импактных процессов. В этом случае в связи с формированием существенно салической серогнейсовой континентальной коры могло происходить появление радиогеоно обогащенных доменов с изотопными компонентами типа EM1, EM2, HIMU. Такие домены обогащенной мантии установлены в пределах

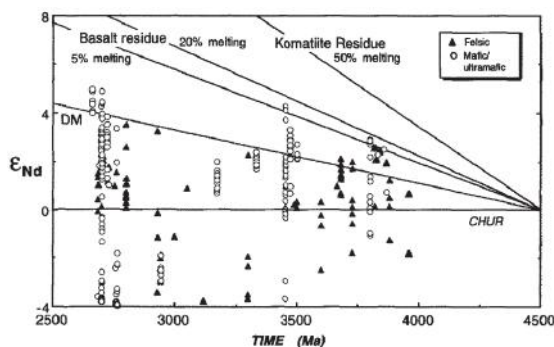


Рис. 8. Диаграмма в координатах ϵ_{Nd} — время, показывающая эффект экстракции базальтовой и коматиитовой коры в неодимовой изотопной эволюции остаточной деплетированной мантии. Показан неодимовый изотопный состав отдельных архейских пород [Mc Culloch, Bennet, 1994]

океанов — преимущественно в базальтах океанических плато — и в базальтах океанических островов и отсутствуют в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB), мантия которых деплетирована (DMM). Ранее автором [Блюман, 2006] высказывалось предположение о том, что перечисленные выше радиогенно обогащенные компоненты базальтов океанов могут быть сопоставлены с определенными компонентами континентальной коры: ЕМІ с нижней; ЕМІІ с верхней корой и НІМУ с базальт-коматиитовыми ассоциациями зеленокаменных прогибов. В земной коре континентов, судя по изотопным «меткам» континентальных базальтов разного возраста, отсутствуют изотопные «метки», соответствующие деплетированной мантии. Таким образом, можно предположить, что пара деплетированная мантия — мафическая кора сохранилась только в пределах срединно-океанических хребтов Мирового океана. Если учесть многочисленные датировки разными методами мафитов третьего слоя океанов и мантийных перидотитов срединно-океанических хребтов, то можно предположить, что только в пределах срединно-океанических хребтов могли сохраниться наиболее древние протокора и протомантия. Дополнительным свидетельством этому служит и тот факт, что в пределах даже наиболее древних комплексов кратонов континентов отсутствуют породы, которые могут быть сопоставлены по составу и строению разреза с мафитами третьего слоя коры океанов. Именно с целью продемонстрировать своеобразие состава и строения кристаллических мафитов третьего слоя коры океанов и несходство их с древнейшими комплексами щитов континентов приведем характеристику этих пород. Их состав и строение позволяют предположить, что их отнесение к магматическим породам — габбро и троктолитам не всегда оправдано.

Сегодня в мировой литературе, посвященной составу и строению третьего слоя коры океанов, крайне ограниченное количество публикаций, основанных на результатах глубоководного драгирования в различных структурах Мирового океана. Результаты изучения кристаллических мафитов (габбро), и, в частности, результаты их радиологического датирования нередко оспариваются, так как драгированные образцы часто без достаточной аргументации относят к образцам — продуктам ледового разноса (dropstones). Сдержанность в публикации этих данных и, в частности, данных о возрасте пород третьего слоя обусловлена во многом их базовым значением для тектоники плит. Не случайно и то, что до сегодняшнего дня не опубликованы сведения о радиологическом датировании пород третьего слоя коры по результатам изучения ядра уникальной во многих отношениях скв. 735В, пробуренной в пределах Юго-Западного Индийского СОХ. В 1987 г. в ходе выполнения программы ODP Leg 118 в скв. 735В было получено 433,8 м ядра габброидной нижней коры — тектонического окна в юго-западной части Индийского СОХ. Спустя 10 лет в 1997 г. в процессе выполнения программы ODP Leg 176 было возобновлено бурение на том же месте, и в течение 27 дней бурения было получено дополнительно 866 м ядра. Изученность пород третьего слоя коры океана по-прежнему невелика, и поэтому материалы скв. 735В — почти 1,3 км «све-

жего» керна — переоценить трудно. Предварительные данные изучения этой скважины, как и соседней с ней скв. 732, доступны на сайте <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>.

Основной характеристики состава и строения кристаллических мафитов третьего слоя коры океанов является авторский перевод итоговой статьи участников рейсов 118 и 176 программы ODP, опубликованной в журнале «Earth and Planetary Science Letters», (2000. Vol. 179. P. 31–51). 28 исследователей [Dick, Netland, Alt et al., 2000] участвовали в первичной обработке материалов бурения рейсов 118 и 176. Главной целью научной программы было получение прямых свидетельств состава и строения нижней коры океана. Вершина банки Атлантис, где размещена скв. 735В, представлена эродированной волнами (wave-cut) поверхностью, на которой располагаются выходы габбро на общей площади 25 км². На поднятии Атлантис не обнаружены какие-либо перекрывающие их отложения. Сква. 735В расположена на банке Атлантис, на поднятии в 6 км от восточной стены трансформного разлома Атлантис II. Авторы считают, что поверхность банки погрузилась на глубину 700 м за последние 10 млн лет.

Перед рассмотрением сведений о составе и строении кристаллических пород, вскрытых скв. 735В, еще раз ознакомимся с приведенным выше описанием керна скв. 732, располагающейся в основании долины трансформного разлома Атлантис II (Robinson, von Herzen, Adamson et al., 1989). Разрез скв. 735В [Dick, Natland, Alt et al., 2000] представлен главным образом габбро со средней плотностью 2,279 кг/м³, сейсмической скоростью 6,777 км/с, характерных для третьего слоя коры океана. В разрезе, однако, происходят значительные изменения с глубиной: петрохимические, деформационные и вторичные, наложенные метаморфические преобразования (рис. 9).

Отмечено, что имеющиеся петрохимические вариации не могут быть объяснены простым фракционированием и кристаллизационной дифференциацией в магматической камере. По мнению авторов статьи, разрез скв. 735 во многом отличается от хорошо изученных разрезов габбро полосчатого комплекса офиолитов и от габбро в быстросрединговых СОХ. Керна скв. 735В слагают габбро, вмещающие 0,5% фельзических жил и две дайки диабазов (обе в верхних 500 м керна). В процессе документирования керна были выделены 953 дискретных интервала, из них 457 в нижнем километровом интервале. Дополнительно интервалы подразделялись в сантиметровом масштабе. Плагиоклаз (около 60% в большинстве пород) и авгит — основные составляющие пород. Основные типы габбро разделяются по размеру зерен, количеству оливина, ильменита, магнетита и ортопироксена. Изолированно «пятнами» отмечены в керне анортозиты и клинопироксениты. Средний размер зерен от 5–15 до 15–30 мм; соизмеримо меняются размеры зерен оливина, плагиоклаза и пироксена. По характеру контактов между отдельными разновидностями габбро выделяются интрузивные — 41%; постепенные — 37% и тектонические — 6%; 16% неопределенных контактов. За исключением несистематических («нерегулярных») и тектонических контактов, угол падения интрузивных контактов меняется

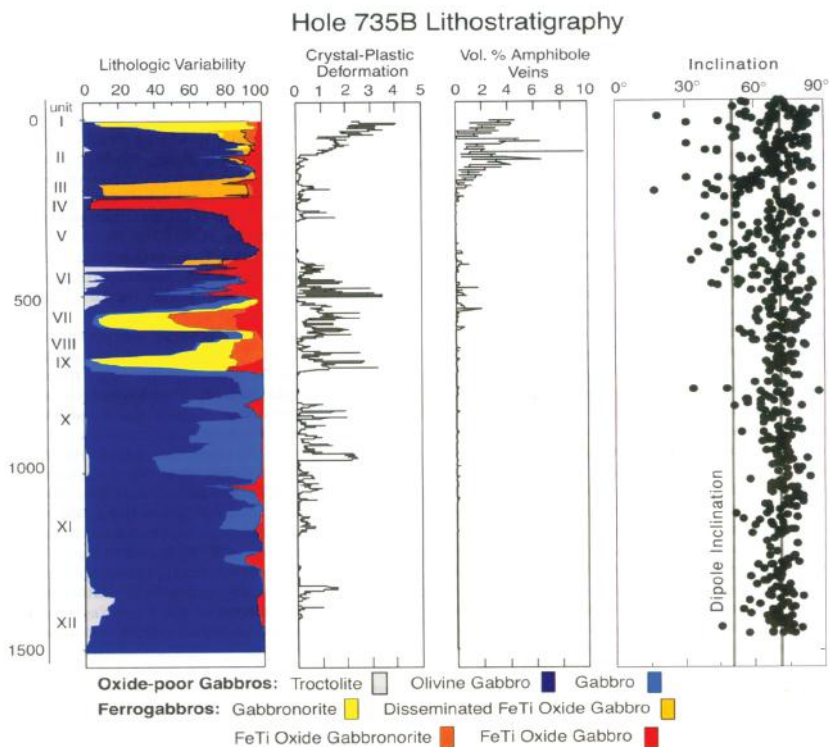


Рис. 9. Литостратиграфия разреза скв. 735В.

Литология, кристаллопластические деформации, объемный процент амфиболитовых жил и падение. Внизу — названия пород: бедные оксидами габбро, троктолиты, оливиновые габбро, габбро; феррогаббро: габбронориты, габбро с вкрапленностью оксидов железа и титана, оксидные габбронориты, оксидные габбро [Dick, Natland, Alt et al., 2000]

от 0 до 90 и в среднем равен 36°, без систематических изменений вниз по разрезу скважины. В среднем угол падения равен 24°. Отмечается, что в участках расслоенности (layering) — проявления кристаллопластических деформаций — отсутствуют закономерные изменения состава габбро по вертикали, типичные для дифференцирующегося магматического тела. Отсутствует также обычная «эволюционная» последовательность, подобная таковой в расслоенных интрузиях, подобных Скаергаарду. Авторы считают, что породы в разрезе присутствуют в виде отдельных «анклавов». Феррогаббро преобладают в верхних 500 м разреза; обычные («примитивные») и дифференцированные (evolved) габбро распространены незакономерно в разрезе. Состав пород отдельных интервалов меняется в широких пределах: от нескольких сантиметров до многих метров, отражая сложный полигенетический характер разреза, вмещающего большое количество небольших тел оксидных габбро, заполняющих зоны рассланцевания,

интрузивных габбро и фельзических жил. Подчеркивается, что разрез скв. 735В характеризуется мелкомасштабной химической и структурной изменчивостью вплоть до размера отдельного образца.

Габбро скв. 735В — результат сложного чередования магматических и тектонических событий, и стратиграфия разреза «концептуально» отлична от расслоенных интрузий [Dick, Netland, Alt et al., 2000]. Некоторые контакты пачек и субпачек деформированы, а в ряде мест имеют вид разрезов, обычно маркируемых маломощными милонитами. Обычно градационные контакты характеризуются исчезновением различных минеральных фаз — таких как ортопироксен, ильменит и магнетит. Границы отдельных частей разреза обозначаются несистематическим появлением интрузивных образований — секущих тел микрогаббро, а иногда многочисленных маломощных интервалов оксидных габбро, сменяющихся грубозернистыми оливиновыми габбро. С учетом сложности разреза габбро могут быть подразделены на три главные ассоциации: оливинсодержащие габбро, обедненные оксидами; секущие тела макрогаббро; «феррогаббро», состоящие из оксидных габбро и габброноритов. Оливинсодержащие габбро и троктолиты — грубозернистые равнозернистые или по-разному структурированные, содержащие менее 1% оксидов, образуют около 78% разреза скважины (рис. 10). Эти габбро структурно сходны и показывают по содержанию оливина постепенные переходы от габбро к троктолитам. Разновидности с варьирующими структурами похожи на более широко развитые равнозернистые габбро, но вмещают пятна неправильной формы и различных размеров, сложенные грубо- и мелкозернистыми равнозернистыми габбро. Эти габбро содержат в общем менее 1% межгранулярных фаз — ортопироксена, коричневого амфибола, оксидных минералов и апатита. Оливинсодержащие габбро могут быть объединены в пять пачек (units) мощностью от 200 до 600 м, каждая из которых более сложная по составу и содержит много незначительных петрографических различий между собой. Простейшая интерпретация пачек (unit) заключается в том, что каждая из них, по мнению авторов, представляет собой некую форму циклических интрузий, которые дифференцировались *in situ* как порции магмы, прокладывая себе путь вверх, образуя специфические интрузивные горизонты. Во многих интервалах разреза скважины грубозернистые оливинсодержащие габбро пересекаются средне- и мелкозернистыми микрогаббро, варьирующими по составу от троктолитов до оксидных габброноритов. Их ширина от сантиметра до нескольких метров, а состав от грубозернистого габбро к феррогаббро. Микрогаббро включают и троктолиты, которые являются наиболее примитивными, высокомагнезиальными породами и отличаются от грубозернистых троктолитов основания разреза скважины. Большинство контактов микрогаббро с оливиновыми габбро в образцах отчетливо резкие, секущие, часто неправильной формы. Отдельные зерна минералов прорастают сквозь границу мелкими и крупными зернами, в шлифах имея вид сутуры. Четкие по зернистости контакты более редкие. Только пять пачек микрогаббро в пределах нижнего километра скважины имеют простые «интрузивные» контакты, но и здесь

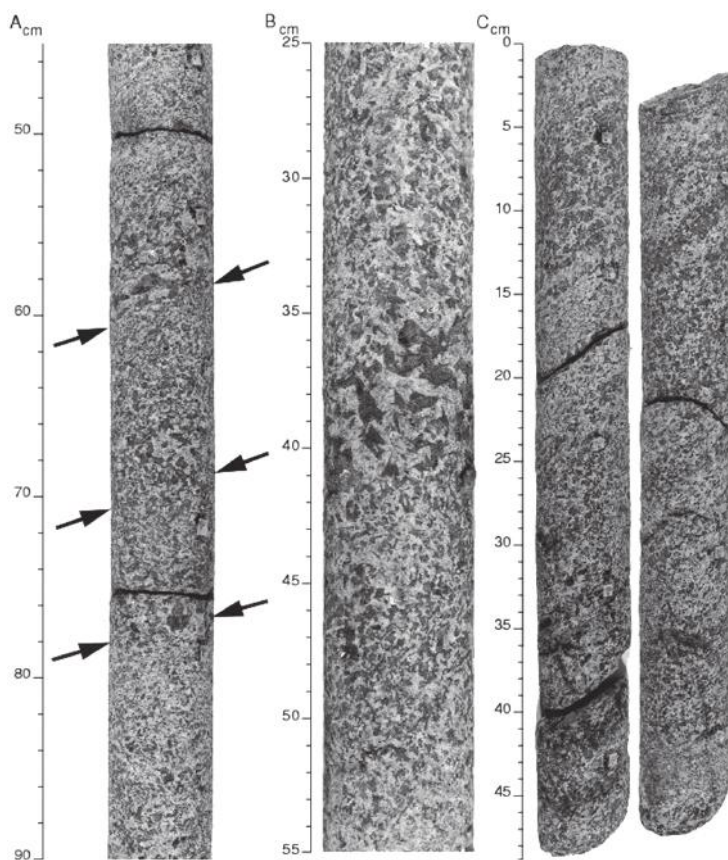


Рис. 10. Оливинсодержащие габбро и троктолиты (Robinson, von Herzen, Adamson et al., 1989)

зерна минералов «сломаны» хрупкими деформациями по контакту. Предполагается, что во время интрузии микрогаббро не были полностью «затвердевшими». В то же время в верхней части скважины с небольшими и средними углами падения тонкие синусовидные микрогаббро интродуцируют грубозернистые габбро с падением контактов от пологих до вертикальных. Авторы интерпретируют такие взаимоотношения как перемещение расплава по каналам сквозь кристаллизующиеся интрузии. Сотни маломощных тел вкрапленно-оксидных (1–2 об.%) и обогащенно-оксидных (2–30 об.%) габброноритов, габбро и оливиновых габбро, как и несколько массивных феррогаббро, пересекают обедненные оксидами оливиновые габбро. Эти феррогаббро, в отличие от обедненных оксидами оливиновых габбро, характеризуются присутствием макроскопически хорошо различимых зерен ильменита и магнетита. Взаимоотношения феррогаббро и обедненнооксидными габбро различны. В ряде случаев преобладают постепенные пере-

ходы. Наблюдаются четкие контакты, фиксируемые появлением межзерновых оксидов и изменением взаимоотношений силикатов (чаще увеличением количества пироксена и исчезновением оливина) и сутурными границами соседних зерен. Часто оксидные габбро размещены в зоне деформированных габбро, в участках перехода от деформированных к недеформированным габбро. Наиболее объемный тип феррогаббро в разрезах нижнего километра скважины представлен или небольшими высокотемпературными зонами рассланцованных пород, пересекаемых грубозернистыми оливиновыми габбро, или локальными «пятнами» оксидных габбро среди оливиновых габбро. Во многих феррогаббро участках оксидные минералы присутствуют в виде заполнения секущих микротрещин в зернах минералов и в зонах кристаллопластических деформаций в оливиновых габбро или они размещены в плоскостях сланцеватости, а также в тенях давления порфиробласт пироксена (рис. 11).

Во многих массивных феррогаббро в протяженных интервалах керна формируются локальные сегрегации оксидов, которые заполняют плоскости кристаллизационной сланцеватости или трещины, секущие сланцеватость. При этом в феррогаббро границы зерен плагиоклаза имеют сложную форму взаимного проникновения (сутурные границы?), зерна пироксена часто блокированы, имеют округлую форму, позволяя предполагать, что они были резорбированы и деформированы до завершения кристаллизации. Железо-титанистые оксидные габбро и габбронориты составляют около

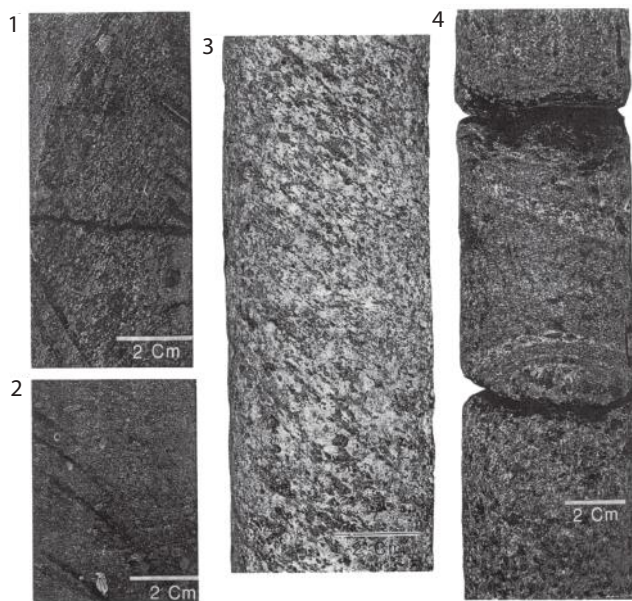


Рис. 11. Оксидные габбро
(Robinson, von Herzen, Adamson et al., 1989)

30% керна в верхних 500 м скважины, к 12% в нижних 1000 м и менее чем 1% в наиболее низких 300 м разреза. Отличительная особенность стратиграфии (или литостратиграфии: эти термины используют авторы [Dick et al., 2000] (курсив мой. – Б. Б.)) скв. 735В – сильное обогащение вниз по разрезу железом и натрием от верхней части разреза к пачкам III, IV. Эти пачки представляют собой широкую зону деформаций с повсеместно проявленной (объемной) кристаллопластической сланцеватостью (foliation), которая с глубиной превращается в интенсивное рассланцевание. Увеличение степени рассланцевания пород сопровождается увеличением содержаний в них железа и натрия. Авторы считают, что такие изменения обусловлены реакцией между поздним Fe-Ti расплавом и протолитом оливиновых габбро, и этот процесс контролируется деформациями и миграцией расплава вдоль зон рассланцевания. С другой стороны, имеются локальные пятна и слои феррогаббро, особенно в нижней трети разреза, свидетельствующие о наличии синмагматических деформаций. В этом случае поздний обогащенный Fe-Ti расплав размещается локально *in situ* в оливиновых габбро в конце их кристаллизации.

Поздние изверженные фельзические жилы в кернах скв. 735В представлены лейкодиоритами, диоритами, трондьемитами и тоналитами с разным количеством темно-зеленого амфибола, кварца и биотита (рис. 12). Было обнаружено также небольшое количество «истинно» гранитных жил. Ширина фельзических жил от нескольких миллиметров до нескольких сан-



Рис. 12. Жилы трондьемитов и тоналитов в габбро (Robinson, von Herzen, Adamson et al., 1989)

тиметров, их пересекают литологические разновидности, обычно заполняя систему трещин. Отличительной особенностью многих фельзических жил в нижнем километре разреза скважины являются реакционные каймы, обогащенные Fe-Ti оксидами в контакте фельзических жил и оливиновых габбро. Некоторые фельзические жилы были деформированы в условиях гранулитовой до амфиболитовой фации. Некоторые деформированные феррогаббро, импрегнированные фельзическим материалом, образуют гибридный расплав диоритового состава. Хотя фельзические жилы в среднем многочисленны и их количество уменьшается с глубиной, более чем 200 жил были установлены в нижнем километре скважины.

Макроскопические деформации пород в скв. 735В в общем локализируются в дискретных зонах рассланцевания и в разломных зонах, при этом 77% керна — недеформированные породы. Кристаллопластические и хрупкие деформации локально хорошо выражены. По мере движения вниз по скважине уменьшается интенсивность кристаллопластических деформаций, и сланцеватость отсутствует в протяженном интервале вблизи основания скважины. Плотность хрупких (brittle) деформаций, судя по гидротермальным жилам, также уменьшается вниз по скважине. Некоторые породы были деформированы и перекристаллизованы, еще будучи частично расплавленными, и имеются переходы между высокотемпературными метаморфическими и магматическими процессами. (Dick et al., 1999). Многие зоны кристаллопластических деформаций формировались в условиях эквивалентных гранулитовой фации (>800–1000 °C). Считается, что субпараллельные кристаллопластические структуры могут быть переходными между магматическими и кристаллопластическими деформациями и накладываются на магматическую расслоенность (foliation). Деформации во многих породах могут быть интерпретированы как переходные между кристаллопластическими и хрупкими. Имеются также «узкие» зоны интенсивного катаклаза и несколько разломных зон, две из которых имеют вертикальный характер залегания и зафиксированы отражением на сейсмическом профиле (Dick et al., 1990).

Во многих интервалах первичные изверженные структуры преобразованы субсолидусными деформациями гранулитовой и амфиболитовой фаций. Деформации обычно локализованы в оксиднообогащенных зонах, предполагается, что эти породы пластичнее, чем вмещающие их оливиновые габбро, хотя в пачке IV большая часть интервала представлена массивными оксидными габбро, показывающими слабые субсолидусные деформации. Считается, что существует значительная взаимосвязь между деформациями и присутствием в породах оксидов.

Породы скв. 735В сохраняют сложную запись высокотемпературного метаморфизма, хрупких деформаций и гидротермальных изменений, начинающихся в околосолидусных температурах. Высокотемпературный уровень субсолидусных изменений представлен перекристаллизованными габбро, часто сложенными зернами одинакового размера, с границами тройного сочленения под углом 120° и необластами оливина и пироксена, типичными для условий гранулитовой фации метаморфизма (> 700–1000 °C).

В верхних 500 м скв. 735В выделены 2792 жилы, представленные 21 различными минеральными ассоциациями. Считается, что фельзические жилы объемно более многочисленны и ассоциированы с оксидными габбро. Многие из фельзических жил позднее интенсивно гидротермально изменены, в то время как другие жилы могут иметь метасоматическое происхождение. Очень часто образование отдельных фельзических жил не может трактоваться однозначно. Большинство примесных элементов, когерентных и некогерентных, остаются виртуально постоянными. Такие вариации вступают в противоречие с моделью кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы и позволяют интерпретировать стратиграфию разреза как гибридное образование, в котором оливиновое габбро локально интродуцируется поздним магматическим расплавом, особенно в верхней трети разреза скважины. Источники этих расплавов могут располагаться ниже или на удалении от разреза скв. 735В.

Разрез скв. 735В характеризуется присутствием многочисленных тел поздних оксидных габбро и их увеличением вверх по разрезу. Связь таких тел с зонами кристаллопластической сланцеватости и их размещение вдоль небольших зон рассланцевания отличает габбро скв. 735В от габбро наиболее хорошо изученных офиолитов и расслоенных интрузий. Несмотря на многочисленность феррогаббро, в разрезе не обнаружено их эруптивных эквивалентов — ферробазальтов вблизи трансформного разлома Атлантик II. Расплавы, продуцирующие феррогаббро в исключительно высокий дифференциации железа, могут представлять только небольшую реститовую фракцию первичной базальтовой магмы (10–20%), в то время как ильменит и магнетит появляются на ликвидусе только после 90% кристаллизации. Более того, так как оксидное состояние MORB очень низкое, простой нормативный расчет показывает, что даже наиболее обогащенный Fe и Ti расплав ферробазальтов в процессе кристаллизации может произвести менее 4–6% оксидов железа и титана. Таким образом, мощная последовательность массивных оксидных габбро со средним медальным содержанием оксидов 10% и многочисленными небольшими пятнами и небольшими зонами рассланцевания, заполненными оксидами, не являются обычной (простой) ферробазальтовой интрузией. Предпочтительнее считать, что феррогаббро представляет собой кумулят поздних кремнистых расплавов, которые выжимались из обогащенного оксидами рестита, или ферробазальтовый расплав мигрировал в виде проникающего «потока» импрегнируя протолит, лишенный оксидов. Не ясен механизм, которым значительный объем поздних расплавов может быть компактно извлечен из матрикса оливиновых габбро и затем обособлен (aggregated) и окончательно интродуцирован в оставшуюся часть коры без извержения его на поверхность.

Тесная ассоциация оксиднообогащенных и оксиднообедненных габбро в скв. 735В и значимость деформационно-ассоциированных процессов в интервале субсолидусных режимов также обнаружена в габбро разломных зон других низкоспрединовых СОХ, включая Кайманов трог (Elton, 1987), Индийского океана и Атлантики (Myashiro et al., 1969; Cannat et al., 1995).

Своеобразие троктолитов и габбро скв. 735В вполне обосновано результатами петрографического изучения шлифов этих пород, приведенного на сайте http://www-odp.tamu.edu/publication/176_IR/176.TOCNTM. Коротко описание шлифов габбро, троктолитов и оксидных габбро можно охарактеризовать следующим образом:

- практически повсеместно в плагиоклазе присутствуют микровключения черной шпинели иногда с фазами распада иголок гематита(?);
- фазы распада — низкокальциевый пироксен и их двойникование фаз распада присутствуют и в авгите;
- фазы распада установлены по трем кристаллографическим направлениям в оливине;
- в плагиоклазе, как и в пироксене, отмечается присутствие деформационных двойников, а в плагиоклазе отмечаются симлектитовые сростания авгита и плагиоклаза;
- в оливине, в авгите и в плагиоклазе присутствуют в виде мельчайших иголок (0,0005–0,001 мм) непрозрачные и пластинчатые включения минералов — тонких фаз распада;
- в габбро и троктолитах постоянно отмечается присутствие сульфидов: пирита, халькопирита, пирротина, пентландита наряду с ильменитом и магнетитом.

Только перечисленные характеристики и в особенности присутствие деформационного двойникования и фаз распада в породообразующих минералах могут служить свидетельством необычных для габбро условий кристаллизации этих пород в высокобарических условиях. Шпинель в плагиоклазе — также отличительный признак этих пород от «обычных» габбро и троктолитов.

Приведенные данные о составе и строении третьего слоя океанов не укладываются в традиционные представления о возможных механизмах его происхождения и, несмотря на крайнюю гипотетичность высказанного предположения, могут обсуждаться. Весьма характерной особенностью рассмотренных выше мафитов третьего слоя коры океанов являются их пространственная и временная сближенность и петрогенетическая общность с тоналитами и трондьемитами, присутствующими как в виде локальных жильных обособлений, так и в виде расплавных включений в них (Touret, Huiženga, 2012).

Рассмотрим особенности состава и строения древнейших гранулитовых комплексов основания коры континентов и сведения, позволяющие предполагать природу их образования. Кратко опишем их состав и строение в древнейших комплексах современной консолидированной коры, время становления которой различными методами устанавливается в интервале 4,4–3,6 млрд лет. На основе таких обобщенных данных можно перейти к вопросам условий и времени становления базовых комплексов этого времени — гранулитовых и серогнейсовых (ТТГ) и древнейших супракристалльных и далее к характеристике их металлогении совокупно с рассмотрением истории их геологического развития.

Вопрос о происхождении консолидированной коры континентов Земли уже не одно десятилетие обсуждается геологами. Прежде всего необходимо определиться с пониманием термина «консолидированная кора» относительно ныне существующих глобальных тектонических структур континентов — платформ, щитов и складчато-надвиговых областей, присоединившись при этом к принятому большинством геологов у нас и за рубежом делению консолидированной коры континентов (ККК) на верхнюю, условно «хрупкую» (brittle), гранито-гнейсовую, гнейсо-амфиболитовую и нижнюю, также условно пластичную (ductile) гранулитовую кору. Состав гранулитовой коры более разнообразен и в разных кратонах: кроме гранулитов среди них присутствуют кварциты, мраморы и своеобразные «граниты» — чарнокиты и эндербиты. В петрографическом, весьма приближенном отношении в составе ККК выделяются:

— нижняя консолидированная кора (НКК) — мафически-салическая (соответственно основные и кислые гранулиты, а также кремнистые и карбонатные породы) и серогнейсовые тоналит-трондьемит-гранодиоритовые комплексы;

— верхняя (ВКК) — гранитно-метаморфическая, салическая, гнейсово-кристаллосланцевая, гнейсо-амфиболитовая, сформированная преимущественно в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма, предположительно по субстрату древнейших супракрустальных комплексов или же за счет полиметаморфизма — последовательного метаморфо-метасоматического преобразования субстрата первичных гранулитовых комплексов.

Формирование (образование и преобразование) ККК, включая нижнюю и верхнюю коры, происходило длительно и многократно в процессе докембрийского и фанерозойского развития Земли при участии эндогенных и экзогенных (в данном случае космогенных — импактных) факторов. В данном разделе основное внимание сосредоточено на вопросе происхождения наиболее ранней раннедокембрийской существенно мафической гранулитовой коры континентов — ее формировании непосредственно вслед за формированием панглобальной мафической протокоры. И эта задача определяет необходимость выявления практически стертых в докембрии и затем в фанерозое особенностей строения и состава раннедокембрийской коры, сохранившихся реликтов ее состава, строения, которые могут быть использованы для понимания причин и условий ее образования. Многолетние геолого-геофизические исследования ККК показали ее латеральную и вертикальную неоднородность, подчеркиваемую неравномерной мощностью нижней и верхней КК в пределах разных тектонических структур внутри континентов. Направленные изменения состава и строения ККК выявлены внутри отдельных частей континентов по мере смещения от их центров к окраинам. Подобного же рода изменения установлены внутри древнейших структур континентов — щитов и древних платформ. Такая неоднородность может быть обусловлена как первичными особенностями происхождения раннедокембрийской коры, так и неоднократным ее вовлечением в процессы последовательного преобразования в ходе докембрий-

ского и фанерозойского развития в участках разнотипных по тектоническому режиму становления. Эти вопросы достаточно детально рассмотрены ранее в работе «Земная кора континентов и океанов (сравнительный анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных)» [Блюман, 1998]. Сущность приведенных в этой работе сведений и заключительных положений:

— в пределах континентов мощность и строение консолидированной коры направленно меняются по мере перехода от центральных частей континентов к их окраинам — мощность коры уменьшается за счет выклинивания (редукции) верхней коры;

— аналогично в пределах древних платформ происходят те же изменения: мощность коры уменьшается от их центра к периферии так же за счет выклинивания верхней коры;

— в пределах подвижных складчато-надвиговых областей различного возраста в участках с двухуровневой (нижней и верхней) корой повышенной мощности распространены складчато-надвиговые системы с существенно терригенным осадконакоплением и экстенсивным проявлением риолит-дацитового вулканизма и гранитового магматизма;

— участки с двухуровневой корой как бы цементируются участками с одноуровневой (нижней) корой пониженной мощности и ранними ареальными проявлениями базитового вулканизма и габбро-плагиогранитного магматизма;

— соответственно в пределах континентов повсеместно распространена нижняя гранулитовая существенно мафическая кора и «фрагментарно» на ней залегает верхняя, существенно «гранито-гнейсовая» сиалическая кора;

— в зонах перехода континент — океан сочленяются нижняя существенно мафическая гранулитовая кора континентов (их пассивных окраин) и третий слой коры океанов, причем и та, и другая имеют близкие скоростные и плотностные свойства, что до сих пор вызывает неопределенность проведения границы континент — океан (continent — ocean border — COB).

Приведенные характеристики ККК — итог накопленных особенностей состава и строения, интегрированных в процессе длительного и разнообразного по интенсивности и экстенсивности развития структур континентов, в конечном счете приведших к формированию таких глобальных структур, как континенты, океаны и зоны перехода континент — океан активные и пассивные.

Рассмотрим возможную модель формирования нижней гранулитовой коры континентов — основные и кислые гранулиты и серогнейсовые комплексы. С различной интенсивностью и экстенсивностью гадейская мафическая протокора подвергалась преобразованиям со времени своего формирования вплоть до палеозоя и кайнозоя, все более гетерогенизируясь и консолидируясь, и теряя в этом процессе свойства, позволяющие судить о первичных признаках состава и строения и соответственно об ее происхождении. Однако есть возможность обнаружить фрагменты этих ранних кор путем изучения глубинных ксенолитов, использования геолого-геофизических данных — выявления скоростных ее параметров и тех же пара-

метров ниже лежащей мантии с учетом того, что преобразование (в общем смысле разуплотнение мафической протокоры) должно сопровождаться преобразованием и подстилающей ее протомантии. Такие взаимоотношения могут быть осложнены влиянием такого «дополнительного» фактора, как импактное влияние на протокору и протомантию различных по количеству и размерам импакторов. В фанерозое преобразование раннедокембрийской консолидированной коры может происходить лишь в результате процесса «снизу вверх» — перемещения флюидопотоков — результатов глубинной дифференциации — «сквозь» мантию в кору в условиях их совокупного преобразования (латерально и вертикально неоднородного). Гадейская и более поздняя раннедокембрийские коры были исключительно «горячими» в гадее и менее «горячими» в раннем докембрии (в раннем архее), продолжая одновременно взаимодействовать в условиях относительно высоких температур и давлений с гадейской и архейской насыщенной существенно восстановленной атмосферой Земли. Окончательным итогом такого взаимодействия, как уже отмечалось, могли быть ранняя окисленная в результате такого взаимодействия атмосфера и появление первой гидросферы на рубеже 3,6 млрд лет — время формирования древнейшего супракрустального комплекса Исуа. Этот комплекс как бы завершает историю событий постагрегационной стадии развития Земли.

Древнейший супракрустальный комплекс Исуа Западной Гренландии представляет собой овальную, вытянутую в северо-восточном направлении структуру размером 12 × 20 км, расположенную на субстрате древних гнейсов. Возраст структуры Исуа 3,8–3,7 млрд лет [Hamilton, 2007]. Окружающие комплекс полиметаморфические мигматиты и гнейсы датируются временем 3,8–3,6 млрд лет. Древние гнейсы интенсивно деформированы, а супракрустальные породы прогрессивно метаморфизованы. Метаморфизованные базальты и высокомагнезиальные базальты с сохранившимися структурами (подушечные лавы, метапелиты, метапесчаники и полосчатые кремнистые железистые кварциты, мафические андезиты и ультрамафические породы и конгломераты с кварцевой галькой) документируются в отдельных частях комплекса. В северо-восточной части структуры Исуа породы метаморфизованы только в зеленосланцевой фации, и далее на юго-запад метоморфизм усиливается и происходит в условиях амфиболитовой фации, ему подвержены регрессивно и вмещающие гранулитовые комплексы. Датировка 3,8–3,7 млрд лет произведена по цирконам из метавулканитов кислого состава.

П. Аппель и др. [Appel et al., 1998] принимали участие в пилотном исследовании северо-восточной части пояса Исуа в масштабе 1 : 20 000 и детальном исследовании некоторых метаосадочных пород. Было установлено, что район состоит из трех тектонических доменов (рис. 13). Два из них (северо-западный и юго-восточный) состоят из интенсивно деформированных кристаллических сланцев, в то время как на всей территории Центрального домена (CD), первичные вулканические особенности пород относительно хорошо сохранились. Центральный домен в основном состоит из метаморфизованных и умеренно деформированных базальтовых

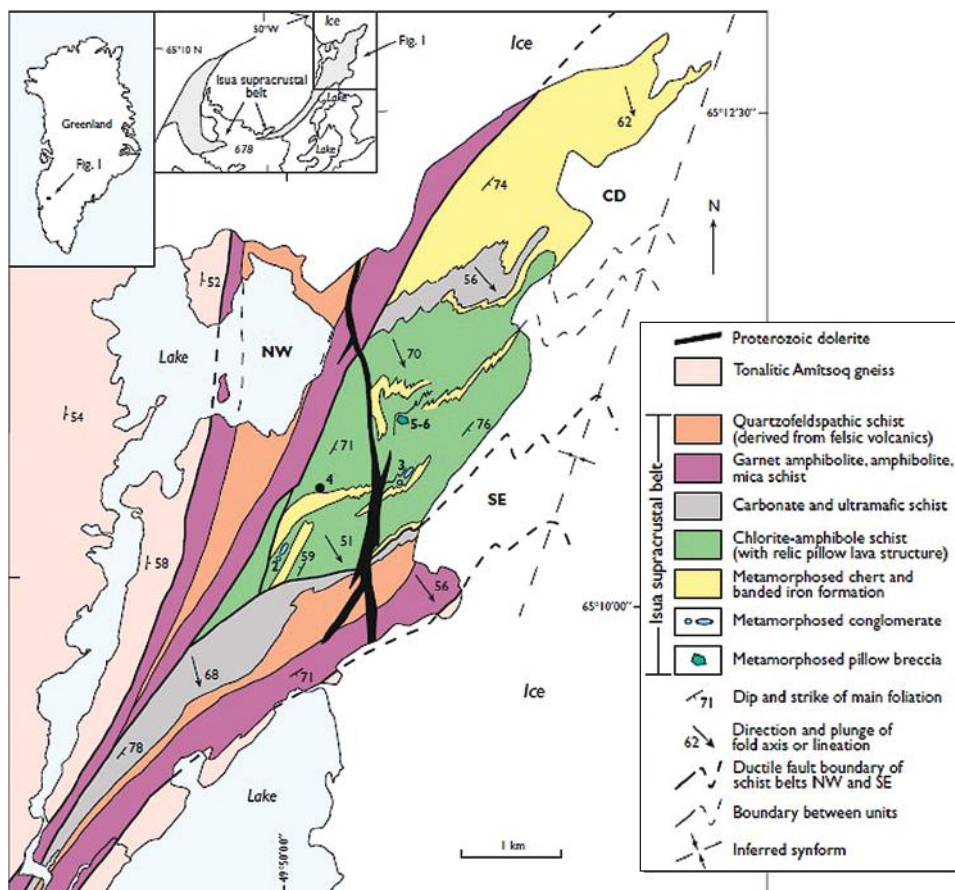


Рис. 13. Упрощенная геологическая карта северо-восточной части супракрустального комплекса Исуа. Стрелки указывают направление и склонение осей складок и линейности, связанной с главной синформой [Appel et al., 1998]

Супракрустальный пояс Исуа: протерозойский долерит; тоналитовые гнейсы Амйтсок; кварц-полевошпатовые кристаллические сланцы (развитые по вулканитам кислого состава); гранатовые амфиболиты, амфиболиты, карбонатные и ультрамафические сланцы; хлорит-амфиболовые кристаллические сланцы с реликтами пиллоу структур; метаморфизованные кварциты и полосчатые железистые кварциты; метаморфизованные конгломераты; метаморфизованные пиллоу-брекчии

подушечных лав и гетерогенных вулканических брекчий с прослоями незначительных метаморфизованных пород и конгломератов, а также полосчатой железорудной формации (рис. 14–16).

Незначительная степень деформированности пород CD обеспечивает лучшее их изучение. Породы в этой области относительно хорошо сохраняют стратиграфическую последовательность, которая является, вероятно, одним из лучше всего сохранившихся, древнейших наземных событий.

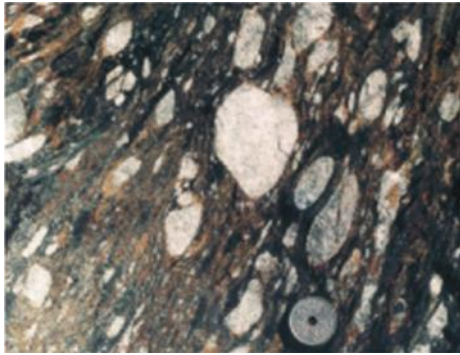


Рис. 14. Метаконгломерат с галькой кварца различных размеров в кремнистом матриксе. Диаметр монеты – 2,5 см [Appel et al., 1998]



Рис. 15. Полимиктовый метаконгломерат с галькой кварца и кварц-эпидота (E) [Appel et al., 1998]

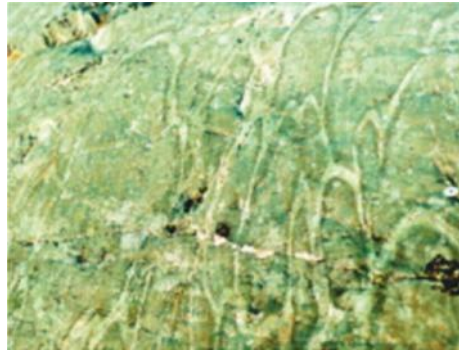


Рис. 16. Пиллоу-лава metabазальта с темной каймой в кремнистом матриксе [Appel et al., 1998]

Последовательность в основном состоит из базальтовых подушечных лав, брекчий, чередующихся с прослоями кремней и полосчатых железистых кварцитов. Все другие стратиграфические компоненты разреза пояса Исуа были сильно изменены, их стратиграфические соотношения почти стерлись. В других частях пояса Исуа первичные седиментационные характеристики встречались только локально в очень небольших масштабах. Среди в целом рассланцованных единиц были обнаружены кислые вулканические и осадочные вулканокластические породы. Ранее не были выделены и описаны подушечные лавы, распространенные на площади 6 км² в центральном домене (рис. 13). По составу образцы представлены, как правило, высокомагнезиальными базальтами, богатыми Al₂O₃ (15–20%), и с низким содержанием CaO (8–19%). Работа 1997 г. поддерживает предыдущие пред-

ложения (например, Bridgwater et al., 1976. P. 24), что «первоначальная стратиграфия нарушена импактным ударом» и что пояс Исуа может состоять из ряда тектонических доменов вместо единой стратиграфической последовательности, или «когерентной стратиграфии» (Nutman, 1984). В 1986 г. Нутман предположил, что в поясе Исуа могут быть выделены две стратиграфических последовательности, которые он назвал А и В, разделенные разломом, и каждая последовательность была разделена на ряд формаций. Им же (Nutman et al., 1997) определены различные U-Pb SHRIMP возраста цирконов из кислых вулканических или вулканокластических пород этих двух последовательностей. Образец из последовательности В показал возраст 3710 млн лет, а пример из последовательности А > 3790 млн лет.

Овальная форма структуры Исуа в известной мере напоминает структуры типа Садбери и структуру интракратонных впадин, получивших широкое распространение на следующей стадии становления Земли в период 3,6–2,5 млрд лет. В формировании таких структур установлено (Садбери) или предполагается (бассейны Хамерсли, Австралия, и Барбертон, Южная Африка) участие импактных процессов. Попытка установить «следы» таких событий в древнейшем супракратальном комплексе Исуа (наличие импактных изменений в цирконе и геохимической «зараженности иридием элементами группы платины») в метаосадочных породах предпринималась коллективом авторов (Coeberl et al., 2000) и не выявила прямых признаков проявления здесь высокотемпературных изменений и следов присутствия планетарного вещества, но авторы считают, что они могли быть стерты последующим проявлением высокотемпературного метаморфизма. Участие обогащенных летучими углистыми хондритов на поздних стадиях акреции устанавливается (Jia, Kerrich, 2002) по результатам изучения изотопии ^{15}N . Величина $\delta^{15}\text{N}$ в углистых хондритах меняется от + 30 до + 42‰, та же величина в архейских породах (2,7 млрд лет) от + 16 до + 24‰; в палеопротерозойских 7–10, в фанерозойских 2–6‰.

М. Бойе и др. (Boyet et al., 2002) изучили изотопию ^{142}Nd в метаосадочных породах Исуа Западной Гренландии (3,8 млрд лет). ^{142}Nd — продукт распада ^{146}Sm с периодом полураспада 103 млн лет. Продукты радиоактивности ^{146}Sm обнаружены в хондритах и дифференцированных метеоритах, но впервые в метаосадочных породах и базальтах Исуа. Авторы считают, что обнаруженные ими аномалии ^{142}Nd ($\epsilon = 0,33$) могут свидетельствовать о том, что в этот промежуток времени в преобразовании протокоры принимали участие большое количество различных по составу планетезималей. Данные свидетельствуют о том, что и в формировании древнейшего зеленокаменного прогиба Исуа участвовали импактные процессы.

Рассмотрим вначале вопрос: имеются ли свидетельства присутствия в верхней мантии фрагментов (безусловно, частично преобразованных) протолитосферной мантии, возможно, ассоциированной с формированием панглобальной мафической протокоры? Сегодня в геологической литературе широко используются термины «кили кратонов», «кили континентов». В работе Дж. Гёсслера и Р. Кинда [Gössler, Kind, 1996] отмечено, что корни Азиатского и Северо-Американского континентов отчетливо

отражены в мантии до глубины 410 км. По данным Е. Фукао и его коллег (Fucao et al., 1994) в соответствии с данными Гесслера и Кинда, ниже кратонов располагается «высокоплавучий» материал мантийных корней кратонов, представленный более высокоскоростной мантией. Такая мантия прослеживается до глубины 350 м под Евразией, Северной Америкой, Западной Африкой, Гренландией, Австралией, Южной Америкой. Такого типа мантийные области выделены В. Джарданом (Jordan, 1981) в качестве «тектосферы», глубина которой под областями с возрастом древнее (1,3–1,8 млрд лет) может достигать 400 км (Grand, 1994; Zhang, Tanimoto, 1993). В общих чертах может быть намечена последовательность формирования — образования и преобразования гадейской протокры в раннедокембрийскую мафическую гранулитовую и впоследствии в том же временном интервале (4,4–3,6 млрд лет) формирование древнейших гранит-зеленокаменных областей и повторное диапировое (купольное) формирование реювенированных ТТГ комплексов (тектоника стиля купола — кили). Еще раз в соответствии с данными В. Гамильтона [Hamilton, 2007] отметим принципиальные различия тектонических «стилей» формирования первичной мафической протокры — панглобальную мобильность и «латеральную» и вертикальную тектонику в период формирования гранит-зеленокаменных областей — тектоника стиля «киль — купол».

«Бимодальность» раннедокембрийской гранулитовой коры подчеркивается присутствием, с одной стороны, сиалических пород «кислого» — комплексов кислых гранулитов, а с другой — комплексов существенно мафического состава — гранулитов габбрового состава. Эта «бимодальность» отчетливо выражена и в ряде изотопно-геохимических характеристиках этих пород, для которых, несмотря на их петрохимическую полярность, свойственно практическое отсутствие калийсодержащих минералов, если они не связаны с более поздними, наложенными породами. Породы докембрийской коры — гранулиты основного и кислого состава — существенно плагиоклазовые и потому обладают в системе координат Sm-Nd изотопных отношений также полярными характеристиками, что подчеркивается размещением в системе Sm-Nd отношений кислых гранулитов в области радиогеннообогащенной, а основных гранулитов — в деплетированной области [Блюман, 2007]. Также «полярны» и геохимические особенности этих пород: обедненность мафических гранулитов ураном, торием, рубидием и относительная обогащенность этими же элементами кислых гранулитов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Присутствие в нижней части коры мафических гранулитов, а в верхней комплексов «кислых» гранулитов характерно для древнейших комплексов Британских островов; гранулитовых комплексов Алданского, Балтийского и Анабарского щитов.

По мнению С. Тейлора и С. Мак-Леннана, районы выхода пород гранулитовой фации представляются наиболее доступными для отбора материала, который может быть исследован для оценки условий их формирования, типичных температур и давлений, существовавших в процессе формирования нижней коры. В литературе имеется много указаний на области,

в которых установлены выходы пород гранулитовой фации, однако здесь авторы рассматривают наиболее характерные из них (субпровинцию Пиквитоне, Канада; хребты Фрейзер и Масгрейв, Западная Австралия; структурная зона Капусказинг в северной части провинции Онтарио. В районе Капусказинг кора вскрыта только до глубины 25 км, и следовательно более глубокие части нижней коры могут быть не вскрыты в этом и других приподнятых участках. О комплексах, рассматриваемых в качестве представителей гранулитовой фации, опубликовано много противоречивых геохимических данных. Для одних установлено обеднение щелочными элементами, Th и U, из других были полностью удалены гранитные расплавы и не обнаружено никаких изменений в валовом составе по сравнению с комплексами более низкой ступени метаморфизма. Для гранулитовой фации характерны безводные минералы.

Продолжим рассмотрение типичных гранулитовых областей различных регионов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Гнейсовый комплекс Льюис — одна из классических областей, где, возможно, представлен участок нижней коры. Он состоит из центрального блока пород гранулитовой фации (Скуриан), окруженного гнейсами амфиболитовой фации. Комплекс Скуриан характеризуется более низким общим содержанием европия по сравнению с наблюдаемым в хондрите. Отмечено, что ряд особенностей комплекса Скуриан, в том числе и распределение РЗЭ, свидетельствует о том, что процессы, обусловившие его образование, принципиально отличаются от нормальных магматических и метаморфических процессов верхней коры. Установлено, что температура плавления составляла 950 °С, при этом удалась 20% расплава, образовавшегося при частичном плавлении. Положительная Eu-аномалия в породах гранулитовой фации напоминает таковую в трондьемитах, где она рассматривается иногда как важнейшая черта этих образований; здесь Eu-аномалия интерпретируется как свидетельство преобладания плагиоклаза в составе этих пород.

Множество глубинных ксенолитов (преимущественно основных гранулитов) обнаружено в кимберлитах и других типах пород эксплозивного вулканизма (например, Южная Африка, юго-восточная Австралия, плато Колорадо и Фронт-Рейндж, юг Центральной Франции, Северо-Западная Африка и ФРГ). Ряд сейсмических профилей в районах, где встречаются ксенолиты основного состава, показывают, что переход между нижней корой и верхней мантией, как правило, постепенный, а не резкий. Эти профили сопоставимы по мере увеличения глубины с переходами от составов, относительно богатых плагиоклазом, до основных составов, богатых гранатом. Более того, измеренные скорости сейсмических волн в ксенолитах совпадают со скоростями, предполагаемыми на глубинах 25–45 км для пород основного состава (7,0–8,0 км/с).

В целом гранулиты породы более основные по составу, чем породы верхней коры. Для них характерны более низкие содержания Th, U и K, низкое содержание Rb, высокие значения отношений K/Rb а также низкие начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Структура нижней коры с основными гранулитами в основании, перекрытыми кислыми гранулитами, установлена

для Британских островов. Тесная связь между Sr и Nd даже в условиях гранулитовой фации метаморфизма позволяет использовать изотопные данные для получения информации о нижней коре. Высокие отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(0)$ (< -20) являются представительными для пород нижней коры и в особенности характерны для кислых гранулитов (рис. 17). Отличительной особенностью гранулитов нижней коры в целом, также подчеркивающей существенно плагиоклазовый Sm-Nd тренд их фракционирования, является устойчивое присутствие в этих породах положительной европиевой аномалии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], в отличие от отрицательных величин содержания европия в верхней коре. Таким образом, «бимодальность» состава и строения нижней раннедокембрийской коры и ее структурная дифференцированность: мафические гранулиты внизу, салические вверху с присутствием в отдельных разрезах комплексов кварцитов, в том числе и магнетитовых, марганценосных гондитов и карбонатных пород.

Тектонический стиль катархейских гранулитовых комплексов весьма своеобразен [Салоп, 1982]. Для него характерны изометрические, округлой или овальной, иногда неправильной («амебоидной») формы складчатые системы, в плане несколько напоминающие, на первый взгляд, гнейсовые купола, но отличающиеся от них иным внутренним строением, а также гораздо большими размерами (100–800 км в поперечнике). Такие склад-

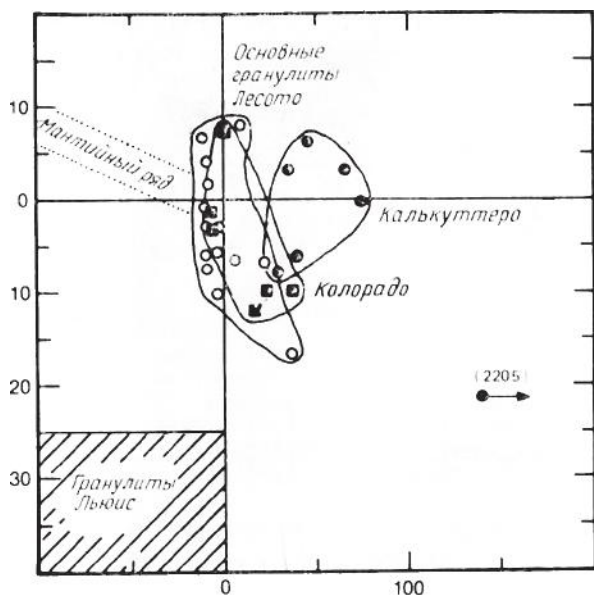


Рис. 17. Диаграмма $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ для ксенолитов нижней коры Лесото, Калькуттеро и Колорадо, показывающая значительно меньшие вариации ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} по сравнению с таковыми гранулитов, представленных на кислые гранулиты Льюис [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

чатые системы («гнейсовые складчатые овалы») представляют собой концентрически расположенные ансамбли складок разных размеров и форм, преимущественно линейных и изоклиальных с ясно выраженной центростремительной вергенцией (перемещением масс к центру систем). Большие складки осложнены складками более мелких порядков, вплоть до микроплойчатости, и все это подчеркивает пермобильность (по Е. В. Павловскому) и высокую пластичность и мобильность катархейских [по Л. И. Салоупу, 1982] комплексов. Осевые поверхности складок часто бывают сильно изогнуты в горизонтальной плоскости, причем, как показывают детальные структурные исследования, такие изгибы в большинстве случаев возникли еще в процессе складчатости, а не в результате более поздних деформаций, как это иногда считают. Более ранние автохтонные гнейсовидные плагиограниты (тоналиты) развиты повсеместно и участвуют в сложной складчатости, наравне с гнейсами, но самые крупные их массы также приурочены к внутренней части «гнейсовых овалов». Между «гнейсовыми овалами» располагаются различного размера площади с хаотической ориентировкой складок, отсутствием вергентности и широким развитием брахиформных мульд и небольших купольных структур. Все эти данные, по мнению Л. И. Салоупа и автора, свидетельствуют о длительном, начиная с гадейской протокоры и впоследствии раннедокембрийской гранулитовой коры, их формировании в высокотемпературных условиях, что в известной степени коррелируется и с исключительной высокотемпературностью протомантии, подтверждением чему является внедрение в раннедокембрийскую кору высокотемпературных коматиитовых расплавов (1600 °С).

Охарактеризованные выше тектонические формы катархея первоначально были установлены Л. И. Салоупом на Алданском щите и выявлены во многих районах почти на всех континентах, где широко развиты и изучены древнейшие образования (рис. 18, 19).

По данным Л. И. Салоупа, структуры типа гнейсовых овалов обнаружены геофизическими методами и в некоторых участках на дне океана. Особенно ярким примером могут служить крупные (до 300 км в поперечнике) кольцевые структуры, отчетливо видные по магнитным полям в Северной Атлантике, в районе подводного плато Роколл. Морским бурением в этом районе вскрыты типичные для катархея гранулитовые породы, указывающие на присутствие здесь затонувшего континента, вероятно, прежде связанного с древними гранулитовыми комплексами Лофотенских островов, Шотландии (массив Эрия) и Гренландии.

В соответствии с представлениями В. Е. Хаина и Н. А. Божко [1988], к концу катархея (4–3 млрд лет) уже возникли «острова» сиалической коры. Судя по уже выявленному распространению «серогнейсового» комплекса и по весьма вероятному еще более широкому его развитию на поверхности и особенно в глубине раннедокембрийской коры, эти сиалические острова (протоконтиненты А. Гудвина, нуклеары Е. В. Павловского – М. З. Глуховского) были достаточно обширны и многочисленны, по крайней мере в пределах современных платформ и их окраин. Вполне возможно, как предполагали А. Гудвин, А. Гликсон, С. Накви, О. Б. Гинтов, В. М. Моралев и др.,

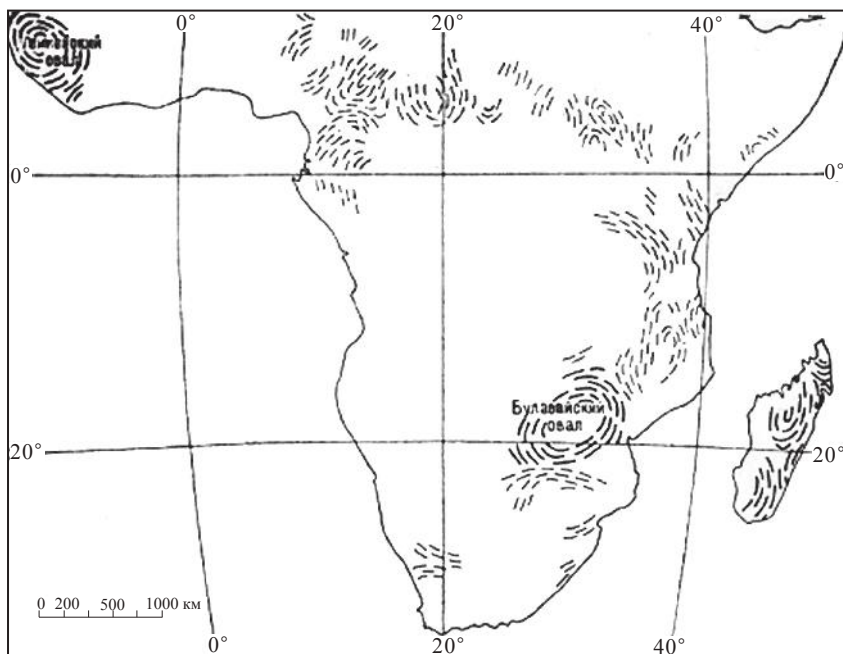


Рис. 18. Структура катархея Африки [Салоп, 1982]

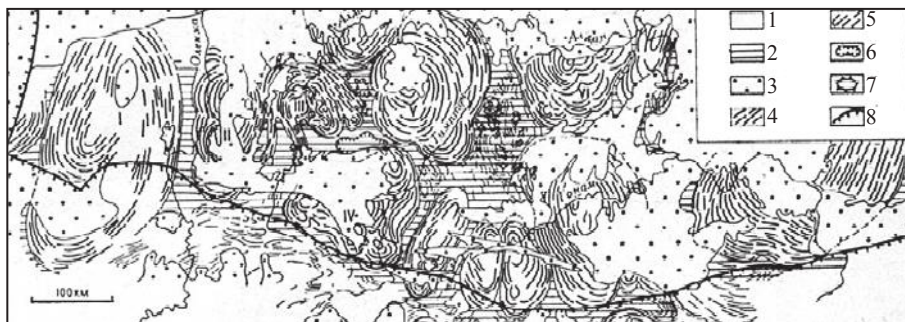


Рис. 19. Тектоника катархея Алданского щита [Салоп, 1982]

1 – гнейсовые складчатые овалы; 2 – межовальные поля; 3 – платформенный чехол; 4, 5 – простираение складок в складчатых овалах (4) и межовальных полях (5); 6 – брахисинклинали; 7 – гнейсовые купола; 8 – северная граница Становой складчатой области

что крупные купольные структуры, наблюдаемые в современном структурном плане древних щитов, особенно рельефно на космоснимках, могут являться реликтами или, во всяком случае, наследниками этих сиалических островов конца катархея. Наиболее вероятные примеры таких купольных структур: Алдано-Тимптонский купол (Алданский щит), купол Унгава

(Канадский щит), Сингбумский купол (Индостан), купол Пилбара (Западная Австралия). Уже в катархее началась дифференциация земной коры как по латерали, с обособлением участков утолщенной коры субконтинентального типа, так и по вертикали, с разделением на гранулитовый (гранулит-базитовый), «диоритовый» («серогнейсовый») и осадочно-вулканогенный (в промежутках между куполами) слои. «Остается открытым вопрос о действии в катархее механизма тектоники плит, который предполагается одними исследователями и отрицается другими. Разделение верхней твердой оболочки Земли на литосферу и астеносферу произошло, вероятно, уже на предыдущем этапе, поскольку в астеносфере возникали очаги плавления. Но вязкость вещества литосферы должна была существенно отличаться от современной вязкости и приближаться к вязкости вещества современной астеносферы в стабильных областях. Соответственно не могло быть разделения литосферы на жесткие, внутренне недеформируемые плиты – основного признака тектоники плит» [Хаин, Божко, 1988. С. 27].

Древнейшие гранулитовые комплексы в стратотипических разрезах Алданского щита выделены Л. И. Салопом [1982] и впоследствии авторами многотомного труда «Докембрий континентов» (1976, 1977) в качестве алдания, а перекрывающие их зеленокаменные комплексы палеопротерозоя (по Л. И. Салопу) в качестве киватиния. Следует при этом подчеркнуть, что независимо от принадлежности платформ к Лавразийской или Гондванской группам в строении их древнейших комплексов выявляются сходные особенности. Так, в фундаменте Сибирской и Антарктической платформ глубокометаморфизованные комплексы алдания преобладают, в то время как в пределах Канадского щита (провинция Сьюперии), Африканской платформы (Родезийский массив), Южно-Американской платформы (Гвианский щит) они выступают лишь в ядрах куполовидных структур среди киватиния. Разрезы алдания могут быть разделены на два типа: «полные», венчающиеся гранулит-гнейсовыми образованиями – аналогами сутамского комплекса, и «редуцированные», верхняя часть которых представлена базит-карбонатными образованиями – аналогами федоровского комплекса Алданского щита. Проанализируем далее характер пространственного распределения этих разрезов в пределах щитов и фундамента платформ различных континентов (Глебовицкий, 1973; Салоп, 1973, 1977, 1982; Докембрий континентов, 1976, 1977; Шульдинер и др., 1987). В свое время автор [1998] рассмотрел в деталях этот вопрос в работе «Земная кора континентов и океанов». Далее приводится краткий обзор проведенного исследования. В центральной части Евразийского континента (Балтийский и Украинские щиты) преобладающе распространены бескарбонатные гранулит-базитовые и гранулит-гнейсовые комплексы. В то же время в составе гранулитовых комплексов выступов фундамента Северо-Востока и Востока России, а также в фундаменте Сино-Корейской платформы широко распространены базит-карбонатные комплексы. Они же установлены в выступах фундамента Курило-Камчатской островной дуги, Японии, среди глубокометаморфизованных образований о-ва Тайвань, впадины Окинава и Сула-Новогвинейского блока. В составе древнейшего (льюисского) ком-

плекса Британских о-вов, наряду с гранулитами основного состава, присутствуют мраморы и кальцифиры. Породы льюисского комплекса слагают фундамент Внешних Гебрид и распространяются далее в пределы шельфа и континентального склона. Гранулиты базит-карбонатного комплекса установлены в щитах центральной и восточной частей Австралийской платформы (Аранта, Масгрейв, Голер, Джорджтаун) и не отмечены в щитах (Йилгарн, Пилбара) ее западной части, где преобладающе распространены гнейсы и гранулиты основного состава. В пределах Индостанской платформы мраморы и кальцифиры присутствуют в гранулитовом комплексе Восточных Гат и среди гранулитов серии Хайленд о-ва Шри-Ланка. Породы кондалитовой серии обнаружены на западной окраине континента, а также под деканскими базальтами в составе фундамента западных палеоокеанических бассейнов (платформа Бомбей).

В пределах Африканской платформы аналоги базит-карбонатного комплекса присутствуют в щитах восточной части платформы — Родезийско-Трансваальского и отчасти Танзанийского. Более широко этот комплекс распространен восточнее — в Сома-ли-Мозамбикском щите и на о-ве Мадагаскар (андройская и графитовая серии). В северо-западной (Западно-Африканский щит) и центральной частях платформы (Нигеро-Мозамбикский щит) также установлены гранулитовые комплексы с мраморами и кальцифирами (серии Амеага, Региабат, Тазазиле и др.). Эти породы не установлены в фундаменте платформы Конго, в пределах Западной и Экваториальной Африки, за исключением Камеруна (серия Эболово).

В пределах Южно-Американского континента гранулитовые комплексы с мраморами и кальцифирами выделены в восточной части Восточно-Бразильского щита в серии Параиба и не обнаружены в гранулитовых комплексах Гвианского и Бразильского щитов. В южно-американском сегменте тихоокеанского обрамления континента в Западных Кордильерах Перу среди гранулитов распространены кондалиты, кинцигиты и мраморы. Комплекс сходного состава выявлен в выступах фундамента в восточных хребтах Перуанских Анд в Колумбийских и Центральных Кордильерах.

В составе гранулитовых комплексов Северной Америки и Канады мраморы и кальцифиры установлены в верхней части разреза гранулитов провинции Гренвилл, на северном побережье Канады, на островах Соммерсет и Баффинова Земля, а также в составе гранулитовых комплексов Готхоб, Норланд Западной Гренландии. В центральной части Северо-Американской платформы распространены бескарбонатные гранулитовые комплексы. В пределах восточно-тихоокеанской окраины континента мраморсодержащие комплексы с реликтами гранулитовой фации присутствуют в составе полиметаморфических комплексов фундамента Канадских Кордильер, Юконского кристаллического массива, в Береговых хребтах Канады и Аляски. В Кордильерах США, в Поперечных хребтах в горах Сан-Габриэль также выявлены фрагменты полиметаморфизованных гранулитов с прослоями мраморов. В северо-западном продолжении Поперечных хребтов (хр. Санта-Лусия) в блоке Салиния обнаружены гранулиты, чарнокиты, кальцифиры и мраморы.

Таким образом, в пределах различных континентов выявляется подобие циркум-континентального строения разрезов алдания: пространственная приуроченность базит-карбонатных («редуцированных») гранулитовых комплексов к щитам и фундаменту платформ периферических частей континентов [Блюман, 1998]. Подобное дифференцированное строение раннедокембрийских комплексов предположительно может интерпретироваться как следствие двух причин:

— в процессе формирования нижней гранулитовой коры в различных участках может происходить вначале становление мафических гранулитов, затем гранулитов кислого состава, а на заключительных стадиях — формирование кремнистых и карбонатных комплексов. Карбонатные комплексы расположены по периферическим частям современных континентов и распространяются в область третьего слоя коры современных океанов;

— подобного рода латеральные различия, ассоциированные со строением и размещением современных континентов, могут свидетельствовать об их фиксированном положении с раннего докембрия.

На основании вышесказанного можно предположить, что в различных участках поверхности планеты становление гранулитовой коры могло происходить по-разному. В одних участках развитие коры завершилось образованием кислых гранулитов после формирования мафических гранулитов, в других — образование нижней коры завершилось становлением существенно карбонатных пород и обозначало, что здесь происходило активное выведение углекислоты из атмосферы — ее дальнейшее активное окисление в процессе образования карбонатных пород.

Подобного рода циркумконтинентальное строение разрезов алдания может быть объяснено существованием в это время гигантских овоидов (по Л. И. Салопу), ядра которых располагались в центре ныне существующих континентов, а по их периферии и в пределах также ныне существующих океанических областей формировались базит-карбонатные комплексы (рис. 20).

Л. И. Салоп [1982] связывает формирование овалов и глобальных овоидов с воздействием различного размера импакторов на первичный субстрат. Как уже отмечалось, периферические части континентов с «редуцированным» разрезом раннего архея характеризуются в целом уменьшением мощности КК по сравнению с их центральными частями, где, судя по строению разреза раннего архея и мощности КК, распространен «полный» тип разреза. В центрально-материковых областях развития катархейской коры в палеопротерозое происходит заложение и развитие зеленокаменных прогибов с определенной латеральной и хронологической межконтинентальной изменчивостью. Проявление таких прогибов в окраинно-континентальных областях с преобладающе распространенным редуцированным разрезом раннего архея в общем не характерно.

Можно предполагать, соотносясь с современными очертаниями континентов и океанов, существование в «федоровское» время в гадее в окраинно-континентальных областях бассейнов с карбонатным осадконакоплением, а в центральных частях континентов — формирование гранулит-гнейсовых



Рис. 20. Схема размещения литолого-стратиграфических комплексов раннего архея [Блюман, 1998]

Разрезы — «полный» (белое) и «редуцированный»
(см. пояснения в тексте)

мафических и салических комплексов. И в этом случае остается не ясным, распространялись ли эти комплексы в пределы ныне существующих океанов. Здесь уместно проанализировать возможную причину размещения полных и редуцированных разрезов раннего архея (см. выше). Формирование ядер континентов с полными разрезами гранулитовых комплексов могло быть связано с тем, что эти части подверглись импактному воздействию крупными планетезиалами на фоне активного взаимодействия формирующихся коры и атмосферы. Другие же части с карбонатными комплексами такому воздействию не подвергались, что позволяет предположить, что мафическая кора, ныне расположенная в основании разреза коры океанов, осталась в первозданном виде и сохранила состав и строение ранней гадейской мафической протокры.

Это может подтверждать обособление континентальной и океанической коры и литосферы еще на ранней стадии развития Земли. Механизм формирования подобного рода первичных неоднородностей на ранней стадии геологического развития Земли мог быть различным. Возможно их появление непосредственно вслед за стадией аккреции, когда падение крупных планетных тел способствовало появлению в отдельных участках поверхности планеты структурных и вещественных неоднородностей. Формирование таких неоднородностей — мафическо-салических гранулитовых ядер континентов — могло происходить посредством становления структур

типа гигантских протоастроблем, «кратерные» части которых могли экстрагировать из вещества панглобальной мафической протокоры (возможный механизм этого процесса на основании экспериментальных данных рассматривается далее).

Установленными являются взаимоотношения между гранулитовой (основные и кислые гранулиты) нижней корой и последующим, но не повсеместным формированием в ней (внутри нее) серогнейсовых, тоналит-трондьемит-гранодиоритовых комплексов, на «основе» которых преимущественно уже на следующей стадии развития Земли во временном интервале 3,6–2,5 млрд лет формируются также разновозрастные гранит-зеленокаменные комплексы. Все это позволяет предположить, что обособление континентальной и океанической кор и в целом континентальной и океанической литосфер могло произойти еще на ранней стадии развития Земли, на что ранее указывал В. С. Сафронов (1967). Недавно опубликованные данные [Блюман, 2011, 2013] свидетельствуют о том, что в ряде мест (о-ва Атлантического океана, Срединно-океанический хребет Атлантического океана, хр. Гаккеля Северного Ледовитого океана) мантийная литосфера подвергалась наложенным преобразованиям, время проявления которых совпадает частично со временем преобразования литосферной мантии континентальных кратонов (Каапваальский, Слейв). На фоне этих предположений история развития протоокеанической коры и литосферы остается, за небольшими исключениями, о которых речь пойдет далее, совершенно неясной в силу того, что кора океанов перекрыта мезозойскими базальтами и пока на всей площади Мирового океана не известно, что же происходило с этой корой на первой рассматриваемой стадии и в дальнейшем до практически полного перекрытия этой коры мезозойскими базальтами.

Анализируя возможные механизмы возникновения гранулитовой нижней коры во временном интервале 4,4–3,6 млрд лет, следует отметить, что глобальным и определяющим в этот период времени была не прекращающаяся со времени поздней аккреции бомбардировка поверхности планеты космическими телами разных размеров, максимум которой совпадает с ТЛБ во время 3,9 млрд лет. В соответствии с представлениями С. Тейлора и С. Мак-Леннана [1988], поток метеоритов, с которым связано образование ранней коры планет (ранее 4 млрд лет), – вопрос исключительной важности. Интенсивная бомбардировка могла изменить развитие ранней коры. Маловероятно, что этот процесс был способен помешать формированию коры или полностью разрушить однажды уже сформировавшуюся кору. Тем не менее удары больших метеоритов, с которыми связано образование кратеров диаметром в тысячи километров со множеством более мелких кратеров, могли брекчировать и изменить любую раннюю кору. Современный поток метеоритов создает на Земле кратер диаметром более 20 км примерно каждые 30 млн лет. Современная скорость образования кратеров диаметром более 20 км на Земле и Луне объясняется прохождением Земли через пояс астероидов Аполло. Если эти скорости для внутренних планет отнести в интервал 3–4 млрд лет назад, то тогда следует ожидать резкого увеличения скорости потока метеоритов. Это показывает,

что удары кратерообразующих тел (с диаметром обычно более 100 км) были свойственны ранней стадии развития Солнечной системы, в связи с чем концепция о позднем «всплеске» или катастрофе в кратерной хронологии оказывается менее реальной. По аналогии с датированной поверхностью лунных плоскогорий и подобных им поверхностей на Меркурии и Марсе допустима и ранняя (до 4 млрд лет) метеоритная бомбардировка Земли. Подсчеты числа ударов и размеров образовавшихся кратеров весьма неопределенны. Если, считают С. Тейлор и С. Мак-Леннан, экстраполировать исходя из данных по лунным плоскогорьям с необходимой поправкой на размер и разницу в силе тяжести, то окажется, что не менее 200 кратеров диаметром несколько сот метров образовались на Земле до периода 3,9 млрд лет назад. В настоящее время трудно оценить эффект подобной бомбардировки. Должны были иметь место повторяющиеся периоды интенсивного дробления коры и образования больших объемов импактных расплавов. Поэтому «петрологические следствия обширной бомбардировки на ранних этапах истории земной коры почти неясны и остается еще много нерешенных вопросов» [Тейлор, Мак-Леннан, 1988. С. 361].

А. Гликсон в работе «Астероиды и эволюция раннедокембрийской коры Земли» (1993) в качестве древнейших сохранившихся импактных структур рассматривает Садбери и Вредефорт. Импактные модели с импактором более 10 км в диаметре, в тех участках, где они взаимодействовали с «тонкой и горячей» архейской корой, оказывали значительное на нее воздействие импактными деформациями и плавлением — проксимальными явлениями, практически не сохранившимися в процессе позднейших метаморфизма и деформаций (см. В. Л. Масайтис и др., 1998). С другой стороны, А. Гликсон отмечает хорошо сохранившиеся дистальные эффекты импактных событий. Несмотря на то, что сохранившиеся архейские области занимают площадь менее 5% площади обнажений континентальной коры, глобальная природа импактных событий может быть установлена в ранней истории Земли. Открытие в Австралии и Южной Африке горизонтов (слоев), обогащенных сферулами импактных расплавов (микротектитов по А. Гликсону) — «вершина айсберга» архейской импактной хронологии, с максимумами астероидной бомбардировки Земли 4,0–3,8 млрд лет, продолжавшейся в течение всего архея. Возможна синхронизация импактных событий на Земле и Луне, когда, по А. Гликсону, в промежутках времени 4–3,5 млрд лет на Земле могло быть образовано более 300 бассейнов и 45 000 кратеров с диаметром более 35 км; 4–3,5 млрд лет — 3 190 кратеров размером более 35 км; 3–2,0 млрд лет — 1640 кратеров размером > 35 км. ТЛБ в промежуток 3,9–3,8 млрд лет определяет необходимость поисков синхронных импактных событий на Земле. Д. Грин [Green, 1972] связывает с архейскими импактными событиями явления катастрофического масштабного плавления мантии с формированием перидотитовых коматиитов. По данным Р. Грива [Grieve, 1980], в промежуток времени 4,6–3,9 млрд лет на Земле было образовано 2500–3000 структур диаметром более 100 км и 25 структур диаметром более 1000 км. После периода, синхронного ТЛБ

(3,8 млрд лет), на Земле могло быть образовано более 390 кратеров диаметром более 30 км и более 1650 кратеров того же размера во время 3,2–1,1 млрд лет. По данным Дж. Везерилла и Е. Шумейкера (Wetherill, Shoemaker, 1982), размеры импакторов и частота их падения таковы: 10 импакторов (И) с диаметром (D) около 0,5 км в 1 млн лет; 1 И с D около 10 км в 40 млн лет; существует 24% вероятности импактов астероидами с D около 20 км в 400 млн лет и 0,1% вероятности импактов астероидами с D около 40 км в 3,8 млрд лет. Весьма примечательны сведения (А. Гликсон, 1993) о присутствии шоковых двойников (ламелей) в древнейших цирконах, «наиболее многообещающих» для выявления раннедокембрийских импактных событий. Для моделирования ранних земных импактных событий принимается в расчет «тонкая и горячая» архейская протокора, незначительная глубина астеносферы. Считается, что масштабы плавления мишени — мафической протокры — при увеличении размера импактора становятся «катастрофическими и длительность термальных и магматических событий может достигать 100 млн лет в условиях формирования импактного кратера в эластичном верхнем слое-коре и низкоскоростной подкоровой литосфере, в коре перекрывающей нагретую литосферу или в эластичной литосфере, перекрывающей астеносферу» (Glikson, 1993. P. 296). С учетом высокого геотермического градиента в докембрии соотношения глубина/диаметр кратера могут быть приняты как 1/5, а подъем температуры в центре кратера объемом 1000 км³ может достигать 1000 °С. По [Grieve, 1980], астероид диаметром 28 км, падающий на поверхность со скоростью 26 км/с обусловит глубину проникновения 30 км, кольцевую структуру диаметром 550 км, воронку диаметром 300 км, центральное структурное поднятие 88 км, давление на поверхности астеносферы 30 ГПа и температуру 1300 °С.

По (В. Л. Масайтис и др., 1980), имеются и другие предположения о значении и последствиях «тяжелой бомбардировки» Земли, происходившей, по существу, в догеологическую стадию ее развития. Отмечается, что попытки привлечения импактных процессов для решения ряда актуальных проблем современной геологии (формирование и разрушение ранней сиалической коры, явления расплавления и дифференциации вещества внешних оболочек, процессы мантийной конвекции и т. д.) сами по себе весьма интересны. По мнению В. Л. Масайтиса, импактные процессы могли сказаться на многих глобальных событиях, но пока отсутствуют какие-либо конкретные геологические данные, в том числе о структуре, составе и соотношениях различных типов пород, которые можно было бы трактовать как непосредственный результат этих ранних ударных событий. Отсутствие видимых следов поздней тяжелой бомбардировки Земли в какой-то мере может быть объяснено физическим состоянием ее ранней литосферы, которая 4,2–3,8 млрд лет назад (в отличие от литосфер других планет) имела низкую вязкость благодаря высокой температуре. Возникающие крупные импактные структуры быстро «затягивались» в условиях пластичной коры, происходила перекристаллизация раздробленного материала, и он быстро утрачивал признаки ударного метаморфизма.

По мнению С. Тейлора и С. Мак-Леннана [1988], при рассмотрении истории формирования континентальной коры возникают следующие вопросы: каковы состав и строение коры? Изменяется ли ее состав с глубиной? Она образовалась на ранних или поздних этапах развития Земли? Формировалась ли она непрерывно во времени или в результате серии отдельных событий? Представляет ли она собой остаток ранней сиалической коры, образовавшейся, возможно, путем аккреции из космоса? Если она образовалась из мантии, то в результате каких процессов она разрасталась — вертикальных или латеральных? Каков механизм ее образования из мантии? Является ли тектоника плит действенной концепцией? Какова роль океанической коры? Связана ли континентальная кора с мантией процессами рециклирования или она относительно стабильна, образовалась сразу? Изменялся ли состав коры с течением времени или оставался постоянным? Хотя книга этих авторов и была переведена на русский язык и издана в 1987 г., спустя четверть века многие перечисленные вопросы по-прежнему остаются без ответа. Мы делаем попытку хотя бы частично разъяснить эти вопросы и рассмотреть происхождение, состав и эволюцию континентальной коры Земли, опираясь на работы, вышедшие из печати после 1987 г.

Почти полвека назад в 1956 г. К. Паттерсон (Patterson, 1956), используя свинец-свинцовую изохрону, установил, что возраст Земли и метеоритов равен 4,56 млрд лет. В конце 90- и начале 2000-х годов появились сведения о древнейших датировках детритовых цирконов из пород Джек Хиллс и Маунт Нарриер Западной Австралии, наиболее древний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст которых составил 4,404 млрд лет. По данным [Wilde et al., 2001], из цирконов Джек Хиллс получены датировки (100, 98 и 95% конкордантности), дающие $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты 4,355; 4,341 и 4,364 млрд лет, а также околоконкордантная (99%) датировка 4,404 млрд лет, которая только на 150 млн лет моложе, чем возраст высокотемпературных включений в метеоритах (около 4,560 млрд лет) (Taylor, 1992). Характеризуя древнейший циркон, С. Вилде отмечает присутствие в нем сложных изменений состава, проявленных в масштабах микрометра и субмикрометра. Th/U отношение от 0,59 до 3,56. Конкордантные или околоконкордантные возрасты 4,364; 4,355 и 4,341 млрд лет представляют реальные геологические события, обусловленные, по мнению С. Вилде (2001), метеоритной бомбардировкой. По данным Дж. Вэлли и др. (Valley et al., 2002), в цирконах с возрастом 4,4 млрд лет обнаружены включения кварца, калиевого полевого шпата (в сростании и без сростаний с кварцем), альбита, магнетита и пирита. Т. Харрисон и др. (Harrison et al., 2003), изучавшие древнейшие цирконы хр. Джек Хиллс в Западной Австралии (изучено 15 000 зерен), показали, что цирконы с возрастом более 4,2 млрд лет составляют лишь 0,2% выборки, в 135 цирконах получены датировки 4,1–4,2 млрд лет и в 42 цирконах — более 4,2 млрд лет. Отмечены в древнейших цирконах включения калиевого полевого шпата, сульфиды и фосфаты. В древнейших цирконах хр. Джек Хиллс обнаружена остаточная намагниченность, что позволяет авторам восстановить время начала действия механизма «гео-

динамо» т. е. существования твердого внутреннего и жидкого внешнего ядра Земли. По данным изотопных анализов ксенона в цирконах с возрастом 4,15 млрд лет установлено, что Pb/U отношение в этом цирконе неотлично от хондритового.

А. Кавуазье и др. (Cavoisie et al., 2003), выделили в цирконах Западной Австралии определенные возрастные пики (млн лет): 4325–4275 (5 опр.), 4275–4200 (1), 4200–4175 (8), 4125–4100 (12), 4025–4000 (12) и 3925–3900 (5), 3900–3800 (1). Эти пики в древнейших цирконах интерпретируются как следствия интенсивной метеоритной бомбардировки. По данным (Nelson, 2002), в цирконах Западной Австралии фиксируется ряд последовательных эпизодических событий потери радиогенного свинца (млн лет): 4404, 4350, 4276, 4185, 4150, 4005, 3978, 3945 и 3874. А. Немчин и др. [Nemchin et al., 2003] приводят сопоставление возрастных популяций датированных лунных цирконов и цирконов Маунт Харриер и показывают их одновозрастность от 4,33 до 3,9 млрд лет, отмечая при этом, что на Луне не обнаружено среди изученных цирконов спектра датировок 3,7–3,0 млрд лет, присущих цирконам Джек Хиллс и Маунт Харриер. В земных и лунных цирконах древнее 3,9 млрд лет обнаружены синхронные пики (млрд лет) 4,01; 4,09; 4,25 и 4,3.

Таким образом, изучение древнейших цирконов показывает, что ко времени 4,4 млрд лет на Земле была образована и впоследствии неоднократно преобразована панглобальная мафическая протокора, временные интервалы между отдельными событиями преобразования древнейшей протокоры относительно невелики и составляют первые миллионы и десятки миллионов лет. Эти преобразования, фиксируемые нарушением изотопного равновесия и частичной потерей радиогенного свинца, могут быть связаны с процессами метеоритной бомбардировки, о чем, в частности, свидетельствует совпадение возрастных пиков древнейших цирконов, лунных и земных. Остаточная намагниченность, обнаруженная в древнейших цирконах — свидетельство возможного формирования к этому времени внутреннего ядра и мантии и начало механизма действия «геодинамо» — формирования первичного магнитного поля Земли. Разновозрастные кластеры древнейших детритовых цирконов (Dunn et al., 2005) также фиксируют неоднократные, частые преобразования протокоры в интервале 4,4–3,9 млрд лет. Характерно, что на гистограмме, представленной в работе (Dunn et al., 2005), отчетливо выражено резкое изменение (уменьшение) интенсивности изменения древнейших возрастных датировок (величин изменения возрастных пиков) на рубеже 2,5 млрд лет, что может свидетельствовать о резком изменении в это время характера и скорости, а возможно, и природы процессов, преобразующих сиалическую протокору.

Можно предположить, что ранние стадии развития Земли характеризовались необычайной для последующей истории геологического развития «стремительностью», частотой и относительной кратковременностью образующих и преобразующих событий и в то же время гигантской их энергией. Ряд исследователей древнейших цирконов считает возможным эти события интерпретировать как результат метеоритной бомбардировки и

связанных с ней импактных событий, явлений ударного (шокового) метаморфизма. Основываясь на предположении о том, что еще на стадии формирования протопланетарного облака коллизия протопланетарных тел могла сопровождаться шоковым ударным метаморфизмом — импактными процессами и эти же процессы практически непрерывно проявлялись на стадии гетерогенной аккреции, включая и позднюю аккрецию (last veneer), можно считать, что именно импактные процессы в современном понимании этого термина (Мелош, 1994; Масайтис и др., 1980) были главенствующими в течение ранних стадий развития Земли во временном интервале 4,5–3,6 млрд лет и далее до рубежа 2,5 млрд лет. В указанный временной интервал входит и период ТЛБ 3,9–3,8 млрд лет, которого не могла избежать и Земля. В целом же, оценивая масштабность и значимость импактных событий в истории развития Луны, можно предполагать, что эти же события более интенсивно проявились и в ранней истории развития Земли. Если принять теорию о «стремительности» процессов гетерогенной аккреции на ее ранних и поздних стадиях, то можно предположить, что такая «стремительность» должна определять сохранность глобальных и масштабных неоднородностей Земли в том случае, если они (эти неоднородности) не были частично или полностью стерты последующими после их формирования процессами глубинной дифференциации.

Понимание проблемы происхождения нижней гранулитовой и тоналит-трондьемит-гранитоидной (ТТГ) коры, древнейшие датировки которой составляют 4,01 млрд лет (гнейсы района Акаста Канады, доступные изучению на поверхности), относительно облегчается присутствием следов ее разрушения, представленных детритовыми цирконами Западной Австралии, речь о которых шла ранее. Как выяснилось [Блюман, 2005, 2007], отсутствует прямой путь к пониманию природы происхождения нижней коры. Наметился кажущийся рациональным подход к решению этой проблемы, подобный в чем-то поиску конечной цели в русской народной сказке о Кашее Бессмертном, смерть которого (кардинальное решение проблемы) реализовывалась на пути последовательного решения частных вопросов: щука — яйцо — иголка. В нашем случае в роли щуки выступают алмазные эклогиты, в роли яйца протогенетические включения в алмазах алмазоносных эклогитов, а в роли иголки минеральные включения в алмазах.

В. В. Бескрованов (2000), рассматривая онтогению алмазов, выделяет в строении алмаза центральную область, характеризующуюся нарушением огранки, появлением округлых и кубических поверхностей, повышенным количеством дислокаций и структурных дефектов, включениями «инородных» минералов. Отмечено, что морфология центральной области меняется от кристалла к кристаллу, отличается разнообразием свойств, но постоянной концентрацией здесь дефектов и дислокаций. Структурные дефекты рассеивают рентгеновские лучи, определяя почернение центральных областей на рентгеновских томограммах, а также «тушение» люминесценции структурными дефектами. Характерно асимметричное расположение центральной области, присутствие в ней в ряде случаев сингенети-

ческого скола, механические повреждения. Все это — свидетельство резко неравновесных и чрезвычайно динамически активных условий зарождения и становления центральных областей алмазов.

Г. П. Буланова, Ю. П. Барашков, С. Б. Тальникова, Г. Б. Смелова [1993] выделили и охарактеризовали группу «центральных» протогенетических (по Г. П. Булановой) микровключений в алмазе алмазоносных эклогитов. Редкие минералы-включения алмаза эклогитов — коэсит, ильменит, магнетит, вюстит, кианит, санидин, амфибол — калиевый рихтерит, флогопит, корунд, муассанит. Коэсит и санидин обнаружены преимущественно в центральных частях алмаза. Отмечается также присутствие во включениях в алмазах и вмещающих их эклогитах самородного железа (мелкие шаровидные включения), химический состав которых близок в алмазе и эклогите. Включения, изученные в алмазах из россыпей и кимберлитов Гайаны в Венесуэле, принадлежат только к эклогитовому парагенезу; при этом пироксен включений характеризуется высокими содержаниями (до 60%) жадеита и калия (до 1,4 вес.%). Для эклогитовых алмазов также отмечается отчетливо выраженная зональность и условия роста, «далекие от равновесия» (Sobolev et al., 1998). Рассматривая условия роста алмазов, авторы (Гаранин и др., 1991) выделяют этап зарождения с высокими скоростями роста и высокой дефектностью возникающего алмаза. Особо выделяется центральная зона алмаза с высокой концентрацией дефектов и наличием многих центров кристаллизации. В этой зоне минералом-затравкой являются не включения других минералов, а сам алмаз.

З. Специус (1998) изучил коллекцию из 500 алмазов, выделенных из 300 образцов алмазоносных эклогитов Сибири. Пластические деформации в алмазе имели то же направление, что и во вмещающих эклогитах, и макроалмазы в некоторых случаях распределяются параллельно направлению деформаций. Алмазы в эклогитах росли «быстро, в поле стресса» (Davies et al., 1998). Длительность и полистадийность роста алмаза в кимберлитах подтверждают данные о возрасте алмазов 3,2–3,4 млрд лет в кимберлитах трубки Финиш, возраст которых 130–170 млн лет (Richardson et al., 1998). Включение эклогитового парагенезиса в алмазах из трубок «Мир» и «Удачная» изучали Л. А. Тейлор, Г. А. Снайдер, Н. В. и В. Н. Соболевы, Е. С. Ефимова (Taylor et al., 1996). Авторы считают, что включения в алмазах содержат важные данные для моделирования процессов ранних стадий развития Земли. Формирование алмазов и вмещающих их эклогитов происходило в архее и, возможно, синхронно. Минеральные включения состава коэситового эклогита обнаружены в алмазах шахты Роберт-Виктор (Южная Африка) [Schulz et al., 2000] с содержанием Na_2O в гранате $> 0,07\%$. Присутствие твердого раствора клинопироксена в гранате, включенном в алмаз, отмечено Р. С. Муром и Дж. Гарни (Moore, Gurney, 1985). Содержание Na_2O в гранате-включении достигает 1–2,2 мас.% и интерпретируется как следствие высокобарических условий становления мажоритового граната. У. Гриффин и др. (Griffin et al., 1988) изучали включения в алмазах лампроитов Аргайла (1200 млн лет) и Эллендейла (20–22 млн лет). В лампроитах Аргайла во включениях преобладает эклоги-

товый парагенезис: гранат, омфацит, коэсит, рутил, сульфиды, ильменит и муассанит (SiC). Гранаты характеризуются широкими вариациями содержания Ca, Mg, Fe и исключительно высокими содержаниями Na и Ti. Некоторые омфациты содержат до 60% жадеита и обогащены калием. Экспериментально показано, что растворимость калия в клинопироксене установлена только при высоком давлении (более 40 кбар). Авторы отмечают неравновесность включений в алмазе, выраженную по-разному: а) присутствием включений «пересекающихся» эклогитового и перидотитового парагенезисов во включениях одного зерна алмаза; б) присутствием, что особо важно, в одних и тех же алмазах многочисленных включений одной и той же минеральной фазы со значительными различиями содержания главных и примесных элементов. И, наконец, распределение элементов между сосуществующими гранатом и пироксеном в одном и том же алмазе не отражает равновесных отношений между ними. Такое неравновесие связывается с ростом алмаза сравнительно «быстро» с захватом неравновесных включений или же со сравнительно медленным ростом в изменяющейся (открытой) системе в условиях фракционной кристаллизации гипотетического расплава, состав которого «драматически» менялся во времени.

Данные о минеральных включениях в алмазе эклогитов свидетельствуют прежде всего о неравновесности условий их становления, а также об их «быстром» совместном формировании с эклогитами в условиях пластических деформаций и «стресса». Дополнительная информация об «аномальных» условиях формирования центральных, протогенетических частей алмаза появилась в последние годы в связи совершенствованием методов локального анализа состава и строения минеральных включений в алмазах. В частности, во многих работах приводятся свидетельства присутствия в алмазах минералов, становление которых происходит в гипербарических условиях. Так, изучение включений в алмазах алмазоносных эклогитов из кимберлитов Лак де Грасс кратона Слейв Канады (Davies et al., 1998) показало присутствие в алмазах из эклогитов включений феррипериклаза и магнезиального перовскита, обнаруженных в 25% алмазов. Их количество прямо связано с количеством алмазов в эклогите. Рост алмазов происходил «быстро», в поле стресса. Т. Гаспарик [Gasparik, 2000] привел данные о включениях $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ – феррипериклаза и магнезиовюститита в алмазах Южной Австралии, Южной Африки, США, Бразилии. Феррипериклаз сосуществует с $[\text{Mg,Fe}]\text{SiO}_3$ – перовскитом. В эксперименте феррипериклаз получен при давлении 20–24 ГПа и температуре 1800–2000 °С. Содержание Na_2O в периклазах-включениях может достигать 0,8–1,3%, что установлено в эксперименте при давлении 20–22 ГПа и температуре 2000 °С. По данным Т. Стачела и др. (Stachel et al., 2000), феррипериклаз в ассоциации с MgSiO_3 , CaTiO_3 , SiO_2 и тетрагональным альмандин-пироповым гранатом был обнаружен в алмазах Бразилии (Сан-Луис). Авторы изучили включения в алмазах меловых кимберлитов Либерии и Западной Африки (алмазы Канкан). Обнаруженный во включениях перовскит ранее определялся как ортопироксен. MgSiO_3 перовскит включений содержит повышенное

количество Al_2O_3 (1,1–1,7 вес.%). CaTiO_3 , ассоциированный с феррипериклазом, обладает структурой вальстромита – модификацией CaTiO_3 , устойчивой при давлении 3–10 ГПа. Некоторые из вальстромитов имеют аморфную структуру. В некоторых алмазах обнаружены включения CaTi_2O_4 ларнита и CaTi_2O_5 титанита. В условиях эксперимента установлено, что CaTiO_3 перовскит разлагается на ларнит + CaTi_2O_5 титанит при давлении ниже 12,5 ГПа и превращается в вальстромит при давлении ниже 10 ГПа. Исходя из этого, все три полиминеральные Са-силикатные включения могут рассматриваться как репродуцированный первичный CaTiO_3 перовскит, выделяющийся из мажорита при давлении 20–21 ГПа. В другой работе (Kaminsky et al., 2001) приведена характеристика включений в алмазах района Жуина штата Мату Гросса Бразилии. В коллекции включений из 475 алмазов обнаружены феррипериклаз, магнезиальный и кальциевый перовскит, кальций-титановый перовскит, титанит, тетрагональный полиморф пиропового граната, стишовит, низкомагнезиальный ильменит, пикроильменит, самородный никель, низкохромовая высокотитанистая шпинель, мажоритовый гранат, неидентифицированная кремнемагнезиевая смесь. Подобного рода включения, вернее, их ассоциации, возникают при давлениях 22–25 ГПа. Стишовит присутствует в алмазах совместно с феррипериклазом и с перовскитом. Как и в алмазах Бразилии (Сан-Луис), SiO_2 обнаружен в форме коэсита вместе с Са-силикатами. В одном из зерен клинопироксена обнаружен симплектит оливина, шпинели и кноррингита (пироба с высоким содержанием Cr_2O_3 – 3,7 и низким содержанием СаО – 0,5 вес.%). Это симплектитовое срастание может быть продуктом разложения фаз Mg_2SiO_4 (рингвудита или вадсдейлита) при формировании клинопироксена из MgSiO_3 и CaTiO_3 перовскита. В алмазах Канкан, наряду с другими гипербарическими включениями, обнаружен голландит [Stachel et al., 2000]. Экспериментально установлено (Gillett, 2000), что формирование $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ голландита происходит при температуре 2000–2100 °С и давлении 21–23 ГПа. Голландит обогащен Ва, Rb, Сг и ЛРЗЭ, располагающихся в его «тоннельной» структуре. Наряду с присутствием в алмазах Канкан гипербарических минеральных включений, отмечено повышенное присутствие мажоритового граната с очень высоким содержанием натрия (до 1,5 вес.% Na_2O) [Stachel et al., 2000]. Клинопироксены включений также содержат повышенное количество натрия (4,05–4,89 вес.% Na_2O). Включения в алмазах Канкан (Гвинея) изучены Вернером Есвигом и др. (Joswig et al., 1999). В трех алмазах Канкан обнаружены включения CaTi_2O_5 – титанита и ларнита (бета- Ca_2TiO_4) в ассоциации с пирротином и коэситом. В других алмазах обнаружена ассоциация CaTiO_3 – вальстромита, феррипериклаза, ортопироксена совместно с биминеральными оливин-ортопироксеновыми включениями. В других алмазах установлены парагенезисы перовскита и феррипериклаза. Равные модальные пропорции ларнита и CaTi_2O_5 титанита в одном из алмазов показывают, что первоначально это был простой кристалл CaTiO_3 перовскита, распавшийся по реакции $3\text{CaTiO}_3 = \text{Ca}_2\text{TiO}_4 + \text{CaTi}_2\text{O}_5$. В ассоциации с мажоритовым гранатом он устойчив при давлении 20 ГПа. Реакция разложения на CaTi_2O_5

и Ca_2TiO_4 происходит при давлении меньше 12 ГПа, дальнейшая реакция — переход к CaSiO_3 вальстромиту ниже 10 ГПа. Тонкие полоски CaTiO_3 между CaTi_2O_5 титанитом и ларнитом интерпретируются авторами как следствие резкой декомпрессии. Включения в других алмазах также подверглись многочисленным трансформациям: MgSiO_3 перовскит превращен в ортоэнстатит и CaTiO_3 перовскит трансформирован в CaSiO_3 вальстромит.

Т. Гаспарик [Gasparik, 2000] экспериментально изучил соотношения сосуществующих феррипериклаза, граната и $[\text{Mg,Fe}]_2\text{SiO}_4$ рингвудита в условиях давления 22–24 ГПа и температуры 1800–2000 °С. Феррипериклаз был найден в природных алмазах Австралии, Южной Африки, США и Бразилии. Феррипериклаз обнаруживает значительную изменчивость в содержании FeO. Особое внимание обращено на содержание Na_2O в периклазе, достигающее 1 вес.%. В алмазах Бразилии (Сан-Луис) во включениях периклаза количество Na_2O меняется от 0,8 до 1,3 вес.%. Подобные содержания Na_2O были установлены в феррипериклазе, сосуществующем с гранатом при давлении 20–22 ГПа и температуре 2000 °С. Na_2O в феррипериклазе изменялось от 0,9 до 1,2 вес.% при давлении 23 ГПа и температуре 2000 °С, что совпадает с содержаниями Na_2O , обнаруженными во включениях феррипериклаза в алмазах Бразилии. Количество Na_2O в эксперименте заметно снижается (0,5 вес.%) при 24 ГПа и 1800 °С вследствие образования новой Na-содержащей фазы.

М. Озима и др. [Ozima, Zashu, Niton, 1983] изучили величины гелиевого изотопного отношения в 27 южноафриканских алмазах, достигающие $3,2 \cdot 10^{-4}$. Это позволило полагать, что начальное гелиевое отношение было значительно выше, чем планетарное ($1,42 \cdot 10^{-4}$) и близко к величине солнечного гелия ($4 \cdot 10^{-4}$). Авторы предполагают, что алмазы с высоким гелиевым изотопным отношением ($> 2 \cdot 10^{-4}$) могут быть такими же древними, как и Земля, или же формировались вскоре после возникновения Земли. Калий-аргоновое изотопное датирование пяти алмазов из трубки Премьер (Южная Африка) позволило определить их возраст в 2,2 млрд лет. Изначально «уловленный» (trapped) гелий алмазов подобен скорее солнечному, чем планетарному, и гелий в алмазах должен быть изолирован от урана и тория со времени формирования Земли. Изучение изотопов неона в кубических алмазах Заира [Ozima, Zashu, 1988] показало, что величины изотопных отношений неона ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 11,5–13,5 и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 0,047–0,074) свидетельствуют о том, что неон в алмазах является смесью атмосферного и «алмазного» неона, причем последний содержит неон солнечного типа, захваченный из мантии и нуклеогенный неон, повышенное содержание которого обусловлено его «производством» в алмазе, и он не привнесен извне. В этом случае возраст алмаза может быть равен 4 млрд лет при условии содержания в нем 1 ppb урана, чтобы обеспечить появление установленного количества ^{21}Ne .

Особенности состава и строения протогенетических включений в алмазах алмазоносных эклогитов и перидотитов — ксенолитов в кимберлитах позволяют предполагать необычность условий зарождения алмазов: резко неравновесных, чрезвычайно высокотемпературных (1800–2000 °С),

гипербарических (до 50 ГПа), сочетающихся с резкой декомпрессией, сопровождающейся появлением фаз распада в минералах-включениях, концентрацией в центральных частях зерен алмаза дефектов и дислокаций, присутствием в нем первичных «солнечных» гелия и неона. Условия зарождения протогенетических включений алмазов алмазоносных эклогитов не совсем обычны для земных эндогенных процессов, но оказывается, что такие условия воспроизводятся в процессах кристаллизации расплавов, образованных в метеоритах, подвергшихся импактному воздействию.

Х. Мори (Mori, 1994) изучил индуцированные шокowym воздействием фазовые преобразования в хондрите. В силикатных расплавных жилах установлено присутствие шпинели, граната (Ca, Na, K) $(Al, Si)_4O_8$ голландита и $(Mg, Fe)SiO_3$ перовскита, образованных при давлении 23–28 ГПа и температуре 2400–2800 °С. Метеорит Загами, изученный Ф. Лангенхорстом и Ж. Порье [Langenhorst, Poirier, 2000a,b], имеет «молодой» первичный возраст 180 млн лет, возраст импактных преобразований соответствует 3 млн лет. Минералогия метеорита проста: главные минеральные фазы — авгит, пижонит и маскелинит (полевоы шпат, аморфизованный при ударном сжатии). В первой статье [Langenhorst, Poirier, 2000a] охарактеризованы минеральные ассоциации, представленные стишовитом, $KAlSi_3O_8$ голландитом и К-содержащим омфацитом. В дальнейшем они же (Langenhorst, Poirier, 2000b) идентифицировали другие гипербарические фазы в жилах расплава, расположенных в пироксене и маскелините. Жилки в маскелините полностью закристаллизованы по краям, содержат главным образом омфацит — Na- и Al-содержащий пироксен. В центральной части таких жилок в стекловатой массе находится поликристаллический агрегат К-голландита и стишовита. Дальнейшее изучение показало присутствие поликристаллов обогащенного Ca-Na-голландита, подобных К-голландиту. В пироксенах, наряду с жилками расплава, отчетливо фиксируются явления распада твердого раствора и появление ламелей пижонита в авгите. Тонкие жилки расплава в пироксене содержат мелкие (< 10 нм) кристаллы вюститита и стишовита. Эти минералы декорируют аморфные скопления, представленные фазой, близкой по составу к энстатиту $(Mg_{0,64}Fe_{0,31}Ca_{0,01})SiO_3$; эта фаза определена как высокобарическая фаза энстатита — акимотоит. Другая кристаллическая фаза в «пироксеновых» жилах представлена фазой $(Mg_{0,4}Fe_{0,4}Ca_{0,2})Si_2O_5$ псевдобрукита — армалколита, впервые установленного в лунных базальтах. Армалколит — высокобарическая фаза, как и $CaTi_2O_5$, синтезирован при давлении около 10 ГПа. Авторы считают, что жилы затвердевали путем кристаллизации расплава (жидкости). Многочисленные идиоморфные кристаллы в жилах указывают на кристаллизацию из расплава, в то время как девитрификация стекла приводит к образованию сферулитовых, дендритовых или микрокристаллических фиброидных структур. В процессе остывания, кристаллизации и выделения скрытого тепла фронт затвердевания движется от краев внутрь жилок, и жилка затвердевает, когда в ее центре встречаются два фронта кристаллизации. Жилы почти всегда полнокристаллические, что в свою очередь может быть

обусловлено очень быстрой нуклеацией, приводящей к быстрой кристаллизации. В центральной части жилков находятся минеральные ассоциации, показывающие более высокие давления, чем по их краям. Агрегаты поликристаллического голландита в центре жил фиксируют давление < 23 ГПа, в то время как пироксены, наблюдаемые по краям жил, могут формироваться при давлениях > 10 ГПа. Стабильной фазой, кристаллизующейся при > 24 ГПа, является перовскит, который может ассимилировать большое количество Са, определяя появление авгита и пижонита. Аморфная гипербарическая фаза, присутствующая в стекле могла быть перовскитом, аморфизованным в условиях декомпрессии. Гипербарические условия образования и кристаллизации расплавов подтверждаются присутствием акимотоита, сосуществующего с аморфизованным перовскитом. Кристаллы перовскита в условиях декомпрессии и понижения температуры распадаются с выделением вюститита и стишовита по периферии аморфизованных зерен перовскита. Идиоморфные кристаллы акимотоита и силиката-титанита присутствуют обычно в тонких жилах и имеют размер зерен (100 нм), подобный «перовскитовым», что также свидетельствует о том, что акимотоит и силикат-титанит кристаллизовались из высокобарического расплава. Одни и те же минералы в центральных протогенетических включениях в алмазах и минералы, образованные в процессе кристаллизации импактных расплавов в метеоритах, позволяют использовать эти данные для оценки возможных условий формирования протогенетических включений в алмазах алмазоносных эклогитов.

Весьма примечательно сходство зональных включений пироксена в алмазе [Буланова и др., 1993] и зонального пироксена в импактных силикатных стеклах метеорита Загами [Langenhorst, Poirier, 2000]. В исходном составе метеорита первичная фаза калиевого полевого шпата отсутствует и К-голландит новообразован в процессе кристаллизации силикатного стекла, в условиях давлений 21–23 ГПа и температур 2000–2100 °С, установленных экспериментально. Во включениях в алмазах и в силикатном стекле импактно преобразованных метеоритов распространены шаровидные включения самородного железа. В импактных стеклах метеоритов и в алмазах алмазоносных эклогитов [Gasparik, 2000; Stachel et al., 2000] присутствуют феррипериклаз, магнизовюстит, синтезированные при давлении 20–24 ГПа и температуре 1800–2000 °С. В алмазах провинции Канкан (Гвинея) Т. Стачел установил ассоциацию $MgSiO_3$ перовскита и голландита, уже отмечавшегося во включениях в алмазах других регионов, а также в импактно преобразованном шерготтите. При высоком давлении из силикатного импактного расплава кристаллизуются акимотоит (высокобарический энстатит) и силикатный титанит, уже отмечавшийся выше во включениях алмаза [Joswig et al., 1999]. По данным [Langenhorst, Poirier, 2000], с использованием шок-барометров установлено, что преобразование метеорита Загами начиналось при давлении 30 ГПа, устойчивые фазы, в том числе и перовскит, кристаллизовались при > 24 ГПа. Ферромагнетическая высокосиликатная фаза (возможный аналог установленного в Загами титанита [$Mg_{0,4}Fe_{0,4}Ca_{0,2}Si_2O_5$]), обнаруженная также Т. Стачелом в

алмазах Канкан, экспериментально получена при давлении 50 ГПа из оливина. Перовскит $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$, обнаруженный во включениях в алмазах Канкан [Stachel et al., 2000], установлен также в импактно преобразованном метеорите Загами [Langenhorst, Poirier, 2000] в импактно преобразованном хондрите вместе с (Ca, Na, K) голландитом (Mogi, 1994).

Принципиально значимой и также «общей» для минералов-включений в алмазах и минералов, новообразованных в процессе импактного преобразования метеоритов, является их общая геохимическая особенность — обогащение Na, K и Rb и особо Sr.

Все вышесказанное позволяет констатировать значительное сходство минерального состава, геохимических особенностей протогенетических минералов-включений в центральных частях алмаза и новообразованных минералов в силикатных импактных стеклах метеоритов — шерготтитов и хондритов. С учетом экспериментальных данных формирование этих минеральных ассоциаций в протогенетических включениях в алмазах и минеральных новообразований в импактных стеклах импактно преобразованных метеоритов может происходить в высокотемпературных и гипербарических условиях. В обоих случаях отмечается неравновесность минеральных ассоциаций и аномальные геохимические особенности (обогащение Na, Sr, K, Rb). Начальные стадии формирования алмаза в алмазоносных эклогитах могут быть сходными с условиями образования и кристаллизации расплавов, полученных при импактном (шоковом) преобразовании метеоритов. Таким образом, находят объяснение чрезвычайно необычные состав, строение и условия образования протогенетических включений в алмазах алмазоносных эклогитов, сочетающие необычайно высокие давления (до 50–70 ГПа) и температуры (до 2000 °C), а также присутствие в этих минералах признаков декомпрессии — процессов экссолюции — появления в минералах отчетливо выраженных фаз распада.

Выделим одно положение синхронной — раннедокембрийской кристаллизации протогенетических частей алмазов и протолита эклогитов из расплава в высоко- и гипербарических условиях, так как многие, если не большинство, исследователей (за исключением сторонников субдукционного генезиса эклогитов), считают, что эклогиты (и алмазы) образовывались путем кристаллизации первичных базальтовых расплавов. Протолитом эклогитов, по мнению ряда исследователей (Ringwood, Green, 1966), являются океанические толеиты, которые в процессе субдукции при повышении давления трансформируются в кварцевые эклогиты. В дальнейшем из них выделяются кварцсодержащие известково-щелочные магмы с остатком бескварцевого эклогита. Вторая группа исследователей [Sherivas et al., 1988] (Taylor, Neal, 1989), выделившая эклогиты группы А, В, С, отмечают, что эклогиты группы А имеют мантийный протолит, а третья [Smyth et al., 1989] (Caprocuscio, Smyth, 1990) считает, что эклогиты представляют собой кумуляты эволюционирующих базальтовых расплавов. По мнению Т. Айрленда и др. (Ireland et al., 1994), эклогиты в значительных объемах образуются как рестит при формировании ТТГ из протолита базальтового состава. Эклогиты в ксенолитах в кимберлитах в значительной

мере изменены воздействием флюидов, связанных с кимберлитами, и поэтому не могут быть использованы в качестве первичных данных для объяснения механизма их образования. Для этого могут быть использованы данные по геохимии и изотопной геохимии «чистых» минералов, выделенных из включений в алмазах эклогитов. Изучены алмазсодержащие эклогиты из кимберлитов Далдын-Алакитского поля кимберлитов Якутии, содержащие октаэдрические алмазы размером 3–6 мм с включениями граната и омфацита. Сопоставление расчетного химического состава «первичных» эклогитов (по составу граната и пироксена включений в алмазе) показывает, что они по петрохимическим характеристикам заметно отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и близки к архейским базальтам базальт-коматиитовых серий. Авторы считают, что формирование первичных эклогитов происходило при высоком давлении и они являются гранатсодержащими кумулятами или реститом, равновесным с расплавом. Таким образом, свидетельством возможного комплементарного происхождения первичных эклогитов и ТТГ являются для эклогитов деплетирование ЛРЗЭ, обогащение ТРЗЭ, и наоборот, для ТТГ их обогащение ЛРЗЭ и деплетирование ТРЗЭ. Х. Роллинсон [Rollinson, 1997] сопоставил состав главных петрогенных элементов эклогитовых ксенолитов из кимберлитов Койду, Сьерра-Леоне, коматиитовых базальтов зеленокаменных поясов и архейских серогнейсовых комплексов Сьерра-Леоне (Западная Африка). Комплементарная природа эклогитов из ксенолитов в кимберлитах и гранитоидных расплавов (ТТГ) иллюстрируется Х. Роллинсоном в системе диаграмм $\text{SiO}_2 - \text{MgO}, \text{CaO}, \text{Al}_2\text{O}_3$, где сопоставлен состав эклогитов и коматиитовых базальтов, используемых в эксперименте в качестве исходного материала для плавления. Сопоставлен (в тех же координатах) состав природных ТТГ Западно-Африканского кратона (Сьерра-Леоне), эклогитов Койду и архейских базальтов зеленокаменного пояса Сулу (рис. 21).

На обеих, экспериментальной и природной, сериях диаграмм эклогиты располагаются на линии смешения между базальтами и ТТГ, подтверждая тем самым их комплементарность и возможную модель происхождения. Низкомагнезиальные эклогиты Койду дополнительно изучили М. Барт и др. (Barth et al., 2001), показавшие, что эти эклогиты комплементарны по главным элементам архейским ТТГ и произведены из протолита, состав которого близок к составу архейских базальтов Сулу.

Результаты экспериментального исследования соотношений эклогитов и ТТГ приведены в работе Р. Раппа и др. [Rapp et al., 1991]. В качестве исходного материала в эксперименте были использованы низкокальциевые базальты, близкие по составу к архейским коматиитовым базальтам. В одном из экспериментов ($P = 22$ кбар, $T = 1050$ °С) сосуществуют диспергированный трондьемитовый расплав с реститовыми гранатом, клинопироксеном и рутилом. В условиях давления 32 кбар и температуры 1100 °С формируется тот же трондьемитовый расплав, а в матриксе рестита присутствуют клинопироксен, гранат и рутил. Петрохимический состав архейских тоналитов и трондьемитов сходен с расплавами такого же состава, полученными в ходе эксперимента. Отмечая деплетированность архейских ТТГ

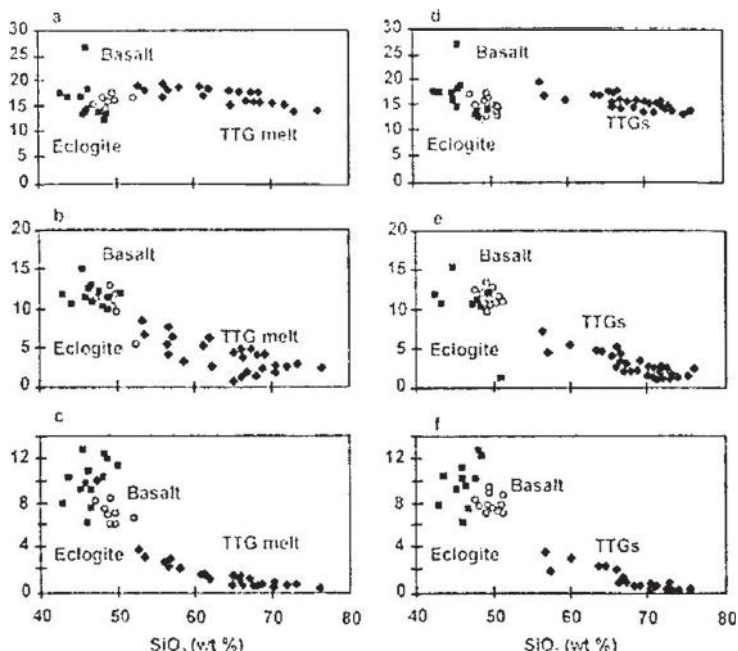


Рис. 21. Диаграммы вариаций кремнезема, глинозема, окислов кальция и магния [Rollinson, 1997]

Ромбы — состав экспериментальных гранитоидных расплавов. Состав базальтов, использованных в качестве исходного материала в гранитоидных ТТГ расплавных экспериментах (кружки), и низкомагнезиальные эклогитовые ксенолиты Койду (Сьерра-Леоне). Сравнимый базальтовый материал располагается на линии смешения между эклогитами и ТТГ расплавами близко к полю состава эклогита, соответствуя комплементарной природе ТТГ расплавов и нерасплавленного эклогитового рестита; диаграммы (*d-f*) вариаций глинозема — кремнезема, окислов кальция и магния для природных гранитоидных ТТГ расплавов Западно-Африканского кратона — Сьерра-Леоне (ромбы). Низкомагнезиальные эклогиты Койду — Сьерра-Леоне (квадраты) и состав архейских толеитов зеленокаменного пояса Сулу, содержащие 7–8% окиси магния (кружки). Линия смешения сопоставима с показанной на рис. *a-c*. Таким образом, состав зеленокаменных базальтов лежит на линейном тренде между эклогитами и ТТГ расплавами близко к полю состава эклогита, соответствуя комплементарной природе ТТГ расплавов и эклогитового рестита

ТРЗЭ, авторы приводят расчеты распределения РЗЭ, основываясь на их начальном содержании в исходном экспериментальном материале и коэффициентов распределения РЗЭ между фазами минерал — рестит — расплав. В условиях давления 32 кбар и температуры 1100 °С (33 вес.% трондьемитового расплава и эклогитовый рестит), как и при 16 кбар и 1025 °С (46 вес.% тоналит-трондьемитового расплава и гранат-амфиболитовый рестит), РЗЭ сильно фракционированы (величины нормированных отношений лантан — иттербий от 18 до 30), расплавы деплетированы ТРЗЭ, со слабовыраженной европиевой аномалией, демонстрируя тем самым распределение РЗЭ, подобное их распределению в типичных архейских ТТГ. Экстракция значительных объемов ТТГ облегчается высокой степенью

частичного плавления и суспензионной природой эцлогитового рестита при давлении 22 кбар; сегрегация, аккумуляция и подъем магм могут облегчаться деформационными «триггерами».

Проблема происхождения архейских тоналитов — гнейсовидных и мигматитовых тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов — «серых гнейсов», «ТТГ-серий» рассматривалась также В. Хамилтоном [Hamilton, 1998]. Архейские тоналиты характеризуются фракционированными трендами РЗЭ с деплетированием ТРЗЭ, обусловленным появлением рестита, обогащенного гранатом при повышении давления. Предположение о том, что архейские реститы были более обогащены гранатом, следует также из присутствия в архейских тоналитах положительной Eu-аномалии, контрастирующей с отрицательной Eu аномалией в постархейских тоналитах и гранитоидах [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

В целом материалы, приведенные в этом разделе, свидетельствуют о возможном и экспериментально подтвержденном предположении о происхождении в высокобарических условиях ТТГ и эцлогитов. Импактные процессы в течение ранних стадий развития Земли, вполне вероятно, могли вызывать глубокие преобразования ее поверхности, возникновение и длительное существование (становление), возникших при соударении гигантских термических аномалий с поверхностью кристаллической мафической протокоры. Если предположить существование на поздних стадиях аккреции такой коры, то взаимодействие импактора с ней, возможно, сопровождалось ее преобразованием, сущность которого в свете экспериментальных данных может заключаться в разделении пород мишени — мафической протокоры — на «всплывающий» расплав ТТГ состава и «погружающийся» алмазоносный эцлогитовый рестит. Первый сформировал серогнейсовые (ТТГ) комплексы, а эцлогиты, погрузившиеся в верхние уровни литосферы, совместно с мантийными перидотитами сформировали глубинные корни будущих кратонов.

В различных планетологических построениях не конкретизируется состав панглобального базальтового магматического океана — предтечи мафической протокоры коры гадея, но подразумевается само собой его околохондритовый состав, близкий преимущественно низкожелезистым L-хондритам, или состав H-хондрита. Установлено, что эти хондриты по-разному ведут себя в процессе шокового ударного метаморфизма: в импактных расплавах L-хондритов происходит их дифференциация с образованием гипербарических минеральных полевошпатовых и клинопироксеновых фаз [Langenhorst, Porier, 2000]. Изучение импактных расплавов, сформированных в веществе H-хондритов (эксперимент и природные хондриты) показало [Xie et al., 2001], что в этих хондритах в условиях шокового метаморфизма происходит их «простое» плавление и не происходит дифференциация расплава и новообразование гипербарических минеральных фаз. Можно предположить, что на поздних стадиях аккреции состав панглобального магматического океана был близок к хондритовому и активное его «перемешивание» частой метеоритной бомбардировкой не способствовало дифференциации расплава, сохраняя его неоднородность,

соответствующую составу L- или H-хондритов. В том случае, когда импактной мишенью было вещество, близкое по составу L-хондритам, происходило разделение вещества мишени на «всплывающий» ТТГ расплав и «погружающийся» эклогитовый алмазоносный рестит. Свидетельством такого раннего формирования алмазоносного эклогитового рестита и, соответственно, древнейшей сиалической ТТГ протокры могут служить данные об изотопном составе гелия в алмазах алмазоносных эклогитов. М. Хонда и др. [Honda et al., 1987] обнаружили в алмазах величины изотопного отношения неона ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) значительно выше, чем атмосферные и близкие к солнечным. М. Озима и др. [Ozima, Zashu, Niton, 1983] изучили величины гелиевого изотопного отношения в 27 южноафриканских алмазах, достигающие $3,2 \cdot 10^{-4}$. Это позволило предположить, что начальное гелиевое отношение было значительно выше, чем планетарное ($1,42 \cdot 10^{-4}$) и близко к величине солнечного гелия ($4 \cdot 10^{-4}$). Алмазы с высоким гелиевым изотопным отношением ($> 2 \cdot 10^{-4}$) могут быть такими же древними, как и Земля, или же формировались вскоре после возникновения Земли. Изначально «уловленный» (trapped) гелий алмазов подобен солнечному скорее, чем планетарному, и гелий в алмазах должен быть изолирован от урана и тория со времени формирования Земли. Изучение изотопов неона в кубических алмазах Заира [Ozima, Zashu, 1988] показало, что величины изотопных отношений неона ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 11,5–13,5 и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 0,047–0,074) свидетельствуют о том, что неон в алмазах является смесью атмосферного и «алмазного» неона, причем последний содержит неон солнечного типа, захваченный из мантии, и нуклеогенный неон, повышенное содержание которого обусловлено его «производством» в алмазе, и он не принесен извне. В этом случае возраст алмаза может быть равен 4 млрд лет при условии содержания в нем 1 ppb урана, чтобы обеспечить появление установленного количества ^{21}Ne . Можно предположить, что в этом же временном интервале, как и в дальнейшем в интервале 3,6–2,5 млрд лет, происходило также в связи с импактными событиями формирование базальт-коматиитовых ассоциаций, в том случае когда импактной мишенью служило вещество состава H-хондритов. Возможно, подобным образом образовались древнейшие базальт-коматиитовые ассоциации. По-иному могли формироваться те же ассоциации на древнем сиалическом основании. В таких условиях происходит становление рассматриваемых далее интракратонных впадин, в основании которых обнаруживается сиалическая протокры. Следует отметить некоторые ключевые моменты этой модели, не противоречащей, находящейся в соответствии с приведенными выше петрохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками «бимодальных» гранулитовых комплексов.

Итак, в течение длительной истории становления (4,4–3,6 млрд лет) основным событием являлось преобразование панглобального магматического океана в существенно мафическую также панглобальную протокры. Этот процесс преобразования мог регулироваться преимущественно термохимическим взаимодействием магматического океана и высоконасыщенной восстановленными газами и парами воды протоатмосферы.

Этот же процесс в значительной мере усложнялся непрерывной бомбардировкой поверхности формирующейся протокры планеты планетезидами различного размера, приводя к конечному преобразованию еще формировавшейся протокры — появлению тоналит-трондьемит-гранодиоритовых комплексов. Еще одним из возможных усложнений процесса формирования протокры мог быть вклад в состав магматического океана планетарного вещества — различных по составу хондритов (L и H). Все это, возможно, происходило на фоне разного взаимодействия формирующейся протокры и протодатмосферы, обусловившее их взаимное преобразование — последовательное раскисление протокры и соответствующее относительно незначительное повышение доли кислорода в составе протодатмосферы. В совокупности эти процессы могли определить возникновение глобальных неоднородностей в составе протокры и протодатмосферы, которые происходили, тем не менее, в условиях высокой пластичности и перемобильности (Е. В. Павловский), в целом присущих гадейской и палеоархейской протокры.

Базовые структурно-вещественные комплексы — мафические гранулитовые и ТТГ — рассматриваемого временного интервала (4,4–3,6 млрд лет) этой стадии развития знаково различаются металлогенически: серогнейсовые комплексы практически не содержат каких-либо сингенетических промышленно значимых рудных концентраций, по-видимому, в силу специфики их происхождения и относительно монотонных (не градиентному по химическому составу и термоградиентным условиям становления) состава и строения. В составе гранулитовых комплексов в условиях их дифференциации происходили процессы концентрации определенного химического элемента (в данном случае исключительно группы железа — железа) и марганца в экономически значимых рудных количествах. Железо накапливалось исключительно в форме магнетита, как в древнейших гранулитовых (Алданский щит), так и в древнейших супракрустальных комплексах (Исуа, Западная Гренландия).

Металлогению нижней гранулитовой коры рассмотрим на отдельных примерах. Алдано-Становой блок [Минерагения, 2008] представляет собой древнейшее консолидированное ядро — гранулит-гнейсовую область. Становой блок вместе с Олекминским и Батомгским составляют более позднее обрамление Алданского блока — Становую складчато-глыбовую или гранит-зеленокаменную область. Среди раннедокембрийских образований Алдано-Станового щита в настоящее время выделяется пять структурно-вещественных комплексов (Карсаков и др., 1990): нижнеархейские — алданий и становий, верхнеархейский — сахаборий и нижнепротерозойские — удоканий и улканий. Двум последним соответствуют стратотипические для Восточной Сибири и Дальнего Востока России разрезы нижнего и верхнего карелия. Метаморфические, ультраметагенные и интрузивные образования алдания и становия составляют основу кристаллического фундамента Сибирской платформы, зеленокаменными комплексами сахабория образованы шовные зоны (троги), нижнепротерозойские зеленосланцевые толщи наращивают разрез сахабория в трогах, а также образуют Кодаро-

Удоканский и Улканский эоплатформенные прогибы в структурах «входящих углов», составляя таким образом промежуточный между фундаментом и чехлом структурный ярус платформенной формы.

Наиболее древние датировки, отвечающие интервалу 3,5–3,8 млрд лет, получены для эндербито-, чарнокито- и гранито-гнейсов Центрально-Алданского района по Sm-Nd и U-Pb методам (Бибикина, 1989; Сальникова, 1993; Котов и др., 1994, 1995). Эти тоналит-трондьемитовые ортогнейсы являются образованиями инфракрустального комплекса и фиксируют древнейший цикл эндогенной активности в регионе, сформировавшей огромные массы первичной сиалической коры. U-Pb изотопный возраст циркона из пироксен-амфиболовых сланцев курультинской серии достигает 3460 ± 16 , Pb-Pb возраст сланцев 3540 ± 370 млн лет, что соответствует, по-видимому, возрасту заключительной стадии гранулитового метаморфизма (Бибикина и др., 1998). Радиологический возраст колеблется в широком интервале от 3,7 до 2,4 млрд лет. Древнейшие цифры получены для никитинской и иликанской серий (3,15–3,7 млрд лет); время наложенных преобразований — 2640 ± 70 млн лет (Pb-Pb изохрона). Sm-Nd датировки олекминского инфракрустального комплекса соответствуют его формированию в интервале 3,0–3,5 млрд лет. U-Pb возраст цирконов из метаэффузивов сахабория — $2960\text{--}2970$ млн лет (Бибикина и др., 1989). С троговым комплексом раннего сахабория ассоциируют мелкие тела раннескладчатых метагипербазитов и метабазитов с возрастом $3000 \pm 117\text{--}2959 \pm 17$ млн лет и более поздняя дифференцированная габбро-диорит-плагиогранитная серия. В Олекминском блоке незначительно развиты также субщелочные гнейсовидные граниты. К тому же возрастному уровню относятся апатитоносные габбро-анортозитовые комплексы: олекмо-каларский с возрастом $2700 \pm 120\text{--}2800 \pm 90$ млн лет (Pb-Pb и Pb-Sr методы); джугджурский, для которого получены две Sm-Nd изохроны — $1702 \pm 27\text{--}1705 \pm 30$ млн лет, и U-Pb возраст по циркону $1735,0 \pm 53$ млн лет. Изотопные датировки пород верхней части разреза сахабория дают цифры 2550 млн лет (U-Pb метод) и 2743 ± 103 млн лет (Sm-Nd метод), а прорывающих щелочных пород — $2600 \pm 100\text{--}2670 \pm 50$ млн лет (U-Pb метод).

Минерагенический облик Алдано-Станового геоблока, определяемый крупными и уникальными месторождениями, весьма разнороден. Среди металлических полезных ископаемых железные руды — Чаро-Токинский рудный район и район Центрального Алдана. К позднему архею относится формирование железистых кварцитов Чаро-Токинского района. На Тарыннахском месторождении они образуют рудные пласты протяженностью 7–17 км, прослеженные по падению на 700 м при мощности рудоносных пачек 100–200 м.

Тарыннахское месторождение находится в Олекминском административном районе в 250 км к югу от г. Олекминск и в 190 км к северу от железнодорожной станции Хани на БАМе. На водоразделе рек Верхний Тарыннах и Кебекта тянется с севера на юг на 23 при ширине 3,4 км и занимает площадь около 80 км². В геологическом строении месторождения принимают участие преимущественно высокометаморфизованные дисло-

цированные толщи верхнего архея, которые вместе с интрузивными образованиями того же возраста формируют кристаллический фундамент. Комплекс метаморфических пород в пределах месторождения относится к борсалинской серии верхнего архея, которая выполняет Ималыко-Торгинский прогиб, наложенный на более древние образования олекминской серии. Бурсалинская серия подразделяется на две свиты: нижнюю — темулякитскую и верхнюю — тарыннахскую. Тарыннахская залегает на породах темулякитской свиты и подразделяется на три подсвиты: подрудную, рудную и надрудную. Подрудная состоит из двух пачек — нижней (амфиболовой) мощностью 30–50 м, сложенной роговообманковыми кристаллосланцами с характерной линейной текстурой с включением линзовидных тел серпентинитов, и верхней (биотитовой) мощностью 5–30 м, представленной преимущественно биотит-кварц-плагиоклазовыми с прослоями биотит-амфиболовых и мусковит-биотитовых кристаллосланцев. Рудная подсвита — это три рудные пачки, разделенные двумя межрудными (безрудными). Первая рудная пачка мощностью 30–45 м включает магнетит-содержащие гранат-куммингтонитовые кристаллические сланцы, железистые сланцы магнетит-куммингтонитового состава и куммингтонит-магнетитовые кварциты. В отдельных частях разреза пачка включает прослойки безрудных кварцитов и высокоглиноземистых сланцев с гранатом, ставролитом и силлиманитом. Надрудная подсвита в разрезе месторождения представлена однообразными биотитовыми гнейсами, в которых отмечаются прослойки биотит-амфиболовых кристаллических сланцев. С последними пространственно связаны линзовидные пропластки железистых сланцев мощностью 1–3 м и реже железистых кварцитов. Видимая мощность подсвиты с учетом пликативных осложнений и продольных нарушений оценивается предположительно в 500–800 м. Мощность всей тарыннахской свиты в районе месторождения в среднем 800–1200 м. На площади месторождения выделяются четыре рудные залежи, представленные субпараллельными сближенными пластообразными телами железистых кварцитов, переслаивающихся сланцами, гнейсами и гранито-гнейсами. По химическому составу железные руды месторождения характеризуются высоким содержанием SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , в сумме 80%. Зона окисления ограничено распространена — средняя глубина полуокисленных руд до 30 м; на ряде участков она отсутствует. Среднее содержание $\text{Fe}_{\text{магн}}$ в них — 14, $\text{Fe}_{\text{общ}}$ — 28,1%, доля этих руд в общих запасах по месторождению — 1,5%. Запасы месторождения — порядка 2,4 млрд т руды.

Месторождение *Сивагли* расположено в среднем течении р. Сивагли, притока р. Большая Хатынь, в 3 км западнее 500-го километра Амуро-Якутской магистрали. Рудоносные породы федоровской свиты архея образуют моноклиналичную структуру с падением пород на северо-восток под углом 55–75° (рис. 22).

Архейские кристаллические сланцы обнажаются в северной части месторождения; в восточной и южной они перекрыты кембрийскими карбонатными породами и местами пластообразными телами сиенит-порфиоров. Осадочно-метаморфические породы, в состав которых входят и рудные

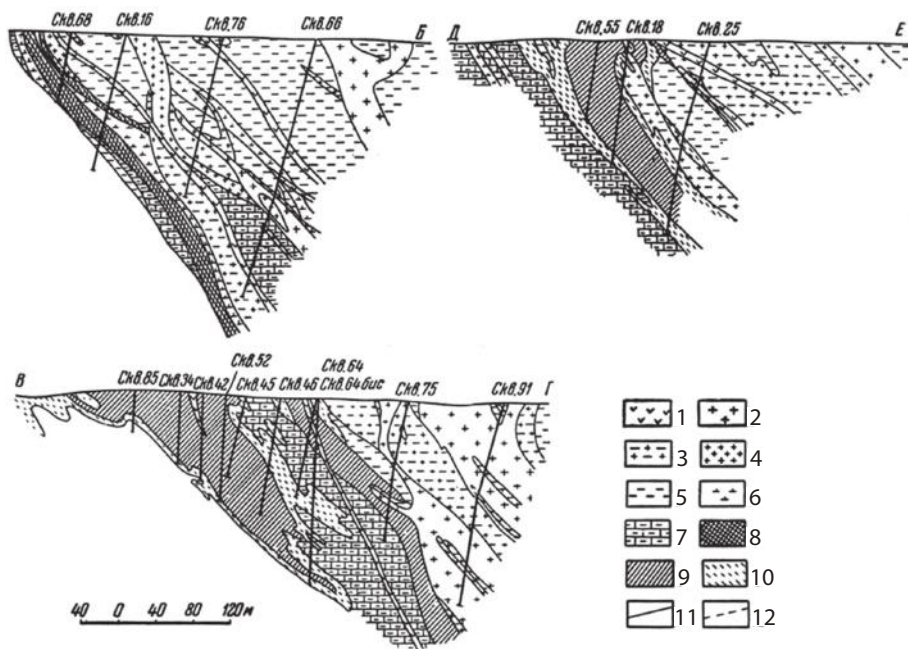


Рис. 22. Геологические разрезы месторождения Сивагли (Железные руды Южной Якутии, 1960)

1 — верхнеюрские и кварцевые сиенит-порфиры; 2 — архейские пегматиты и гранит-пегматиты; 3 — мигматиты; 4 — аляскитовые граниты; 5 — гранитизированные гнейсы; 6 — различные магнетит-пироксен-амфиболсодержащие кристаллические сланцы; 7 — мраморы и кальцифиры; 8 — магнетитовые массивные и вкрапленные руды; 9 — мартиитовые и полумартиитовые массивные и вкрапленные руды; 10 — хлоритовые, серпентино-хлоритовые, талько-серпентино-хлоритовые и карбонато-серпентино-хлоритовые породы; геологические контуры: 11 — установленные, 12 — предполагаемые

тела, инъецированы аляскитовыми гранитами. Породы, вмещающие рудные тела, представлены мраморами и кальцифирами, а также генетически связанными с ними диопсидо-амфиболовыми, диопсидо-скаполитовыми, диопсидо-скаполито-гранатовыми, форстерито-диопсидо-флогопитовыми, форстерито-клиногумитовыми породами, плагиоклазовыми и ортоклазовыми гнейсами (пироксеновыми, роговообманковыми, биотитовыми), переходящими иногда в турмалино-биотитовые кварцито-гнейсы. Вблизи гранитов, главным образом у их контактов с кальцифирами и пироксено-роговообманково-скаполитовыми сланцами и гнейсами, образовались скарнированные зоны из крупнокристаллических диопсидо-скаполито-шпинелевых и авгито-андрадито-эпидотовых образований. На месторождении выявлено несколько промышленных залежей железных руд с различным минеральным составом: одна залежь сложена полумартиитовыми, четыре мартиитовыми и две магнетитовыми рудами; кроме этих коренных рудных тел

имеются выходы валунчатых руд. Руды согласно с вмещающими породами уходят на большую глубину. Видимая мощность рудных тел 5–12 и 170 м при падении пород на север под углом 50–65°. Силикатные составные части рудных тел часто (но не везде и не полностью) также подвергались сильному гипергенному разложению и окислению, замещению другими минералами (хлоритами, нонтронитом, кварцем). Первичные магнетитовые руды месторождения представлены диопсид-скаполит-магнетитовыми и роговообманково-магнетитовыми разностями. В рудах заметна примесь халькопирита. Содержание железа в среднем 53,8 для первичных руд и 52,8% для окисленных. Запасы месторождения – около 26,5 млн т. Возможно попутное извлечение меди.

Касательно металлогении первого в истории развития Земли зеленокаменного прогиба Исуа имеются сведения о присутствии в нем промышленно значимого месторождения железистых кварцитов. Наиболее важное месторождение полосчатых железных руд залегает в раннеархейском блоке около Исуа к северо-востоку от верховьев Готхоб-фьорда. Возраст оруденения, определенный свинцово-изохронным методом по породе, в целом 3760 млн лет, что соответствует возрасту гнейсов Амитсок, развитых в районе Готхоб-фьорда. Железорудное месторождение Готхоб-фьорда расположено в крайней восточной части структуры, характеризующейся магнитной аномалией и занимающей площадь 80 км² по краю ледника. Мощность льда, покрывающего частично рудную зону, достигает 100 м. Рудное тело представляет собой согласно залегающий крутопадающий пласт с мощностью в видимой части около 200 м. Таконитовые руды состоят, как правило, из тонких прослоев кварц-магнетитового состава, в которых в качестве аксессуарных минералов присутствуют карбонаты. Главный рудный минерал железорудной формации – магнетит. Гематит присутствует только в качестве небольшой примеси. По самым скромным подсчетам, общие запасы руды достигают $2 \cdot 10^9$ т со средним содержанием 38% Fe. Мощность железорудной формации Исуа, обнаруживающей генетическое сходство с метатаконитовыми формациями типа Сьюпериор, более 1,5 км. Формация состоит из двух серий, которые отражают различные условия отложения материала.

По поводу происхождения полосчатых железистых кварцитов, в том числе и магнетитовых кварцитов комплекса Исуа Гренландии, существуют различные точки зрения: 1) они образовались в результате метасоматического изменения ультрамафитов этого комплекса (Fedo, Whitehouse, 2002); 2) в результате седиментогенных процессов (Nisbet, Sleep, 2001); 3) формирование полосчатых железистых (в данном случае магнетитовых) кварцитов в процессе высокотемпературного поверхностного выветривания (Heck Jason, Huberty, 2012). В последнем случае авторы не раскрывают существо понятия выветривания применительно к принятому ими же высокотемпературному (500–600 °С) характеру этого процесса. Можно согласиться с этой трактовкой происхождения магнетитовых кварцитов как комплекса Исуа, так и месторождений таких же кварцитов Алданского щита, рассматривая их как результат термохимического взаимодействия вещества мафической протокрыи гадея с веществом протоатмосферы, ко-

торая в результате этого приобретает не восстановленный как ранее, а существенно окислительный характер.

Можно выделить наиболее знаковые события, охватывающие промежуток времени от 4,4 до 3,6 млрд лет, полагая, что каждое последующее событие определенным образом наследует характеристики состава и строения предыдущего:

- на завершающих стадиях поздней аккреции образуются панглобальный магматический океан и протоатмосфера, термохимическое взаимодействие которых может привести к формированию также панглобальной мафической кристаллической протокоры и совокупной с ней деплетированной мантии;

- продлжающаяся в этот временной интервал импактная бомбардировка поверхности планеты, представленной относительно новообразованной мафической протокорой может привести к преобразованию мафической протокоры в гранулитовую — дифференцированную по составу и строению нижнюю кору континентов, одновременно с преобразованием и верхней мантии — появлением в ней радиогенно обогащенных доменов;

- становление мафической протокоры в рассматриваемом промежутке времени осложняется импактным воздействием на формирующуюся протокору крупных планетезималей, и итогом такого взаимодействия могла быть экспериментально подтвержденная «дифференциация» мафической протокоры на кристаллическую гранулитовую кору, расплав тоналит-трондьемитового состава и эклогитовый рестит;

- формирование гранулитовой — дифференцированной по составу и строению нижней коры континентов латерали — преобразование базальтового океана в мафическую протокору происходит в высокотемпературных и высокобарических условиях и сопровождается значимым изменением состава формирующейся в процессе взаимодействия протокоры и изменением — начальным окислением — первично восстановленной протоатмосферы;

- дифференцированный по времени и, возможно, по месту в глобальном отношении характер такого взаимодействия определяет появление подобия расслоенности гранулитовой коры — в верхних (точнее, более поздних по времени формирования) участках кислых гранулитов, «прослоев» в гранулитах магнетитовых кварцитов и, наконец, появление карбонатных пород;

- глобальная неоднородность в распределении дифференцированных «разрезов» гранулитовых комплексов, по-разному соотносящихся с современными центральными и периферическими частями континентов;

- формирование гранулитовой коры и радиогенно обогащенной мантии в системе изотопно геохимических характеристик подчеркнуто исключительно вариациями Sm-Nd изотопных отношений и отсутствием какого-либо «следа» Rb-Sr изотопной системы, что отображает существенно плагиоклазовый состав возникающих на этой стадии петрологических систем;

- начиная с рассматриваемого временного интервала можно предположить в глобальном масштабе обособление доменов, где сохранились не

подвергшиеся импактному преобразованию участки, представленные сочетанием фрагментов мафической протокры и деплетированной мантии и доменов, где мафическая протокры в результате импактного воздействия преобразована в гранулитовую и серогнейсовую кору, сочетающуюся с радиогенно обогащенной мантией (компонент ЕМІ в системе координат изотопных Sm-Nd отношений);

— участки (домены) мафической протокры и деплетированной верхней мантии присутствуют исключительно в пределах срединно-океанических хребтов современного Мирового океана;

— участки, представленные сочетанием нижней гранулитовой коры и радиогенно обогащенной мантии, широко распространены в различных структурах континентов и их окраин, а также установлены в ряде структур современного Мирового океана, таких как океанические плато, океанические острова, пассивные и активные окраины континентов;

— в завершение эволюции рассматриваемого временного интервала, предположительно не без участия импактных процессов могло происходить формирование первых в истории развития Земли зеленокаменного прогиба (Исуа, Западная Гренландия), гидросферы и биосферы;

— коматииты этого и других более поздних зеленокаменных прогибов характеризуются изотопной «меткой» НІМУ, которая обнаружена в базальтах океанических островов (Тубуаи и Манагаи Тихого океана);

Все это позволяет предполагать обособление континентальных и океанических областей еще во временном интервале 4,4–3,6 млрд лет и возможное возникновение еще на этой стадии неоднородностей в составе коры и в целом протолитосферы.

ГЛАВА 3

События временного интервала 3,6–2,5 млрд лет

Еще на рубеже 3,6 млрд лет были сформированы первые в истории Земли осадочные супракрустальные бассейны (Исуа, Западная Гренландия). Следовательно в это время уже была сформирована первоначальная гидросфера с признаками ранней биосферы. Тот же бассейн Исуа – предшественник зеленокаменных прогибов знаковых событий для последующего временного интервала в истории ранней Земли. Характерно, что существенно хемогенные и вулканогенные породы этого бассейна подверглись метаморфизму. Импактные процессы стадии поздней аккреции способствуют частичному плавлению протокры и созданию серогнейсовых комплексов и одновременно зеленокаменных прогибов и их преобразованию в гранит-зеленокаменные области, формированию в течение сотен миллионов лет купольно-килевых (по терминологии В. Гамильтона, [2007]) структур, не имеющих современных аналогов. Геологическая летопись показывает эффект прогрессирующего со временем постепенного охлаждения литосферы. Рассматриваемый промежуток времени в истории Земли прямо наследует завершающие события предыдущей стадии, основным элементом которой стало заложение на основании древнейших комплексов гранулитовой протокры структуры Исуа Западной Гренландии, в составе и строении которой имеются определенные элементы (супракрустальные комплексы осадков, включая полосчатые железистые кварциты, ультрамафические и мафические вулканиты и др.), сближающие этот комплекс с зеленокаменными прогибами (гранит-зеленокаменными), которые являются ведущими (базовыми) на рассматриваемом временном промежутке истории развития Земли (3,6–2,5 млрд лет). Ряд исследователей рассматривал возможность возникновения структуры Исуа в связи с продолжающейся в это время импактной бомбардировкой поверхности Земли. Эта структура в некотором отношении является «эндемиком» в геологии раннего докембрия, что может служить отчасти подобному истолкованию природы ее происхождения. Породы комплекса Исуа интенсивно метаморфизованы в отдельных частях структуры, что может быть связано и с тем,

что поверхность мафической протокоры была в достаточной степени пластичной и «нагретой», чтобы определить метаморфизм супракрустального комплекса.

На рубеже 3,6 млрд лет происходит ареальное, практически панглобальное распространение зеленокаменных прогибов со значительными по площади мелководными бассейнами, в которых преимущественно хемогенное осадконакопление сочетается с проявлениями вулканизма, по составу варьирующего от ультраосновных до кислых вулканитов, а также со своеобразной металлогенией месторождений — от медно-никелевых до медно-порфировых, часть которых по масштабам оруденения крупные и суперкрупные. От ранней стадии унаследована глобальная неоднородность размещения зеленокаменных прогибов: они широко распространены на отдельных континентах и практически отсутствуют на площади, ныне занятой Мировым океаном. Большое количество находится в пределах Канадского щита Северо-Американского континента, щитов Австралии (Пилбара, Йилгарн), Каапваальском и Зимбабве Южной Африки; в значительно меньшей мере в кратоне Сан-Франсиску Южной Америки, щит Дарвар Индостана и, наконец, незначительно (сравнительно) распространены в щитах Евразии — Балтийском и Алдано-Становом, а также в Антарктическом. Рассматриваемая стадия развития Земли, ознаменовавшаяся активным и глобальным становлением и распространением супракрустальных бассейнов и зеленокаменных прогибов, отчетливо демонстрирует неравномерность в глобальном масштабе распространения таких прогибов и состава и строения осадочно-вулканогенных комплексов, разнообразие и типов, и масштабов оруденения. Особенности состава и строения зеленокаменных прогибов и их металлогении рассматриваются далее, но здесь важен вопрос возможной природы их появления и распространения. Становление таких прогибов происходит на гранулитовом основании. Гранулитовая кора сохраняла в это время повышенную мобильность — пластичность и высокотемпературность (метаморфизм первого супракрустального комплекса Исуа). Также высокотемпературной была и протолитосфера в силу того, что температура коматиитовых расплавов — неперменной составляющей зеленокаменных прогибов — была также высокой, около 1600 °С. Соответственно возникает вопрос: что могло заставить высокотемпературный ультрамафический расплав прорваться в значительных масштабах сквозь менее плотную и пластичную кору? Другой не менее важный вопрос — какие причины приводили к формированию осадочных бассейнов, вмещающих разнообразные вулканиты, при том, что в составе бассейнов широко распространены хемогенные отложения, практически отсутствуют (за исключением периферии бассейнов) терригенные породы, а по окраинам таких бассейнов располагаются крупнообломочные породы? И наконец: какие причины вызывают после формирования зеленокаменных прогибов последовательное их преобразование тоналит-трондьемитовыми купольными структурами, определяющими по В. Гамильтону [2007] своеобразный тектонический стиль таких прогибов купола — кили? Автор [Блюман, 2005, 2007] предпринимал попытки связать формирование зеленокаменных про-

гибов с процессами импактного взаимодействия крупных планетезималей с веществом мафической протокоры. Подобные предположения строились и относительно овално-купольной структуры комплекса Исуа Западной Гренландии — предтечи зеленокаменных прогибов рассматриваемой стадии. Здесь целесообразно повторить приведенные ранее сведения о возможной импактной природе прогибов. Эта версия в известной мере может быть использована для ответа на некоторые вопросы об их происхождении.

Древнейший супракрустальный комплекс Исуа Западной Гренландии представляет собой овальную, вытянутую в северо-восточном направлении структуру размером 12×20 км, расположенную на субстрате древних гнейсов. Возраст структуры Исуа 3,8–3,7 млрд лет [Hamilton, 2007]. Окружающие комплекс полиметаморфические мигматиты и гнейсы датируются 3,8–3,6 млрд лет. Древние гнейсы интенсивно деформированы, а супракрустальные породы метаморфизованы. Метаморфизованные и высокомагнезиальные базальты с сохранившимися структурами (подушечные лавы, метапелиты, метапесчаники и полосчатые кремнистые железистые кварциты, мафические андезиты и ультрамафические породы) и конгломераты с кварцевой галькой документируются в отдельных частях комплекса. В северо-восточной части структуры Исуа породы метаморфизованы только в зеленосланцевой фации, и далее на юго-запад метморфизм усиливается и проходит в условиях амфиболитовой фации, которому подвержены регрессивно и вмещающие гранулитовые комплексы. Датировка 3,8–3,7 млрд лет произведена по цирконам из «метавулканитов кислого состава». Овальная форма структуры Исуа напоминает и структуры типа Садбери и интракратонных впадин, получающих широкое развитие на следующей стадии становления Земли в период 3,6–2,5 млрд лет. В формировании таких структур установлено (Садбери) или предполагается участие импактных процессов. Касательно масштабов проявления импактных процессов и возможной природы заложения осадочных бассейнов можно отметить, что импактные события документируются слоями сферул импактного происхождения, располагающихся в «узких временных окнах» [Simonsen, Havnik, 2000] 3,46–3,23; 2,64–2,49 млрд лет, синхронно проявленных в кратонах Западной Австралии и Южной Африки. Временные интервалы формирования импактных стекол и зеленокаменных прогибов совпадают. Именно в этот период и происходит формирование зеленокаменных прогибов, гранитно-зеленокаменных областей в условиях импактного процесса, интенсивность которого завершается [Блюман, 2005, 2007] ко времени около 2,5 млрд лет, знаменуя собой геоисторический переход от стадии космогенной (экзогенной) геодинамики к эндогенной, обусловленной процессами глубинной дифференциации протопланетарного вещества и первым проявлением в истории развития Земли калийсодержащих (калиевых) гранитов.

Д. Лоу и Г. Байерли [Low, Byerly, 1989] обнаружили в раннедокембрийских отложениях Африки и Австралии с возрастом 3,5–3,2 млрд лет в архейских зеленокаменных поясах слои импактных сферул, прости-

рающиеся почти на 100 км с повышенным содержанием иридия; в них видны следы действия ударных волн. Происхождение слоев сферул объясняется выбросом расплава при импактных событиях значительного масштаба. Эти данные свидетельствуют о том, что «другие гипотезы их образования, помимо ударной, в высшей степени маловероятны» [Мелощ, 1994. С. 312].

Хорошо сохранившиеся слои сферул в бассейне Хамерсли в Западной Австралии интерпретируются как дистальные импактные выбросы, что подкрепляется повышенным содержанием в них иридия (до 1,69 ppm), а также ряда сидерофильных элементов. Существует стратиграфическое и геохронологическое сходство сферулсодержащих слоев группы Трансвааль Южной Африки и бассейна Хамерсли Западной Австралии. Распространение слоев со сферулами в формации позднеархейской группы Монтевилль установлено Б. Симонсенем на площади 17 000 км². Размер сферул до 1 мм в диаметре; состоят из преобладающего, возможно, аутигенного калиевого полевого шпата, замещенного карбонатом. Внутренняя структура подобна структуре сферул бассейна Хамерсли и в целом отличается от других сфероидальных образований, таких как карбонатные оолиты и аккреционные вулканические лапилли. Возраст по циркону (SHRIMP) слоев со сферулами в стратиграфической единице Монтевилль – 2,55 млрд лет. Сферулы имеют «плоский» тренд РЗЭ, сильно обогащены Ni (167 ppm), Co (87 ppm), Cr (418 ppm) и особо Ir (6 ppb). Ni/Ir отношение в сферулах близко к хондритовому, как и содержание элементов платиновой группы (ЭПГ). Образцы из слоев, обогащенных сферулами Западной Австралии, так же обогащены иридием с максимальным содержанием 1,69 ppb. Они, как и образцы формации Монтевилль Южной Африки, обогащены сидерофильными элементами, никелем, кобальтом и ЭПГ. Отмечено, что минералогия и геохимия сферуловых слоев Монтевилль значительно отличаются от раннеархейских слоев со сферулами, обнаруженных в зеленокаменном поясе Барбертона Южной Африки, для которых в первую очередь отмечается «драматически» повышенные содержания иридия до 450 и 2700 ppb и других сидерофильных элементов. Соотношение внеземного и земного материала в слоях сферул формации Монтевилль – 1:99. Мощность сферуловых слоев в раннеархейских породах Барбертона заметно выше, чем в позднеархейской формации Монтевилль и, наряду со значительной обогащенностью раннеархейских слоев иридием и сидерофильными элементами, они более деформированы по сравнению с позднеархейскими.

Анализируя во времени от докембрия к фанерозою распределение слоев импактных сферул, Б. Симонсен и П. Харник отмечают, что наибольшей мощности 1000 мм сферуловые слои достигают в раннем докембрии и подобная мощность неизвестна в таких слоях в фанерозое. Характерная особенность докембрийских сферул – их радиально-лучистая структура – результат девитрификации стекла. По предварительной оценке образование раннеархейских слоев сферул Барбертона вызвано импактором 20 км или более в диаметре. Размер импактора, обусловившего формирование позд-

неархейских слоев сферул формации Виттенум около 5 км. В них содержатся от трех до пяти слоев сферул, сформированных в течение 140 млн лет в позднем архее и палеопротерозое с интервалом импактных событий от 35 до 70 млн лет. Изменение со временем состава сферул в первую очередь отражает изменение состава мишени — состава пород земной поверхности. Б. Симонсен, как и другие исследователи [McCalloch, Bennet, 1994], полагает, что состав архейской коры был более мафичным и соответственно импактные расплавы были мафичны, что так же подтверждается отсутствием в докембрийских слоях со сферулами кварца со следами шоковых деформаций.

В статье А. Хоффмана и др. [Hofmann, Reimold, Koeberl, 2006] приводятся обзор современных знаний об импактных сферулах в зеленокаменном поясе Барбертон и новые петрографические геохимические результаты полевых наблюдений о количестве импактных и вулканических горизонтов сферических частиц в свете значимости роли крупных импактных событий в течение среднего архея (рис. 23–29).

Полевые данные свидетельствуют о том, что могут быть скоррелированы четыре импактных события, петрографические — о присутствии вулканокластических частиц, ассоциированных с теми же слоями импактных сферул, когда другие слои не подтверждают такого сосуществования. Главные и примесные элементы показывают, что состав сферул отражает основные особенности петро- и геохимии вмещающих пород. В то же время элементы платиновой группы, данные по изотопии хрома свидетельствуют о принадлежности сферул к метеоритному веществу. Были использованы различные параметры для оценки размера болидов, которые, как считается, отвечают за формирование слоев сферул Барбертона с характерным внеземным содержанием хрома (Shukolyukov et al., 2000). Большинство исследователей определили размер болидов 20–50 км. Понятно, что некоторые из этих оценок проблематичны по нескольким причинам. Данные по циркону (Byerly et al., 2002) позволяют предполагать, что слой сферул S_1 может быть сопоставлен с аналогичным слоем формации Варравуна кратона Пилбара. Несмотря на открытие в слоях S_4 , S_3 (и, возможно, S_2) изотопных аномалий хрома, которые отражают возможность их отнесения к веществу углеродистых хондритов, многие вопросы остаются нерешенными. Ясно, что слои сферул не состоят на 100% из метеоритного материала и редко превышают 1–2% метеоритного компонента (например, Koeberl, 1998).

П. Морел и др. (Morel et al., 2002) измерили количества Re и Os, а также изотопный состав Os образцов из древнейших слоев, содержащих сферулы стекла импактного происхождения из группы Онвервахт (S_1) и Фиг-Три (S_2 , S_3 , S_4) зеленокаменного пояса Барбертон Южной Африки. Концентрация Os повышена, 0,2–1 ppb (S_1 , S_2), и очень высокая 50–2000 ppb; что коррелируются с повышенным содержанием Ir. Образцы S_1 и S_2 имеют величины $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ — 0,16–0,49 и суперхондритовые величины начальных отношений 0,13–0,23. Те же величины в образцах S_3 , S_4 имеют околохондритовые $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ (0,1069–0,1193) и изменяющиеся,

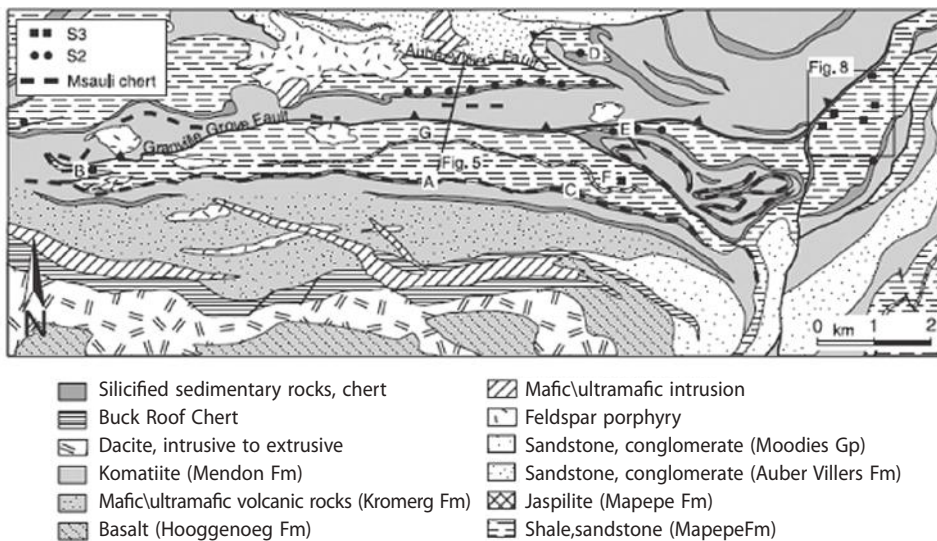


Рис. 24. Геологическая карта центральной части зеленокаменного пояса Барбертон, показывающая распределение слоев сферул [Hofmann, Reimold, Koeberl, 2006]

Силифицированные осадочные породы, кремни; кремни Вук рифа; дациты – интрузивные до экструзивных; коматииты (формации); мафит-ультрамафитовые породы (формация Кромберг); базальты (формация Хугенуг); мафическо-ультрамафические интрузии; пеллошпатовые порфиры; песчаники, конгломераты (формация Мудис); песчаники, конгломераты (формация Обер Виллерс); джаспелиты (формация Манене); сланцы, песчаники (формация Манене)

но также околохондритовые Re/Os отношения. Начальные отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ возраста 3,4–3,2 млрд лет околохондритовые (0,1011–0,1038); хондриты 3,4–3,2 млрд лет имеют то же отношение около 0,105.

Участие обогащенных летучими углистых хондритов в формировании вторичной атмосферы на поздних стадиях аккреции устанавливается (Jia, Kerrich, 2002) по результатам изучения изотопии ^{15}N . Величина $\delta^{15}\text{N}$ в углистых хондритах меняется от +30 до +42‰, в архейских породах (2,7 млрд лет) от +16 до 24; в палеопротерозойских 7–10, в фанерозойских 2–6‰.

Р. Шёнберг и др. (Schosnberg et al., 2002) рассматривают и анализируют свидетельства метеоритной бомбардировки Земли во время около 3,8 млрд лет, времени, совпадающего с ТЛБ. С этой целью используются данные по короткоживущим изотопам ^{53}Mn - ^{53}Cr (период полураспада 3,7 млрд лет). Авторы изучили изотопию ^{152}W древнейших пород Гренландии и Канады, установив в них величины ^{182}W от – 0,44 до – 1,23 ϵ_w (при изотопном гомогенном составе земного вольфрама $\epsilon_w = 0$). Дефицит ϵ_w в древнейших породах коррелируется с отношениями сидерофильный/литофильный элемент – Cr/Ti или Ni/Nb. Установленные тренды с

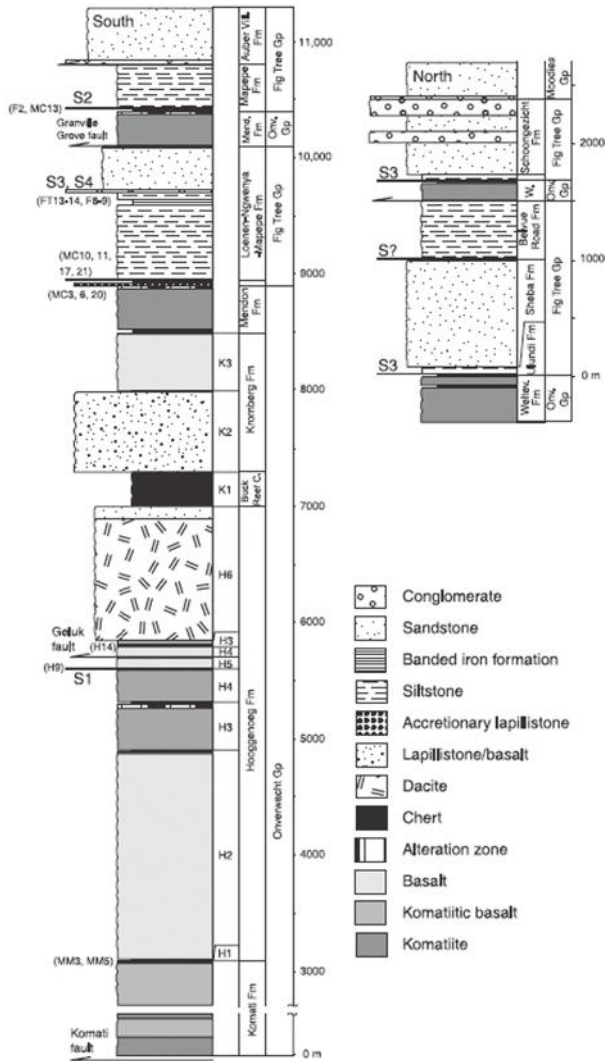


Рис. 25. Стратиграфическая колонка зеленокаменного пояса Барбертон в пределах западного крыла антиклинали Онвервахт, показывающая стратиграфическое положение слоев сферул в южной части области, севернее разлома Иньока, синклиналь Стольцбург [Hofmann, Reimold, Koeberl, 2006]

Конгломераты; песчаники; полосчатая железорудная формация; кремнистые породы; аккреционные лапиль-стоуны; дациты; кремни; зоны изменений; базальт; коматиитовый базальт; коматиит

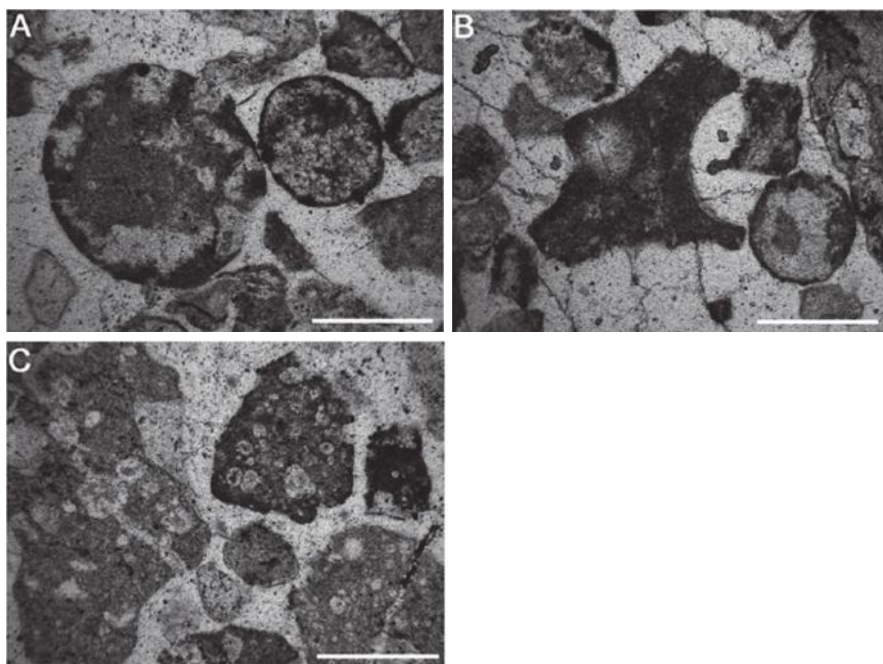


Рис. 26. Частицы из слоя сферул S1. Длина масштабной линейки 500 мкм [Hofmann, Reimold, Koeberl, 2006]

A — пара сферул с типичными темными каймами; B — неправильные обломки, возможно, представляющие собой обрывки измененного стекла со сломанными стенками миндалин; C — порфиритовые пузыристые пелловые зерна

отклонения экстраполируются с данными по хондритам и железным метеоритам, что позволяет авторам считать, что дефицит ^{182}W в архейских породах свидетельствует о добавлении метеоритного W в процессе метеоритной бомбардировки Земли, синхронной с ТЛБ (~3,8 млрд лет).

М. Д. Норман и др. (Norman et al., 2002) отмечают, что скорее всего не случайно совпадение по времени образования лунных бассейнов и древнейших земных пород и соответственно необходима адекватная оценка роли импактных событий в формировании (shaping) земных континентов. В противоположной водонасыщенной, «мокрой» (wet) и геологически активной Земле древние импактные бассейны Луны не были переработаны выветриванием и последующими тектоническими событиями. Импактные брекчи лунных бассейнов — ключ к пониманию таких событий как последовательность больших метеоритных импактных событий в ранней геологической эволюции планет Солнечной системы. С учетом больших размеров и гравитационной «фокусированности» Земля, по сравнению с Луной, имела скорость кратерирования, большую в 20 раз, а аккрецирования массы вещества в 100. Если существовал катаклизм бомбардировки

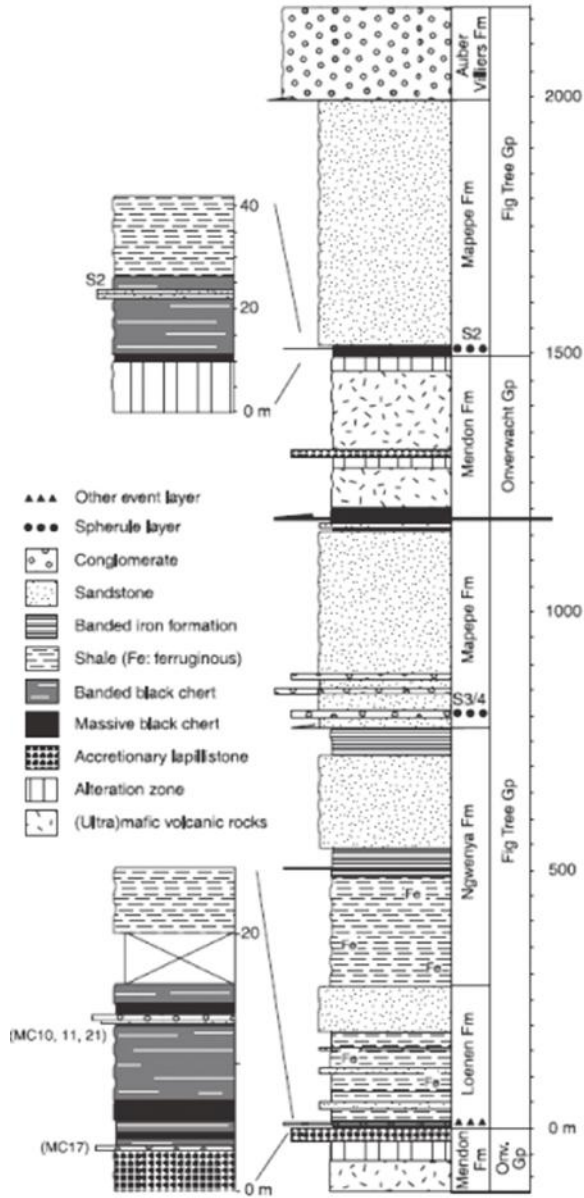


Рис. 27. Стратиграфическая колонка группы Фиг-Три [Hofmann, Reimold, Koeberl, 2006]

Событийные слои; слои сферул; конгломерат; песчаник, полосчатая железорудная формация; сланцы железистые; полосчатые черные кремни; массивные черные кремни; аккреционные лапиль-стоуны; зоны изменений; ультрамафитовые (мафитовые) вулканические породы

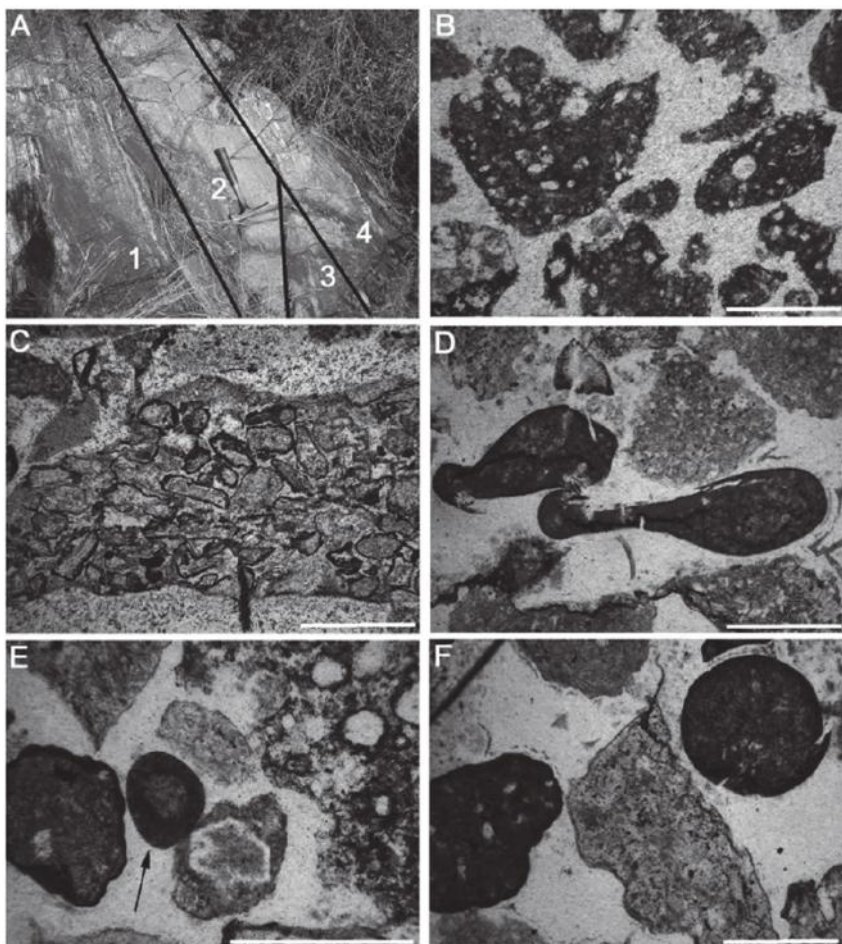


Рис. 28. Осадки контакта групп Онвервахт – Фиг-Три в нескольких метрах ниже сланцев Фиг-Три [Hofmann, Reimold, Koeberl, 2006]

A – полосчатые черные и белые кремни (1) перекрыты нормально слоистыми галечными песчаниками (2). Эрозионные впадинки заполнены полосчатыми кремнями (3) и перекрыты кремнистыми галечными конгломератами (4); B – порфириновые пористые пепловые зерна в мономиктовом вулканокластическом песчанике; C – обломки сцементированного кремнем вулканокластического песчаника; D – обломки каплевого очертания, окруженные порфириновыми фрагментами; E – субсферические обломки, обогащенные хлоритом с центральным ядром, замещенным хлоритом, вместе с пористыми и порфириновыми обломками; F – сферическое обогащенное хлоритом зерно (вверху слева) вместе с текстурно дифференцированными обломками. Длина линейки 500 мкм

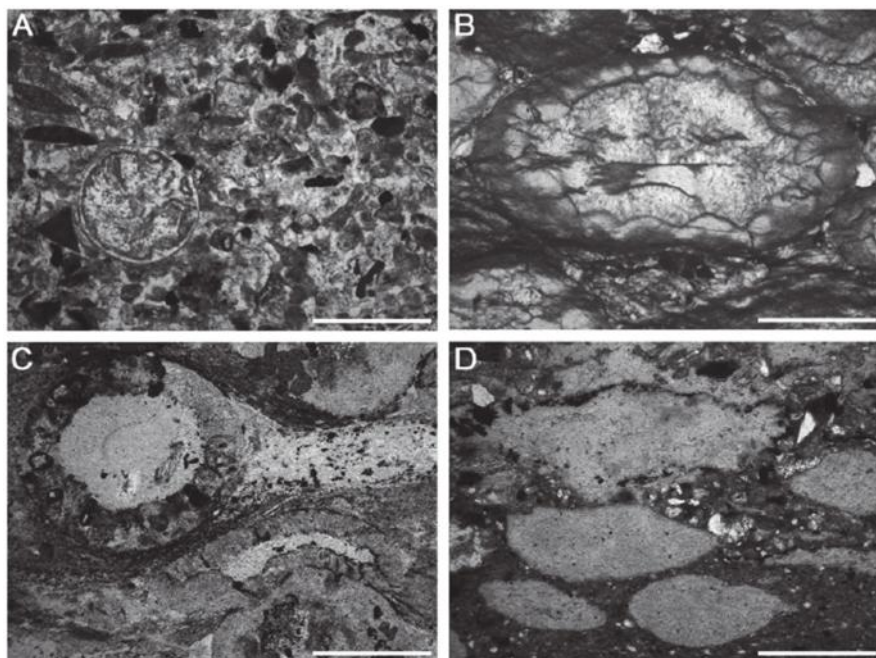


Рис. 29. Частички из слоев сферул S_3 и S_4 .
 Линейка 500 мкм
 [Hofmann, Reimold, Koeberl, 2006]

A – сферула, замещенная кремнем внутри матрикса угловатых фрагментов кремня и хлорита (S_3 тип); B – компактная кремне-серицитовая сферула; C – то же; D – уплощенная хлоритовая сферула в матриксе кварцсодержащего глинистого сланца (S_4 тип)

в интервале 3,8–4,0 млрд лет, то Земля была поражена несколькими большими импактами в течение этих критических событий, когда формировалась древнейшая сохранившаяся земная кора и ранняя жизнь на Земле. По результатам исследований энстатитовые хондриты были важной популяцией, создававшей в период 3,8–4 млрд лет лунные бассейны, и их фракционированность по отношению к сидерофильным элементам могла также определять и гетерогенность мантии Земли. М. Д. Норман и др. изучили две группы – пойкилитовых и афанитовых импактных расплавных брекчий Луны (серия Аполло-17), которые представляют собой различные группы энстатитовых хондритов: Н-хондритов – пойкилитовые и L-хондритов – афанитовые брекчии, различающихся петрохимически – по содержанию Al_2O_3 и TiO_2 (более «титанистые» – пойкилитовые брекчии) и величинам отношений Pd/Pt и Re/Jr. При этом импактные брекчии, близкие к Н-хондритам, характеризуются относительно повышенными величинами Pd/Pt. Авторы полагают, что, по аналогии с Луной, подобного состава планетезимали коллидировали и с Землей в период ТЛБ и много-

численные ЕН хондритовые импакторы коллидировали с земной и лунной поверхностями за короткий временной интервал.

В работе Н. Слива и др. (Sleep et al., 1989) рассматриваются крупные астероидные импактные события в истории ранней Земли. Изучение поверхности Луны и значения импактных событий в ее формировании может служить отправной точкой для оценки роли импактных событий в ранней истории Земли. Роль же импактных событий на Луне сохранена в лунных образцах, представленных брекчиями, в составе которых присутствуют «первичные» породы, импактные расплавы и другие древние брекчии. Содержание иридия в этих породах предполагает существование вклада метеоритного вещества в количестве 1–2%. Общая мощность коры, контактированной сидерофилами не установлена, хотя считается, что мощность мегареолита отвечает глубине смещения метеоритного вещества и вещества коры. Считается, что мощность мегареолита достигает половины мощности лунной коры, равной ~ 35 км. Если принять количество метеоритного компонента 1–4%, то «метеоритная» мощность колеблется от 0,35 до 1,4 км, предпочтительно 0,7 км. Древнейшие лунные породы с возрастом 4,5 млрд лет показывают, что лунная кора существовала в ее ранней истории развития. Верхняя часть лунной коры — железистые анортозиты формировались до 4,44 млрд лет; в основном, лунная кора сформировалась ко времени 4,36 млрд лет — модельный возраст KREEP (обогащенных калием, РЗЭ, фосфорсодержащими лунными базальтами), которые датируют последнюю кристаллизацию основания коры. Значительная часть аккреции происходила 4,26 млрд лет — возраст древнейших образцов реголита. Верхняя часть коры Луны так сильно «перемешана» («взболтана»), что этот факт может быть использован для оценки величины потока больших импакторов. Импактные события, подобные Имбриум, скорее всего, были редки после формирования верхней коры 4,44 млрд лет еще и потому, что большие, чем Имбриум, должны были бы экскавировать лунную мантию, образцы которой, несмотря на тщательные поиски, не были обнаружены за исключением редких троктолитов нижней коры, экскавированных событием Имбриум. Общее количество материала импактных событий, происходивших 4,44 млрд лет назад, должно быть меньше слоя мощностью 1,88 км эквивалентно покрывающего поверхность кратера размером с Имбриум. Энергия кратера Ориентале (диаметр 930 км) наиболее молодого (3,8 млрд лет) и хорошо сохранившегося бассейна, оценена по количеству «захороненного» тепла путем расчета термальной контракции центра бассейна. Исходя из предположения, что 25% энергии глубоко «захоронены», энергия импактного события колеблется между 4×10^{25} и 3×10^{26} с предпочтительной средней величиной $1,2 \times 10^{26}$ Дж. Это соотносится с объектом диаметром 93 км (плотность импактора 3,3 кг/м³ и скорость 13 км/с). Н. Слип и др. считают, что Земля, по сравнению с Луной, должна быть поражена значительно большим количеством импакторов в силу ее значительно большей поверхности и массы. Из расчета скоростей импакторов, приводимых далее, Луна была поражена 1/24 объектов, а Земля оставши-

мися 23/24. Таким образом, если Имбриум — наиболее крупный лунный импактор после 4,3 млрд лет, то 16 больших объектами могли поразить Землю в тот же период, и в связи с тем, что количество их относительно невелико, трудно восстановить время и размеры импакторов. Более или менее адекватны теоретическим расчетам для Земли в этот период астероиды диаметром 130–260 км, которые могли быть фрагментами больших тел и входить в околоземную орбиту после событий фрагментации. Большая гравитация Земли увеличивает вероятность и энергию импактных событий, которые коррелируются с импактной скоростью 13 км/с на Луне и 17 км/сек на Земле.

К. Мункер (Munker et al., 2000), изучая изотопную систему $^{92}\text{Nb}/^{92}\text{Zr}$, предположил, что корово-мантийное фракционирование происходило в течение 50 млн лет после формирования примитивных метеоритов. Расчеты Е. Чанга (Zhang, 2002) показывают, что такое фракционирование происходило 70 млн лет после времени формирования метеорита Альенде $4,566 \pm 0,002$ млрд лет, и, таким образом, наиболее ранняя кора сформировалась не ранее чем 4,496 млрд лет назад. Итак, по данным разных изотопных систем, время формирования наиболее ранней коры таково (Zhang, 2002): $> 4,404$ млрд лет по данным возраста обломочных цирконов; $< 4,496$ млрд лет по данным $^{92}\text{Nb}/^{92}\text{Zr}$ системы и $4,47 \pm 0,05$ млрд лет по данным Sm-Nd системы. Небезынтересны и сведения, приводимые Е. Чангом, о возрасте Луны. Древнейшие лунные породы имеют возраст (в млрд лет) $4,51 \pm 0,1$; $4,44 \pm 0,02$; $4,562 \pm 0,068$. Эти данные показывают нижний предел возраста гигантских импактных событий, хотя они могут быть древнее 4,50 млрд лет, или возраст $4,49 \pm 0,01$ млрд лет на 60 млн лет позднее времени формирования метеорита Forest Vale. Отмечено, что на поздних стадиях аккреции масса Земли не растет плавно, а эпизодически катастрофически увеличивается посредством гигантских импактов (Wetherill, 1985).

Таким образом, приведенные и далеко не полные сведения о роли импактных событий в ранней истории Земли, свидетельствуют о безусловной недооценке их значения в рассматриваемый длительный промежуток времени. Безусловный интерес приобретает проблема происхождения первичных осадочных бассейнов и становления гранит-зеленокаменных областей.

Собственно зеленокаменные прогибы — Сьюперииор Северной Америки, Барбертон Южной Африки и Хамерсли Западной Австралии — имеют отчетливо выраженную овальную форму, усложненную (преобразованную) последующим становлением гранитоидных купольных структур, и сложены базальт-коматиитовыми ассоциациями и располагающимися выше них осадочными комплексами, в состав которых входят рассмотренные выше горизонты импактных сферул, а также рудные образования, представленные полосчатыми железистыми кварцитами. Характеризуя подобного рода структуры, австралийский геолог Трендалл (Trendall, Blockley, 1970; Trendall, 2002) определил их как овоидные интракратонные впадины, представляю-

щие собой изолированные мелководные бассейны, обладающие рядом характерных только для них признаков внутреннего строения:

- бассейны характеризуются отчетливо выраженным двучленным строением: в основании разреза размещены преимущественно базальт-коматиитовые комплексы, выше которых залегает комплекс осадочных отложений;

- мощность базальт-коматиитовых комплексов может достигать нескольких километров, а площади, занятые ими, нескольких десятков тысяч квадратных километров;

- в составе осадочных отложений преобладают мелководные хомогенные (кварциты, доломиты), биохомогенные (полосчатые железистые кварциты) и вулканокластические отложения, практически отсутствуют собственно терригенные отложения, но отмечаются грубообломочные породы в базальных частях разреза в краевых частях бассейнов;

- отмечается очевидное противоречие между отсутствием в основной массе пород примеси терригенного материала и наличием в разрезе по периферии впадин (бассейнов) горизонтов грубообломочных отложений;

- формирование вулканокластических отложений в осадочном комплексе связывается с проявлениями вулканизма центрального типа в обрамлении впадин;

- в разрезе осадочного комплекса присутствуют горизонты сферул импактного происхождения, предшествующие в ряде случаев формированию горизонтов железистых кварцитов;

- в ареалах распространения полосчатых железистых кварцитов установлены питающие их образование гидротермальные жилы (железорудные трубки) и ассоциирующие с ними ареалы метасоматических процессов;

- в осадочном комплексе в ассоциации с карбонатными отложениями и железистыми кварцитами выявлено ареальное развитие бактериальной биоты и строматолитов, которые, в отличие от позднепротерозойских и фанерозойских строматолитов, не содержат примеси терригенного псаммитового материала.

Некоторые характеристики свидетельствуют о возможном их импактном происхождении. Во-первых, овальная форма таких впадин совершенно автономна по отношению к сложной тектонической анизотропии гранулитовых комплексов, лежащих в основании впадин. Во-вторых, гигантские массы мантийных базальт-коматиитовых расплавов сформировались в основании впадин за сравнительно короткий промежуток времени при том, что в ТТГ-основании этих впадин отсутствуют какие-либо тектонические зоны, которые могли быть проводниками гигантских объемов мафит-ультрамафитовых расплавов. В-третьих, последствия импактных процессов, глубоко проникающих сквозь кору в верхнюю мантию и способствующих, возможно, формированию ультраосновных расплавов, представляют возможность ответа на вопрос, как намного более плотные, по сравнению с ТТГ-корой, мантийные расплавы были вытолкнуты из мантии и ареально распространились поверх «легкой», намного менее плотной мафическо-сиалической коры. Кроме того, в составе осадочного комплекса, залегаю-

шего выше базальт-коматиитового основания в зеленокаменных прогибах Южной Африки (Барбертон) и Западной Австралии, выявлены чередующиеся в разрезе осадочного комплекса горизонты сферул импактного происхождения, а в коматиитах обнаружены железные метеориты (см. ниже).

На рис. 30, 31 показаны схемы геологического строения зеленокаменных прогибов – гранит-зеленокаменных комплексов Каапваальского кратона Южной Африки (Барбертон) [Schoene et al., 2008], кратонов Пилбара и Йилгарн Западной Австралии (Hamilton, 2007). Далее приводятся графические приложения по бассейну Барбертон, достаточно полно характеризующие его состав и строение, заимствованные из работы Б. Шене, де Вита и С. Боуринга «Мезоархейские ансамбли и стабилизация восточной части Каапваальского кратона: структурно-термохронологические перспективы» [Schoene et al., 2008].

Эти структуры достаточно полно охарактеризованы в том числе и в публикациях отечественных геологов. Ограничимся лишь некоторыми пояснениями к приведенным рисункам.

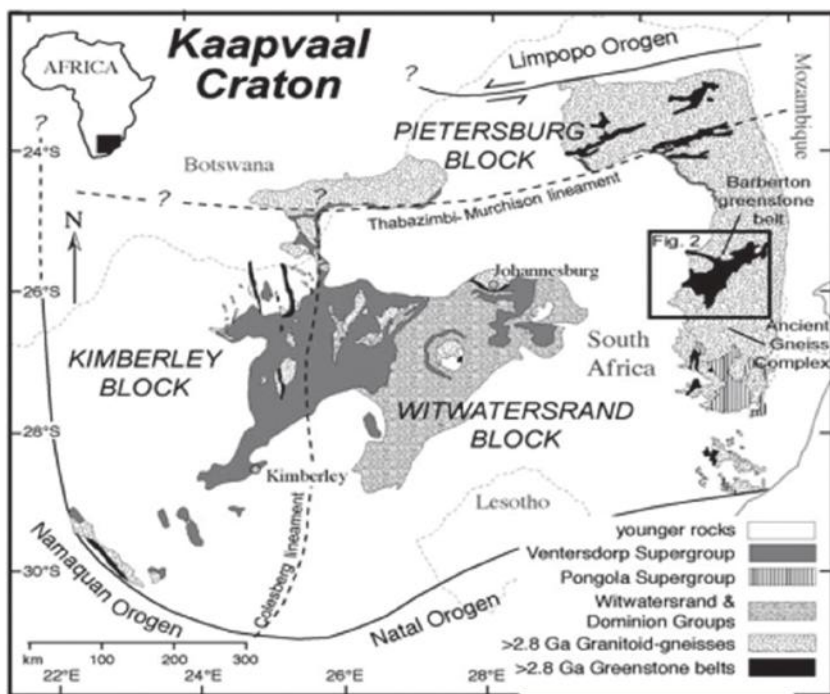


Рис. 30. Геологическая карта выходов архейских пород в Каапваальском кратоне. Главные подразделения кратона и распределение главных неорхейских бассейнов [Schoene et al., 2008]

Молодые породы; супергруппа Витерсдорп; супергруппа Понгола; Группы Витватерсранд и Доминион; гранитоидные гнейсы и зеленокаменные пояса древнее 2,8 млрд лет

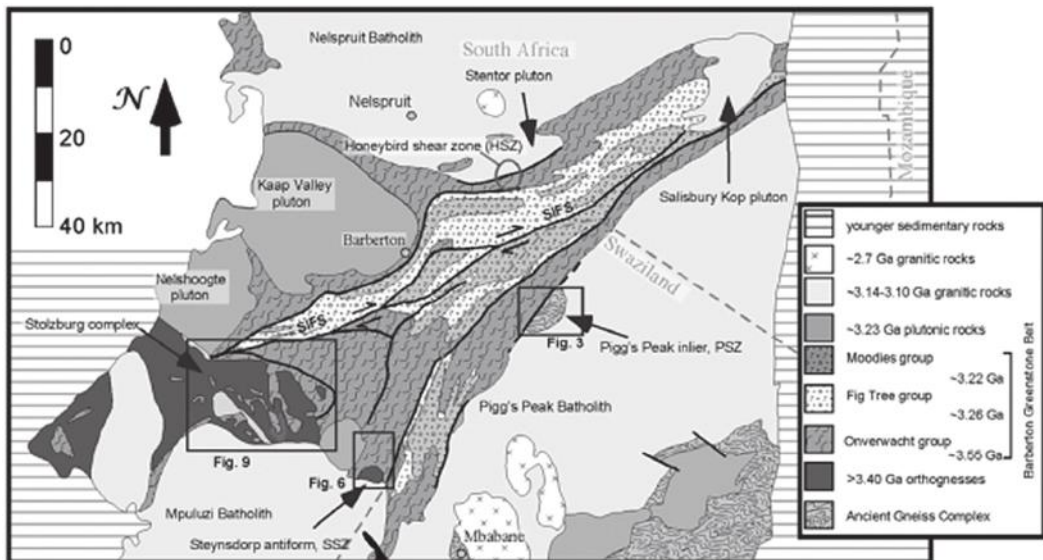


Рис. 31. Геологическая карта зеленокаменного пояса Барбертон и гнейсов основания. Линии – важные разломы и зоны расщепления

PSZ – Phophonyane Shear Zone; HSZ – Honeybird Shear Zone; SSZ – Steynsdorp Shear Zone; SIFS – Saddleback-Inyoka система разломов [Schoene et al., 2008]. Молодые осадочные породы; гранитные породы 2,7 млрд лет; гранитные породы 3,14–3,10 млрд лет; плутонические породы 3,23 млрд лет; группа Мудис 3,22 млрд лет; группа Фиг-Три 3,26 млрд лет; группа Онвервахт 3,55 млрд лет; ортогнейсы древнее 3,40 млрд лет; древний гнейсовый комплекс

По данным К. Анхауссера (Anhaeusser, 2000), в зеленокаменном поясе Барбертон вулканогенно-осадочная группа Онвервахт имеет мощность около 15 км и подразделяется на шесть формаций. Три нижних формации (подгруппа Тьякстад) состоят из основных и ультраосновных вулканических пород (коматииты, коматиитовые базальты, высокомагнезиальные базальты и толеитовые базальты), формирование которых происходило около 3500 млн лет назад. Выше осадочного горизонта, называемого Средний маркер, следуют три верхних подгруппы (подгруппа Гелук), которые состоят в основном из повторяющихся циклов вулканической, вулканокластической деятельности и процессов осадконакопления. Вулканические породы представлены толеитовыми базальтами и кислыми пирокластическими образованиями вместе с кремнями. В меньших количествах присутствуют коматииты, коматиитовые базальты, углеродистые сланцы и кремни с прослоями обогащенных сидеритом карбонатных пород, в которых обнаружены примитивные микрофоссилии, указывающие на то, что ранние формы жизни могли существовать еще 3500 млн лет назад. Ряд расслоенных ультрамафитовых комплексов размещен в группе Онвервахт. Во многих из этих массивов добывался хризотил-асбест, и до сих пор его

добывают на рудниках Мсаули на юго-востоке Барбертона и Хавелок на северо-западе Свазиленда. Группы, залегающие выше по разрезу относительно группы Онвервахт, занимают центральное ядро зеленокаменного пояса Барбертон. Зеленокаменные пояса представляют собой две совершенно разных группы осадочных пород, из которых наиболее древней является группа Фиг-Три, состоящая из сланцев, граувакк, полосчатой железорудной формации и кремней, а также подчиненного количества вулканических пород. И здесь некоторые из кремней и углеродистых сланцев содержат примитивные микрофоссилии. Вышележащая группа Мудис формировалась во время сосуществования речных систем, в относительно мелководных континентальных условиях. Осадочные породы представлены в основном конгломератами, кварцитами, песчаниками, сланцами полосчатой железорудной формации и незначительным количеством вулканических пород. На некоторые отложения воздействовали приливные течения.

Супергруппа Свазиленд последовательно подвергалась нескольким этапам деформаций, представленных в совокупности складками различных порядков и разломов. Последние являлись идеальными каналами миграции гидротермальных растворов с золотом и сульфидных минералов. Многочисленные золотые выработки существуют в поясе Барбертон с 1882 г. Некоторые из шахт, основанных более 100 лет назад, работают и сегодня. Деформации в значительной мере связываются с тоналит-трондьемитовыми телами, формирование которых происходило начиная со времени 3500–3200 млн лет. Позднее, 3100 млн лет назад происходило становление обогащенных калием гранитов. Финальный этап интрузивного магматизма завершился внедрением в меньших масштабах богатых калием гранитов (Мпангени) и сиенитов (Боеманскоп) в промежуток времени 3100–2700 млн лет. Со становлением интрузий также связывается формирование гидротермальных систем, в связи с которыми тоже формируется золотое оруденение.

А. Трендалл и др. [Trendall, Compston, Nelson et al., 2004] проанализировали хронологические и седиментологические особенности осадочного комплекса бассейна Хамерсли. Далее приводятся весьма впечатляющие графические карты и схемы прогиба Хамерсли и частей кратонов Пилбара и Йилгарн Австралии, заимствованные из работы [Hamilton, 2007] (рис. 32–34).

Супергруппа Маунт Брюс Западной Австралии сформирована в промежутке 2,8–2,2 млрд лет и состоит из трех групп: Фертескью, Хамерсли и Тури Крик (снизу вверх). Группа Хамерсли, которая разделена на восемь формаций, имеет общую мощность ~2,5 км. Авторы приводят результаты изучения методом U-Pb SHRIMP цирконов (анализ 406 зерен) из 13 образцов группы Хамерсли и в верхней части разреза группы Фертескью, подстилающей отложения группы Хамерсли. С учетом датирования SHRIMP рассчитана средняя скорость осадконакопления для трех литологических групп: полосчатые железистые кварциты (ПЖК)– 180, карбонатные породы – 12 и сланцы – 5 м/млн лет. Возрастной интервал датировок цир-

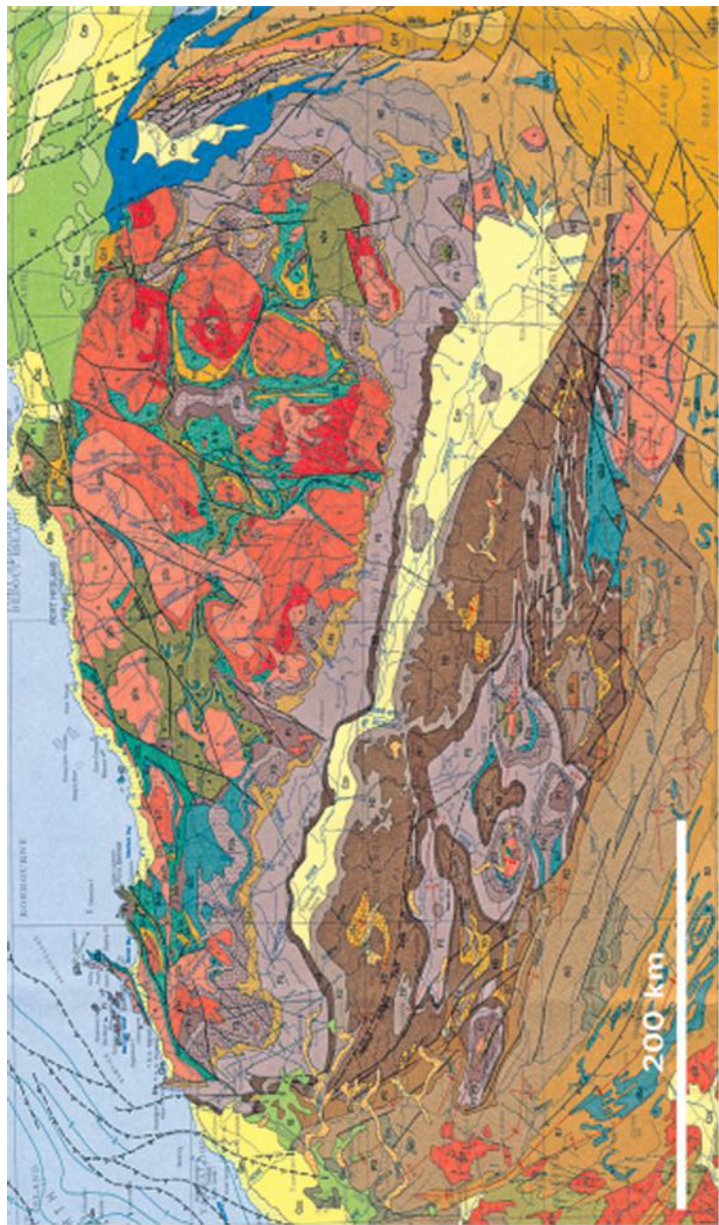


Рис. 32. Геологическая карта части бассейна Хамерсли и кратона Пилбара, Западная Австралия, показывающая три стиля гранит-зеленокаменной геологии [Hamilton, 2007]

Северо-Восточная область — мезо- и неогархейская тектоника куполов и килей, зеленое — в основном основные и ультраосновные вулканические; оливково-зеленое — в основном осадочные породы, темно-коричневое — в основном фельзитические породы, красное и розовое — граниты и гнейсы. Северо-западная область демонстрирует латерально прерывистые гранит-зеленокаменные участки, в основном мезо- и неогархейские в тех же цветах. Южная область и участки на севере — зеленокаменные участки, вмещающие диапировые батолиты: фиолетовые, коричневые, поздненеогархейские и раннепротерозойские осадки и подчиненные вулканы, в основном мафические



Рис. 33. Изображение Ландсат восточной части кратона Пилбара, показывающее два стиля архейской тектоники [Hamilton, 2007]

Древняя часть (3,5–2,9 млрд лет) – зеленокаменная (gs), деформирована диапировыми батолитами (светло-желтый, один из батолитов обозначен gr), которые воздымались прогрессивно от 3,4 до 2,7 млрд лет. Группа Фортеस्कью (2,8–2,7 млрд лет) смята в относительно простые синклинали (Fs) между диапировыми батолитами и представлена зеленокаменными породами, преобразованными в стиле купол – киль

конов пород группы составляет 330 млн лет – от 2780 млн лет, верхней части разреза группы Хамерсли – 2449 млн лет. Рассматривая скорости осадконакопления в железорудной формации Брокман Южной Африки и группе Дейл Джордж Западной Австралии, содержащих прослойки импактных сферул, авторы отмечают значительный «разброс» данных: невозможность установить «нулевой» возраст пород, связанный, возможно, с многочисленными потерями цирконов радиогенного свинца. Ряд образцов цирконов из формации Виттенум группы Хамерсли имеет «невозможно молодые» возраста; часть таких зерен представлена их обломками, другие зерна темные, трещиноватые, с явлениями метамиктного распада. Возможно, считают авторы, что эти аномально молодые цирконы подверглись воз-

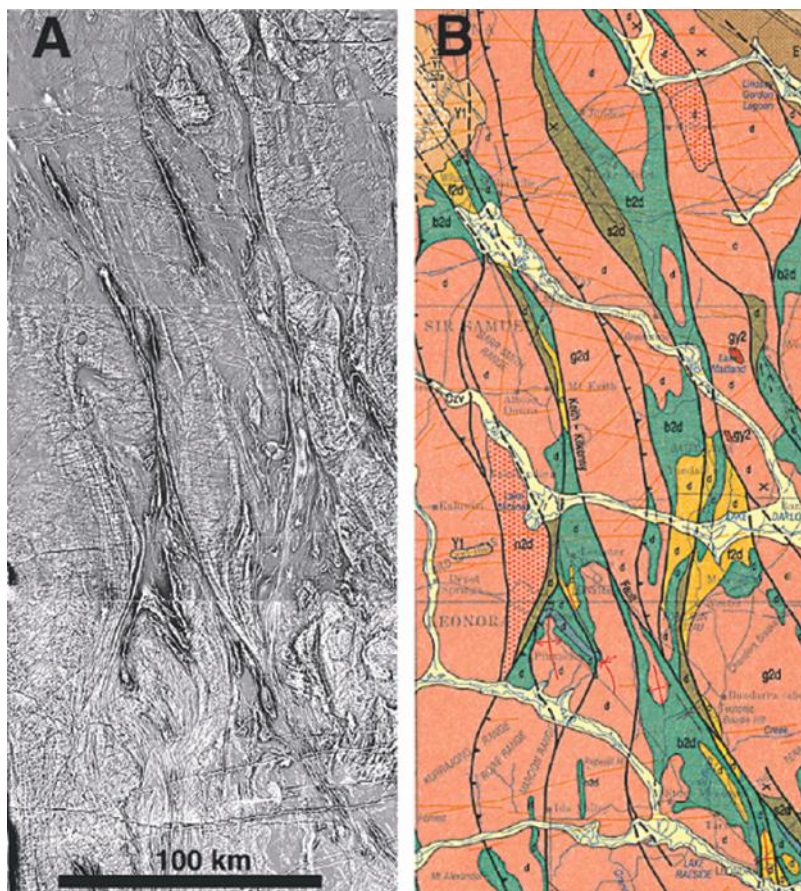


Рис. 34. Магнитная и геологическая карты северо-восточной части кратона Йилгарн [Hamilton, 2007]

Преимущественно неоархейские участки формируются синхронно с зонами расланцевания северо-западного направления и пронизаны батолитами – диапирами из более глубоких уровней коры: А – магнитное поле, высокомагнитные породы формации полосчатых железистых кварцитов и обогащенные магнетитами метаморфизованные ультраосновные породы, преобразованные в широких зонах пластичных деформаций (полосчатая штриховка). Некоторые плутоны сформированы позднее зон деформаций. В – генерализованная геологическая карта. Плутонические породы; розовые граниты и гранито-гнейсы. Супракрупные породы: зеленое – в основном мафические и ультрамафические, оливково-зеленое – преимущественно осадочные породы, желто-оранжевое – фельзические вулканические породы; коричневое – палеопротерозойские породы

действию болидных импактов и связанной с этим «массивной» потерей радиогенного свинца. Такие же «аномальные» цирконы обнаружены и в формации Джеринах, в составе которой, как и в формациях Виттенум и Дейл Джордж, обнаружены прослойки сферул импактного происхождения. «Аномально молодые» цирконы формации Джеринах стратиграфически

ассоциированы с уровнями слоев импактных сферул и могут являться шоково преобразованными. Рассматривая скорость осадконакопления в ПЖК, авторы приводят варианты расчетов по данным разных исследователей. Моррис (1993) оценил эту скорость в пределах от 87 до 227 и 893 м/млн лет, основываясь на мощностях микро- и мезополосчатости. Клейн и Бьюс (1989) установили скорость осадконакопления ПЖК формации Куруман Южной Африки в 568 м/млн лет. Пикар (2003) предполагал также очень низкую скорость от 3 до 22 м/млн лет на основании датирования U-Pb SHRIMP методом цирконов из туфовых прослоев формации Куруман Южной Африки. Трендалл (2002) на примере формации Брокман ПЖК оценил скорость осадконакопления от 23 до 230 м/млн лет. Пикар (2002) — 33 с нижним пределом 15 м/млн лет. Общая характеристика скорости осадконакопления в бассейне Хамерсли такова: начальная быстрая аккумуляция преимущественно базальт-коматиитовой группы Фортеस्कью сменяется в промежуточный период намного более медленной аккумуляцией, которая начинается накоплением формации Джеринах и продолжается до завершения отложений формации Дейл Джордж и, наконец, завершается исключительно быстрым накоплением ПЖК в верхней части разреза группы Хамерсли. С учетом «быстрой» аккумуляции базальт-коматиитового комплекса группы Фортеस्कью, сопоставляемой с базальт-коматиитовой группой Онвервахт (Барбертон, Южная Африка), примечательно, что в коматиитах серии Онвервахт обнаружен железный метеорит, ранее считавшийся никелевым месторождением «рудным телом» Бон Аккорд. С. А. де Ваал (de Waal, 1986) пришел к выводу о его метеоритном происхождении. «Рудное тело», по его мнению, представляет собой никель-железный метеорит, подвергшийся наложенным изменениям (окислению) и реакционному взаимодействию с породами, имеющими состав перидотитовых коматиитов. Отмечается подобие текстур пород «рудного тела» с железными метеоритами Kodaikanal и Weekeroo Station. Предполагается, что метеорит содержал только металлическую фазу и в его составе никель и железо находились примерно в равных соотношениях — $Ni_{49,5}Fe_{50,5}$, кроме того, первичный материал содержал 0,7 мас.% Co. Такой состав сопоставим с составом железных метеоритов (Mason, 1969; Wasson, 1974). В «рудном теле» было 22–25 т руды со средним содержанием никеля 10%, отсюда следует, что в ней содержалось около 2,5 т никеля, что эквивалентно 5 т NiFe. Это позволило С. А. де Ваалу предположить, что объем метеорита составлял около 0,6 м³.

В составе ультраосновных вулканитов-коматиитов выделяются две их разновидности: Al-деплементированные и Al-недеплементированные [Сун, 1987]. Рассмотрим далее, по данным С. Суна, возможный генезис Al-недеплементированных коматиитов (АНК), преобладающе распространенных в зеленокаменных прогибах временного интервала 3,0–2,6 млрд лет в свете сравнительного изучения хондритов, подвергшихся воздействию ударного метаморфизма, природного и экспериментально воспроизведенного. Петрографические признаки ударного метаморфизма — индуцированные деформации многочисленны в хондритах и других метеоритах. Д. Стоффлер и др.

[Stoffler et al., 1991] различают шесть стадий деформаций (S1–S6). Высокобарический полиморф оливина рингвудит появляется в расплавах на стадии 6, маскелинит установлен на стадии 5. Ударное давление, обеспечивающее переход оливин – рингвудит, предполагается между 55 и 90 ГПа, а постударная температура между 600 и 1750 °С. Установлено присутствие рингвудита и мажорита в жилах расплава в семи метеоритах L6, а также систематическое различие в характере ударных расплавов в L- и H-хондритах: расплавы в H-хондритах содержат только низкобарические минеральные ассоциации.

Исследования Х. Ксай и др. [Xie et al., 2001] показали, что количество ударных расплавов в хондрите не может быть принято в качестве показателя импактных преобразований. Так, например, система жилок расплавов (до 10 мкм шириной) и «карманы» расплавов (до 30 мкм) в хондрите H6 не содержат высокобарических фаз. Наоборот, очень немногочисленные и незначительной ширины (0,02–0,09 мкм) жилки расплава в хондрите L6 содержат явно кристаллические высокобарические полиморфы оливина, пироксена и плагиоклаза, а также мажорит. Для выявления возможных причин таких различий авторы экспериментально в условиях нагрузок в 12–133 ГПа исследовали хондрит H6 (жилин) и L-хондрит. В хондрите H6 установлены признаки ударных нагрузок до 15 ГПа (S2–S3). В условиях эксперимента при 53 ГПа около 60% плагиоклаза перешли в диалектовое стекло, оливин и пироксен раздроблены и частично расплавлены. При давлении 78 ГПа было расплавлено 15, а при 83 ГПа 20% хондрита. Миндалины (поры) размером 1–3 мкм наблюдались в расплавах, возникших при сжатии до 78 и размером 2–10 мкм при сжатии до 83 ГПа. При давлении 93 ГПа было расплавлено 30% раздробленного хондрита, также в расплаве присутствуют поры. В нем установлены дендритовые микрокристаллы оливина, пироксена, троилита. При ударном давлении 133 ГПа количество расплава достигает 60%, и хондрит представлен смесью брекчированных фрагментов силикатов и интерстициальным расплавом, в котором присутствуют микрокристаллические оливин, пироксен, а также миндалины.

Детальными методами исследований в хондритах и в новообразованных стеклах не фиксировались твердофазные превращения оливина и пироксена, высокобарические фазы отсутствуют среди кристаллических фаз в стеклах, не изменяется также состав оливинов и пироксенов и породы в целом. Изучение ударных расплавов H- и L-хондритов показало, что существуют значительные их различия в этих разных по составу метеоритах. Характерно присутствие высокобарических фаз в L-хондритах и только низкобарических в H-хондритах. В L-хондритах содержатся два различных типа таких высокобарических ассоциаций: 1) высокобарические полиморфы – рингвудит, вадслеит, мажорит, акимотоит, образованные при твердофазных превращениях; 2) мажорит, магнизиовюстит. Мажорит, рингвудит, вадслеит представляют собой кристаллические новообразования в расплаве, возникшие при высоком давлении наряду с голландитом. Авторы задаются вопросом: могут ли быть различия (присутствие или отсутствие

высокобарических фаз) следствием различий режима ударного сжатия или причиной являются различия химического состава L-хондрита ($Mg/Fe = 0/66$, $Fe/Si = 1/09$) и H-хондрита ($Mg/Fe = 0/50$, $Fe/Si = 1/64$)? Ударные эксперименты на материале H-хондрита в условиях давлений 53–60 ГПа не выявили присутствия высокобарических фаз, в том числе и высокобарических модификаций оливина. В то же время ударное сжатие L6-хондрита при 70 ГПа привело к появлению высокобарических фаз в новообразованном в условиях эксперимента расплаве, что позволяет авторам сделать вывод о том, что специфика формирования расплавов и появление в них высокобарических фаз (L-хондриты) определяются в первую очередь особенностями состава хондритов: более железистых (H) и менее железистых (L).

Анализируя возможные причины различного «поведения» в импактных процессах H- и L-хондритов, следует обратиться к работе Е. Рамбальди и др. [Rambaldi et al., 1981], изучавших ультрамелкий матрикс обычных хондритов. Ранее считалось, что матрикс хондритов содержит в основном обломки и распыленные хондрулы того же минерального и химического состава, что и сами хондриты. Однако еще в 1960-е годы было установлено, что некоторые типы С-хондритов содержат фазы с отличной термальной историей: наряду с высокотемпературными оливином и пироксеном в матриксе присутствуют низкотемпературные слоистые силикаты с окисленным никелем. Обнаружено также обогащение матрикса благородными газами не только в углистых, но и в обычных хондритах. Авторы работы сообщают данные К. Фредриксона и К. Кейля (1964) об обнаружении и десятикратном увеличении содержания углерода в мельчайшей (менее 75 мкм) фракции, составляющей всего 5 вес.% породы. Предположено, что тонкозернистый материал содержит «субматрикс» (holly smoke). Приведены сведения о содержании ряда элементов (Fe, Na, Sc, Mn, Co, Ni, Ir, Os, As, Au, Sb, Sc, Zn, Ag, Br, Hg, Cr, La, Sm, Eu, Yb, Lu) во фракциях различных размеров (200, 400 меш) и 8; 10; 0,08 мкм в H- (3, 4, 5), L- и LL-хондритах. Из этих данных следует, что наиболее тонкие фракции хондритов заметно обогащены натрием и калием; более значимое обогащение свойственно тонким фракциям L-хондритов (в 2,5 раза натрия, в 8 раз калия во фракциях более 8 мкм по сравнению с фракцией более 400 меш). Такое обогащение тонкой фракции P3Э проявлено в обоих типах изученных хондритов, но заметно выше (в 3–5 раз) в L-хондритах. При этом в обеих фракциях уменьшается содержание (%) железа. В тонкой (более 0,08 мкм) фракции H-хондритов отмечается ее обогащение никелем и кобальтом по сравнению с более «грубыми» фракциями, и наоборот, в L-хондритах отмечена противоположная тенденция к уменьшению содержаний этих элементов в той же «тонкой» фракции. В одном из H3 хондритов увеличение никеля и кобальта в тонкой фракции сопровождается и увеличением общего железа. Содержание иридия возрастает относительно никеля с уменьшением зернистости в тонких фракциях L-хондрита; в то же время возрастает содержание и ряда других элементов (As, Sb, Au, Zn).

Ультратонкий материал хондритов может представлять собой примитивный реголит (пушистое тело — fluffy body), перераспределенный и измененный импактными событиями — брекчированием, перенагреванием, которые могут быть причиной обогащения матрикса элементами и/или дифференциации. Если импактирующий материал имеет постоянный состав, то рассматриваемые вариации могут быть объяснены обогащением элементами реголита.

Приведенные данные тем не менее позволяют считать, что различия в формировании импактных расплавов в веществе Н- и L-хондритов (дифференциация расплавов в L-хондритах, появление при этом гипербарических минеральных ассоциаций) и «прямое» плавление вещества Н-хондритов (формирование ультраосновных расплавов) могут быть во многом обусловлены различиями в составе матрикса этих хондритов. С учетом сведений о различии ранне- и позднеархейских коматиитов АДК и АНК, а также околохондритовых особенностей АНК, можно задаться вопросом: нельзя ли использовать различия в поведении L- и Н-хондритов при ударном метаморфизме для выявления возможных условий образования АНК?

Данные Х. Венке и др. [1987] и С. Суна [1987] свидетельствуют о том, что не последнюю роль в формировании деплетированных и недеплетированных алюминием коматиитов могли играть различия в составе и строении первичной мантии, когда на ранней стадии аккреции накапливался восстановленный компонент А [Венке и др., 1987], обогащенный металлами, особенно сидерофилами и железом. Формирование земного ядра на заключительных этапах этой стадии сопровождается стягиванием металлов и особенно железа в ядро, что сопровождается обеднением железом протомантии, состав которой в этом случае приближается к составу маложелезистого L-хондрита. В соответствии с этим и экспериментальными данными об ударном метаморфизме L-хондритов [Xie et al., 2001] на ранних стадиях развития Земли события могут развиваться по «высокобарическому сценарию» со становлением в высокобарических условиях расплавов и формированием комплементарной ассоциации алмазоносный эклогит — ТТГ и деплетированных алюминием коматиитов. После первого этапа аккреции происходит добавление на поверхностные уровни более окисленных компонентов [Венке и др., 1987; Сун, 1987], определяющих относительно большую распространенность в мантии сидерофильных элементов. Заключительная аккреция, по С. Суну, сопровождается накоплением хондритового вещества, сильно обогащенного сидерофильными элементами, близкого по составу к Н-хондриту. Все это определяет формирование мантии, обогащенной железом (Н-хондрит), и развитие событий в это время уже по «низкобарическому сценарию», когда в соответствии с экспериментальными данными [Xie et al., 2001] формируются и кристаллизуются в низкобарических условиях первичные ультраосновные расплавы, обладающие Н-хондритовыми петрохимическими и геохимическими характеристиками и недеплетированные алюминием. Именно эти позднеархейские коматииты обладают, в отличие от раннеархейских,

наиболее примитивными изотопно-геохимическими особенностями — наиболее низкими величинами начальных отношений изотопов стронция (0,7002–0,7005) и величинами ϵ_{Nd} , близкими к нулю [Геохимия архея, 1987; Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Раннеархейские коматииты обладают заметными вариациями $\epsilon_{Nd} +1$ до +4, свидетельствующими о деплетированности мантии в процессе ее становления и обособления из нее раннеархейской высокобарической триады: алмазоносный эклогит — ТТГ — базальт — коматиитовая ассоциация с коматиитами, деплетированными алюминием. Использование рассмотренного выше вероятного сценария определяет необходимость анализа сведений об импактных событиях на ранних стадиях развития Земли.

Д. Гровс и У. Бэтт [1987], рассматривая эволюцию зеленокаменных областей (ЗО) в первом приближении, разделили их на две группы: древние ЗО с возрастом супракрустальных толщ 3,5–3,3 млрд лет (Пилбара, Барбертон, Зимбабве) и более молодые 3,0–2,7 млрд лет, распространенные более широко (Йилгарн, Сьюпериор, Родезийский кратон, Бразильский, Индийский и Балтийский щиты). Относительным подтверждением внедрения коматиитов в связи с импактным воздействием являются свидетельства их формирования в гипербарических условиях и участие в процессе их становления «отсадки» гранатового (мажоритового) компонента. В пользу такого предположения могут служить изотопные и петрологические данные. Рассматривая изотопные характеристики докембрийской мантии, А. Смит и Дж. Ладден [Smith, Ludden, 1989] отметили корреляцию между изотопным составом коматиитов ЗО и присутствием среди них двух разновидностей: АДК, деплетированных алюминием, и АНК, недеплетированных алюминием коматиитов. АДК преобладающе распространены в раннеархейских ГЗО, характеризуются низким Al/Ti и высоким Ca/Al отношениями, деплетированы TRЗЭ. АНК имеют хондритовые отношения алюминия к титану и кальция к алюминию, «плоский» тренд PЗЭ и преимущественно позднеархейский возраст. По мнению Р. Несбитта и др. (Nesbitt et al., 1979), различия между АДК и АНК могут связываться только с гранатом, являющимся главной фазой, способной фракционировать TRЗЭ и менять отношение кальция к алюминию. Частичное фракционирование расплава, обусловленное отделением граната, будет вызывать высокое отношение кальция к алюминию и деплетирование TRЗЭ, свойственное АДК. Е. Отани [Ohtani, 1990] экспериментально изучил условия плавления перидотитов и образования коматиитов при давлении до 25 ГПа. Один из наиболее важных результатов этого исследования — наблюдение ликвидусных фаз от оливина к мажориту и далее к магнезиальному перовскиту при увеличении давления. Переход от оливина к мажориту фиксируется при давлении около 15 ГПа, и мажорит является ликвидусной фазой в интервале 15–24 ГПа; в дальнейшем при повышении давления более чем 24 ГПа мажорит замещается магнезиальным перовскитом. Переход пироксен — гранат зависит от температуры. При 2000 °С он происходит при давлении 20 ГПа; при 1600 °С при давлении 16 ГПа. При 6 ГПа ликвидусные фазы — оливин и ортопироксен. В условиях давлений 15–

24 ГПа мажорит является ликвидусной фазой с последующей кристаллизацией оливина или модифицированной шпинели. Исходный перидотит с хондритовым Ca/Al по мере увеличения давления продуцирует начальные расплавы меняющегося состава: от базальтового (1,1–2,0 ГПа) к пикритовому (2–4 ГПа) и к ультрабазитовому с ликвидусной фазой мажорита в интервале 13,5–17,5 ГПа. Е. Отани предполагает эффективную сепарацию граната из частично расплавленной зоны. При давлении ниже 6 ГПа из исходного материала примитивной хондритовой мантии не образуются обогащенные магнием коматиитовые расплавы. Мажорит сосуществует с оливином и ультрабазитовым начальным расплавом при высокой степени плавления в условиях давлений 15–24 ГПа, и соответственно величины отношений Ca/Al, Ti/Al, Gd/Yb в них будут выше хондритовых. Коматииты с этими отношениями выше хондритовых относятся к деплетированным алюминием (АДК), формируются в условиях фракционирования граната (мажорита) и по составу близки к раннеархейским АДК (Барбертон, Южная Африка). Высокая степень частичного плавления происходит в гипербарических условиях 15–24 ГПа с фракционированием мажорита.

Все вышесказанное позволяет присоединиться к точке зрения о возможном импактном происхождении интракратонных оvoidных впадин. Ранее применительно к таким впадинам провинции Сьюперior (Абитибивава и др.) такого же мнения придерживался А. М. Гудвин (1986), определяя их как «импактные шрамы» (impact scars). Импактное происхождение базальт-коматиитовых ассоциаций ранее описывал Д. Грин [Green, 1972].

Возраст одного из горизонтов импактных сферул (Дейл Джордж) в бассейне Хамерсли Западной Австралии (2,56 млрд лет) близок возрасту недавно обнаруженного в пределах кратона Йилгарн глубокоэродированного импактного кратера Яррабубба (Macdonald, Dunting, Cina, 2003), что может свидетельствовать о формировании в удалении от прогиба Хамерсли ряда других импактных структур, практически исчезнувших в результате глубокой (до 20 км) эрозии. Можно предполагать, что формирование базальт-коматиитовых серий происходит путем «прямого» плавления верхней мантии, сиалической ТТГ протокоры и «подстилающего» ее эклогита, что определяет присутствие в составе базальт-коматиитовых ассоциаций риолитов и пород андезидацитового состава, сохраняющих изотопно-геохимические и петрохимические особенности пород исходного субстрата [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. По материалам С. Тейлора и С. Мак-Леннана, архейские зеленокаменные пояса, сохранились между изометричными и вытянутыми гранитными и гранитогнейсовыми батолитами и состоят из чередующихся вулканических и осадочных пород, сохранившихся в типичных продольных бассейнах шириной обычно 10–15 и длиной 100–300 км. Наблюдаемые или предполагаемые мощности обычно превышают 10–20 км, хотя возможно значительное их увеличение, обусловленное тектоническими процессами. Раннеархейские (3,5 млрд лет) зеленокамен-

ные пояса особенно хорошо сохранились в блоке Пилбара (Западная Австралия) и в горах Барбертон (Южная Африка). Позднеархейские (2,7 млрд лет) зеленокаменные пояса установлены на большинстве щитов, причем особенно детально изучены блок Йилгарн и провинции Сьюпериор, Слейв и Зимбабве. Для более древних зеленокаменных поясов характерно наличие одной мощной вулканической серии, перекрывающейся преимущественно обломочной осадочной серией, в то время как для более молодых поясов отмечается несколько циклов вулканических пород, переслаивающихся с обломочными толщами. На рис. 35 представлены схематические стратиграфические колонки двух раннеархейских и двух позднеархейских зеленокаменных поясов.

Изучение осадочных серий выявило различия между ранне- и позднеархейскими зеленокаменными поясами. Менее ясно, различаются ли вулканические ассоциации. Есть данные о том, что не существует двух идентичных зеленокаменных поясов. Например, в зеленокаменных поясах провинции Сьюпериор (Канада) отношение вулканических пород к осадочным примерно 4:1, а в провинции Слейв около 1:4. Соотношение основных типов вулканических пород для некоторых зеленокаменных поясов приведено в таблице.

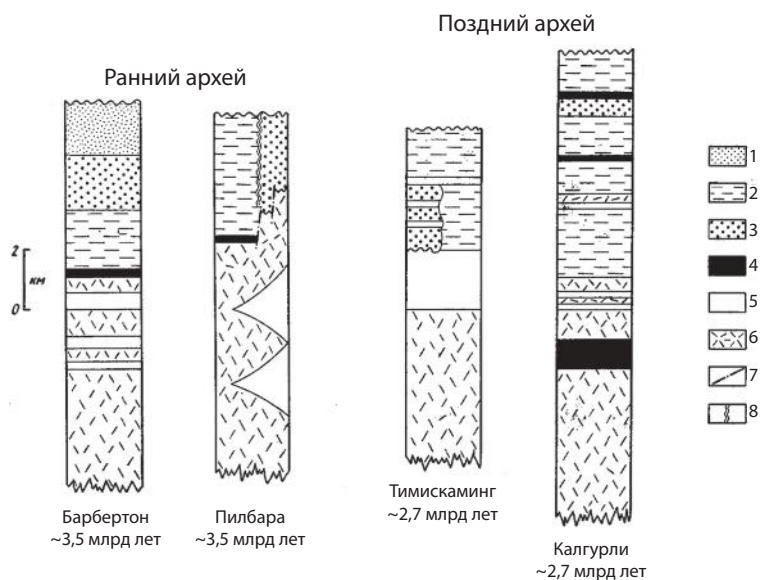


Рис. 35. Схематические стратиграфические колонки типичных серий ранне- и позднеархейских зеленокаменных поясов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988, с упрощениями]

1 – мелководные морские обломочные осадочные породы; 2 – турбидиты; 3 – наносно-речные осадочные породы; 4 – железистые кварциты и сланцы; 5 – вулканические породы среднего – кислого состава; 6 – коматииты и вулканические породы основного состава; 7 – разлом; 8 – смена фаций

Таблица

Породы	Австралия		Канада		Южная Африка	
	Блок Пилбара	Блок Йилгарн	Провинция Сьюпериор	Провинция Слейв	Барбертон	Кратон Зимбабве
ультраосновные	4,3	20	0,7		24,3	9,8
основные	59,3		54,0	49	72,0	60,2
андезиты	7,8	5	31,4	35		22,5
кислые	28,6	13	13,9	16	3,7	7,5

Стратиграфии вулканических образований присущи следующие общие черты:

1. Вулканические породы изменяются по составу от преимущественно основных — ультраосновных до смешанных основных — кислых. В основании залегают продукты бимодальной основной — кислой серии с преобладанием толеитовых и/или коматиитовых составов. Перекрывающие породы изменяются по составу от основных до кислых. В некоторых случаях бимодальная природа вулканизма устанавливается только по присутствию вулканокластических осадочных пород.

2. Ультраосновные вулканиты (например, коматииты) если и присутствуют, то главным образом в основании разреза. Андезиты более характерны для его верхов.

3. Встречаемость вулканических пород среднего состава весьма изменчива. Нередко они вообще отсутствуют (таблица) и никогда не бывают преобладающим типом. В значительном количестве эти породы установлены только в позднеархейских зеленокаменных поясах.

4. Увеличение отношения вулканокластического материала к вулканическому происходит от основных пород к кислым.

5. Направленный вверх по разрезу тренд от вулканических пород к осадочным.

По данным С. Тейлора и С. Мак-Леннана, в вулканитах различного состава спектры РЗЭ горизонтального типа со слабым обеднением легкими РЗЭ, что может указывать на меньшую истощенность РЗЭ верхней мантии того времени. Такое изменение свидетельствует, по-видимому, о длительной эволюции состава верхней мантии. В определенном зеленокаменном поясе суммарное содержание РЗЭ имеет обратную корреляцию с содержанием MgO: для базальтовых коматиитов ($MgO = 9-18\%$) в 6–20 раз, а для перидотитовых ($MgO > 28\%$) в 2–4 раза по сравнению с хондритовым. Обычно слабая Eu-аномалия, вероятно, связана с взаимодействием расплавов с веществом мафически-салического фундамента.

В отсутствие коматиитовых базальтов преобладают обычно толеиты с низким содержанием калия. Менее обычными породами, встречающимися только в верхних частях серий зеленокаменных поясов, являются базальтоиды, которые характеризуются более фракционированными спектрами РЗЭ ($La_M/Yb = 4$) и более высокими концентрациями РЗЭ.

По содержанию РЗЭ андезиты подразделяются на три группы:

— тип I — андезиты с небольшим обогащением РЗЭ, подобные современным известково-щелочным андезитам;

— тип II — андезиты с более сильным обогащением легкими РЗЭ, чем тип I, и в целом близкие к современным андезитам с высоким содержанием калия;

— тип III — андезиты с четко пологими спектрами РЗЭ и с Eu минимумом, наиболее сопоставимые с андезитами некоторых океанических островных дуг. Тип андезитов пояса Абитиби, Канада.

Установлены значительные различия между архейскими и современными андезитами, поэтому, как считают С. Тейлор и С. Мак-Леннан, необходима крайняя осторожность при рассмотрении их как аналогов. Например, некоторые архейские андезиты резко обеднены тяжелыми РЗЭ, что указывает на гранат в исходном источнике. Такие спектры неизвестны для современных образований.

Кислые вулканиты встречаются и как составная часть бимодальных вулканических серий, и как конечный член известково-щелочных основных — кислых серий. Пирокластические разновидности наиболее обычны. Такие породы имеют фракционированные спектры РЗЭ. Низкое содержание в них тяжелых РЗЭ не может быть результатом фракционной кристаллизации базальтов, а указывает на особое происхождение — путем частичного плавления базальтовых пород на мантийных глубинах, где гранат является стабильной остаточной фазой.

Менее обычны архейские кислые вулканиты, которые не обеднены тяжелыми РЗЭ и имеют отрицательные Eu-аномалии, например, комплекс Марда в Западной Австралии. Такие вулканиты, вероятно, связаны с более основными породами и образовались при более высокой степени частичного плавления в глубине коры.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в архейских зеленокаменных вулканических сериях обычно низкие, между 0,700 и 0,702. Большинство данных свидетельствует о происхождении этих серий из неистощенной верхней мантии с отношением Rb/Sr в пределах 0,026–0,034. Полагают, что значительные вариации исходных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в архейских вулканических породах, вероятно, связаны с одним из трех процессов: изотопной неоднородностью мантии, наложенным метаморфизмом, изменением, обусловленным морской водой.

Данные по изотопам Nd дают более убедительные свидетельства о неоднородности архейской мантии, так как влияние наложенного метаморфизма на изменение изотопных отношений Nd менее вероятно, чем в случае Rb-Sr системы. Некоторые из имеющихся данных представлены на рис. 36 в координатах ϵ_{Nd} — возраст.

Первичные (ϵ_{Nd}) отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ряда серий находятся вблизи $\epsilon_{\text{Nd}} = 0$, что подтверждает происхождение из неистощенного (т. е. содержание РЗЭ как в хондрите) мантийного источника. Однако многие серии имеют низкое исходное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ до + 3,5, что подтверждает происхождение из длительно существующего истощенного легкими РЗЭ

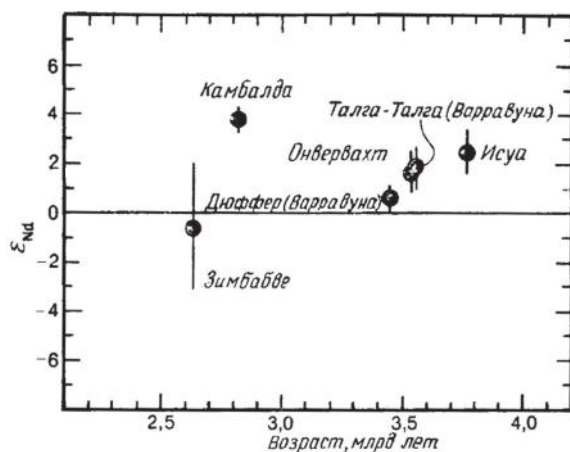


Рис. 36. Диаграмма ϵ_{Nd} — геологический возраст для архейских вулканических пород [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Некоторые серии располагаются близко от хондритовой эволюционной линии ($\epsilon_{Nd} = 0$), что указывает на происхождение из неистощенных мантийных источников, ϵ_{Nd} других серий имеют положительные значения, что свидетельствует о происхождении из мантийных источников, которые в течение длительного периода были обеднены легкими РЗЭ

мантийного источника. Такие изотопные неоднородности установлены для вулканитов Исуа с возрастом не менее 3,75 млрд лет.

Изотопный состав архейских вулканических пород согласуется с наличием в архейской мантии значительных областей с длительно существующим истощением легкими РЗЭ и обеднением Rb по отношению к Sr. Такие неоднородности показывают, что экстракция из мантии материала континентальной коры имела место еще 3,75 млрд лет назад.

Осадочные породы сохранились в архейских зеленокаменных поясах в двух главных ассоциациях:

- вулканокластические и хемогенные отложения, переслаивающиеся с вулканическими породами в нижней вулканогенной части зеленокаменных поясов;
- мощные обломочные осадочные отложения над вулканическими сериями зеленокаменных поясов.

Возможны различия в характере осадков раннеархейских (таких как блок Пилбара и горы Барбертон) и позднеархейских зеленокаменных поясов (например, провинции Сьюперитор и Слейв, блок Йилгарн). Отложения раннеархейских зеленокаменных поясов (группа Онвервахт, горы Барбертон, группа Варравуна, Пилбара) представлены окварцованными вулканокластическими осадками, кремнистыми сланцами, окварцованными карбонатами и эвапоритами и местами строматолитами. Не установлено терригенных осадков и железистых кварцитов. Большая часть материала осаждалась в мелководных условиях в тектонически устойчивых регионах. В осадках отсутствуют признаки континентального (сиалического) мате-

риала. Различия между вулканическими и осадочными сериями в позднеархейских зеленокаменных поясах не так отчетливы, поскольку в них часто сохраняются несколько вулканогенно-осадочных циклов. В позднеархейских зеленокаменных поясах осадочные породы, переслаивающиеся с вулканическими, обычно не окварцованы; то же самое можно сказать о вулканогенно-обломочных и терригенных отложениях и железистых кварцитах. Эти породы, вероятно, формировались в глубоководных условиях в периоды тектонической активности при широком участии сиалического фундамента.

Мощные осадочные серии архейских зеленокаменных поясов приурочены к верхам вулканических циклов и имеют обычно мощность 1000–5000 м. Для всех этих серий независимо от возраста характерны широкое развитие в обломочных осадках континентального материала и быстрая фациальная изменчивость.

Раннеархейские вулканические серии гор Барбертон и блока Пилбара перекрыты выдержанными по латерали железисто-сланцевыми формациями, интерпретируемыми как признак углубления бассейна, поскольку считается, что нижележащие ассоциации вулканических пород образовались в мелководных условиях. Железистые формации в свою очередь перекрыты мощными сериями аэральных, преимущественно континентальных обломочных турбидитов. В горах Барбертон группа Фиг-Три (турбидиты) переходит по вертикали в наносно-речные и мелководные морские отложения группы Муди. Вулканокластические образования часто встречаются в основании группы Фиг-Три, но редки в верхах разреза.

В Пилбаре наблюдается резкая латеральная смена фаций турбидитов наносно-речными осадками, при этом мелководные морские фации отсутствуют. Считается, что такие осадки сформировались в условиях тектонически активных континентальных окраин.

Позднеархейские осадочные серии могут залегать как в верхах разреза зеленокаменного пояса, так и между главными вулканическими циклами. Характерная черта позднеархейского осадконакопления – развитие мощных турбидитных граувакк-сланцевых серий с подчиненным количеством аркозов, конгломератов и хемогенных осадков. Быстрая смена наземных речных и аллювиальных отложений конусов выноса глубоководными турбидитами – обычное явление, и имеется немного литологических признаков, подтверждающих развитие широких континентальных шельфов. Железистые формации образуются в тот период, когда нет отложения обломочных осадков. Турбидиты изменяются от вулканокластических, в которых преобладает кислый вулканический материал, до почти терригенных, где доминируют сиалический и рециклированный материал.

Наибольшие противоречия в отношении развития зеленокаменных поясов связаны, по мнению С. Тейлора и С. Мак-Леннана, с природой пород основания, на котором формировались вулканогенно-осадочные серии. Наибольшим признанием пользуются две взаимоисключающие теории:

1. Супракрустальные породы сформировались на основании, сложенном гранитным и гнейсовым материалом.

2. Они сформировались на основании, сложенном базальтовым или ультраосновным материалом.

В этом отношении важно сопоставить ранне- и позднеархейские зеленокаменные пояса. Полагают, что основание раннеархейских зеленокаменных комплексов было целиком сиалическим или мафическим. Нет доказательств заметного терригенного (сиалического) вклада в осадки, сохранившиеся в нижних вулканических сериях, раннеархейских зеленокаменных поясов; на это обстоятельство ссылаются как на доказательство отсутствия сиалического основания. Другие геологические факты, такие как преобладание мелководных условий в период формирования вулканических серий и тщательное исследование зеленокаменно-гранито-гнейсовых соотношений, могут указывать на сиалическое основание. В горах Барбертон древний гнейсовый комплекс рассматривается как сиалическое основание, на котором формировалась надгруппа Свазиленд. В противоположность этому сиалический материал играл важную роль в источнике осадков верхней части надгрупп Свазиленд и Пилбара. Для позднеархейских зеленокаменных поясов доказательства более четкие. Геологические свидетельства о несогласном залегании, данные изотопных исследований и седиментологические факты подтверждают, что зеленокаменные пояса сформировались на древнем сиалическом основании или по крайней мере очень близко от него.

Раннеархейские зеленокаменные пояса — Блок Пилбара, Западная Австралия. Этот блок занимает площадь около 60 000 км² (рис. 37). Слабо-

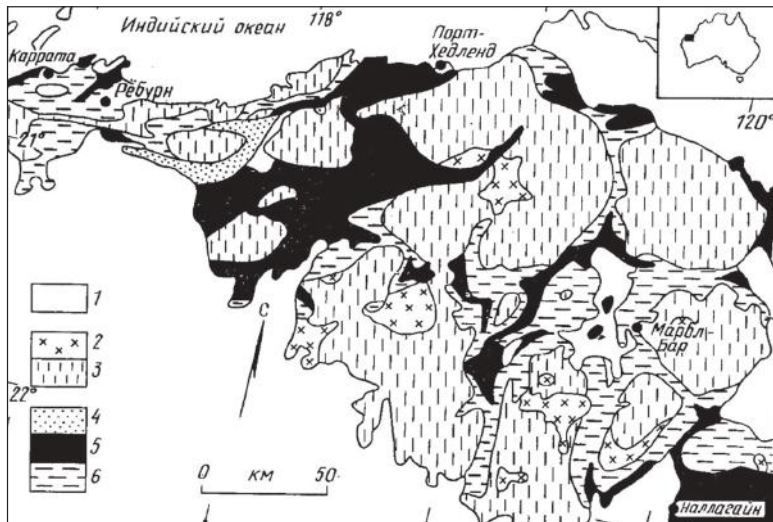


Рис. 37. Схематическая геологическая карта блока Пилбара, Западная Австралия [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

1 — постархейские породы; 2 — посттектонические гранитоиды; 3 — расланцованные гранитоиды; 4 — группа Вим-Крик и более молодые породы; 5 — группа Гордж-Крик; 6 — группа Варравуна

метаморфизованные вулканические и осадочные супракрустальные породы надгруппы Пилбара образуют дугообразные зеленокаменные пояса вокруг куполов гранитных батолитов. Основные — кислые вулканиты преобладают в основании группы Варравуна. Выше по разрезу они переходят в терригенные осадочные породы группы Гордж-Крик. Группа Вим-Крик, представляющая собой серию вулканических и осадочных пород, несогласно перекрывает группу Гордж-Крик и имеет позднеархейский возраст (см. ниже). Основание надгруппы Пилбара маркируется тектоническими и интрузивными контактами с гранитными батолитами. Возраст вулканических пород группы Варравуна, определенный Sm-Nd и U-Pb (циркон) методами, равен соответственно 3,56 и 3,45 млрд лет. Группа Гордж-Крик древнее чем 2,9 млрд лет и в целом согласна с нижележащей группой Варравуна; это подтверждает, что она несколько моложе 3,4 млрд лет. Группа Вим-Крик древнее надгруппы Маунт-Брус бассейна Хамерсли и, вероятно, древнее 2,75 млрд лет. В группе Гордж-Крик наблюдаются переходы от платформенных (аллювиальных) к фациям впадин (турбидитам), однако отсутствуют мелководные морские шельфовые фации, отвечающие условиям отложения на континентальных окраинах. Химизм сланцев Гордж-Крик особенно интересен высокими содержаниями K_2O (1,9–7,1%) и высокими отношениями K_2O/Na_2O (2–19). Может быть, эта черта уникальна для осадочных пород, сформировавшихся в раннеархейских зеленокаменных поясах. Образцы группы Гордж-Крик характеризуются также высоким содержанием литофильных элементов с большим ионным радиусом (например, Ta, U, R3Э, Ce), которые коррелируют с содержанием K_2O и мусковита. Снова уровень содержаний ближе к постархейским, нежели к другим архейским сланцам. Установлены высокие содержания преимущественно легких R3Э, уровни содержаний такие же, как в постархейских сланцах. Несмотря на эти особенности, в сланцах надгруппы Пилбара отсутствует или наблюдается очень слабый Eu минимум ($Eu/Eu^* = 0,82–0,99$), который характерен для архейских осадочных пород. Содержания Sr и Ni в сланцах Мален группы Гордж-Крик также аномально высокие.

Происхождение сланцев Гордж-Крик моделируется по содержанию микроэлементов. Источник состоял примерно на 70–80% из кислых магматических пород (кислые вулканиты и/или гранитоиды) и на 20–30% из основных вулканитов. Многие из ассоциирующихся с ними песчаников являются аркозами, что указывает на значительный вклад гранитного источника. Отсутствие Eu минимума в осадках свидетельствует о том, что магматические породы внутрикорового происхождения, имеющие отрицательные Eu аномалии, вероятно, играли незначительную роль.

Горы Барбертон, Южная Африка (надгруппа Свазиленд) — классический пример зеленокаменного пояса. Вулканические породы группы Онвервахт имеют изохронный возраст 3,54 млрд лет. Минимальный возраст групп Фиг-Три и Муди установлен менее четко, но, вероятно, превышает 3,3 млрд лет. Надгруппа Свазиленд состоит из трех групп. Нижняя Онвервахт сложена 15-километровой серией ультраосновных — основных — кислых вул-

канических пород, переслаивающихся с вулканогенными и хемогенными отложениями в верхних частях. Группа Онвервахт переходит в группу Фиг-Три (мощностью 2000 м), сложенную главным образом грубообломочными осадочными породами. Группа Фиг-Три может быть подразделена на две группы фаций. Южные (мощностью 10–80 м) состоят из железистых кварцитов и туфов, постепенно переходящих в песчано-конгломератовые отложения, образовавшиеся за счет пород нижележащей группы Онвервахт, с небольшой примесью гранитного материала. Северные фации подразделяются на три формации (снизу вверх): Шеба (примерно 700–1000 м), Бельвю-Роад (примерно 600–1000 м), Шёнгезихт (200–600 м). Формация Шеба сложена граувакками с подчиненными сланцами и железистыми кварцитами. Формация Бельвю-Роад состоит из граувакк — алевритов, переслаивающихся с кремнистыми сланцами, железистыми кварцитами и местами пирокластами. Верхняя формация Шёнгезихт сложена пирокластами, вулканитами, конгломератами и граувакками. Группа Фиг-Три — турбидитная серия, в которой формации Шеба и Бельвю-Роад представлены отложениями склоновыми и конусов выноса, а формация Шёнгезихт — это питающие каналы.

Петрографическое изучение граувакк формаций Шеба и Бельвю-Роад указывает на увеличение вверх по разрезу количества обломков гранитов и уменьшение обломков вулканитов. Важная черта групп Фиг-Три и Муди (см. ниже) — обилие калиевого полевого шпата, показывающее, что главным источником сноса были гранодиориты — граниты. В архейских песчаниках плагиоклаз существенно преобладает над калиевым полевым шпатом. Породы становятся более грубозернистыми при переходе от группы Фиг-Три к группе Муди. Последняя (мощностью 1500–3600 м) состоит из более зрелых песчаников, алевритов, сланцев и конгломератов, сформировавшихся в речных и прибрежно-морских условиях. Песчаники группы Муди сложены кварцем, калиевым полевым шпатом и окремнелыми сланцами с небольшой примесью сростков кварца и обломков пород. Это указывает на уменьшающуюся роль вулканических источников и снос с континента. В этих осадочных породах отсутствуют признаки материала островных дуг.

Данные о микроэлементах получены для граувакк формаций Шеба и Бельвю-Роад группы Фиг-Три, а также для сланцев групп Фиг-Три и Муди. Характерны широкие вариации содержаний РЗЭ для граувакк и сланцев. Отмечается общее обогащение Eu по сравнению с постархейскими осадочными породами, хотя для граувакк оно не так значительно, как для большинства других архейских осадочных пород. Установлены тренды возрастания микроэлементов в граувакках Фиг-Три к верхам разреза, различия в составе сланцев групп Фиг-Три и Муди. Для последней характерны более низкие содержания железомagneзиальных элементов и более высокие концентрации несовместимых микроэлементов, таких как легкие РЗЭ. Это указывает на возрастание роли гранитного материала в группе Муди, что подтверждается петрографическими исследованиями. Таким образом, группа Фиг-Три образовалась за счет равных соотношений основных и кислых

изверженных пород, а для образования группы Муди потребовалось значительно больше исходных кислых пород.

Для сланцев Фиг-Три характерны высокие содержания Sr и Ni. Сланцы группы Муди также обогащены этими элементами. Для объяснения таких содержаний предполагается наличие ультраосновного источника, однако содержания РЗЭ и других несовместимых микроэлементов не согласуются с подобным источником. Более правдоподобно предположение, что ультраосновные — основные породы участвовали в формировании состава осадочных пород, однако высокие содержания Sr и Ni были обусловлены последующими вторичными процессами.

Позднеархейские зеленокаменные пояса — Блок Йилгарн, Западная Австралия. Этот блок находится в Юго-Западной Австралии и занимает площадь более 600 000 км². Он сложен в основном позднеархейскими гранит-зеленокаменными комплексами, а небольшая его часть на западе раннеархейскими гнейсовыми комплексами. Зеленокаменный пояс включает в себя ультраосновные, основные, кислые и обломочные ассоциации. Основные породы составляют примерно 50% разреза. Это преимущественно толеиты с низким содержанием калия; в основании разреза преобладают ультраосновные породы. Кислые вулканиты приурочены к верхним горизонтам разреза, а мощные серии обломочных осадочных пород венчают его. Возраст пород примерно 2,6–2,8 млрд лет. Осадочные породы в районе Калгурли представлены в основном турбидитами; петрографическое изучение показывает, что они произошли из смеси богатых Na фельзитовых порфиров, основных вулканитов и рециклированного осадочного материала (кварциты, кремнистые сланцы). На этой территории установлены более древние богатые Na граниты, которые также могли быть источником осадочного материала. Тонкозернистые осадочные породы района Камбалда отличаются от пород Калгурли тем, что они встречаются только в виде линзовидных горизонтов внутри нижней ультраосновной — основной вулканической серии Камбалда. Эти породы образовались в результате смешения материала местных основных — ультраосновных вулканитов и принесенных издалека обломков кислых вулканитов и гранитов. Распределение ряда элементов (например, S, Ni, Cu, K) контролируется фумарольными и гидротермальными процессами.

Осадочные породы Калгурли были подразделены на две группы на основе содержаний РЗЭ: группа I с $Eu/Eu^* > 1,00$ и группа II с $Eu/Eu^* > 1,00$. Образцы группы I отобраны из осадочных образований, тесно ассоциирующихся с основными вулканитами; смесь основных и кислых пород, причем последнее более вероятно. Образцы группы II отобраны из верхних частей вулканических циклов, более тесно связанных с кислыми вулканитами и порфирами. Обеднение образцов группы II тяжелыми РЗЭ хорошо объясняется соотношением кислых вулканитов и богатых натрием гранитов в составе источника сноса. Положительные Eu аномалии, установленные в некоторых образцах обеих групп, могут иметь местное происхождение, например за счет трондьемитов.

Наиболее важным заключением является то, что местные ультраосновные — основные вулканиты не могли быть единственным источником и

что приносился также материал кислого состава из более удаленного источника.

Надгруппа Йеллоунайф, провинция Слейв, Канада. В состав надгруппы входят архейские супракрустальные породы северо-западных территорий Канады. Она состоит на 80% из осадочных пород и на 20% из вулканических и отличается от большинства архейских комплексов. Соотношения пород противоположны наблюдаемым в большинстве архейских зеленокаменных поясов. Возраст отложений, по изотопным данным, 2,67 млрд лет. Эта надгруппа представляет особый интерес, так как в районах Пойнт-Лейк и Бенджамин-Лейк имеются надежные доказательства того, что супракрустальные породы несогласно перекрывают гранитное основание. Генерализованные стратиграфические колонки приведены на рис. 38.

Взаимоотношения между западной и восточной частями разреза надгруппы Йеллоунайф неясны, однако представляется, что формации Беруош и Джексон-Лейк эквивалентны друг другу. Литифицированные песчаники формации Джексон-Лейк рассматриваются как речные отложения перемытого преимущественно кислого вулканического материала. Переслаивающиеся граувакки и аргиллиты формаций Беруош и Уолш — это турбидиты. Петрографические данные указывают на образование этих пород из смешанного источника, включавшего кислые — основные вулка-

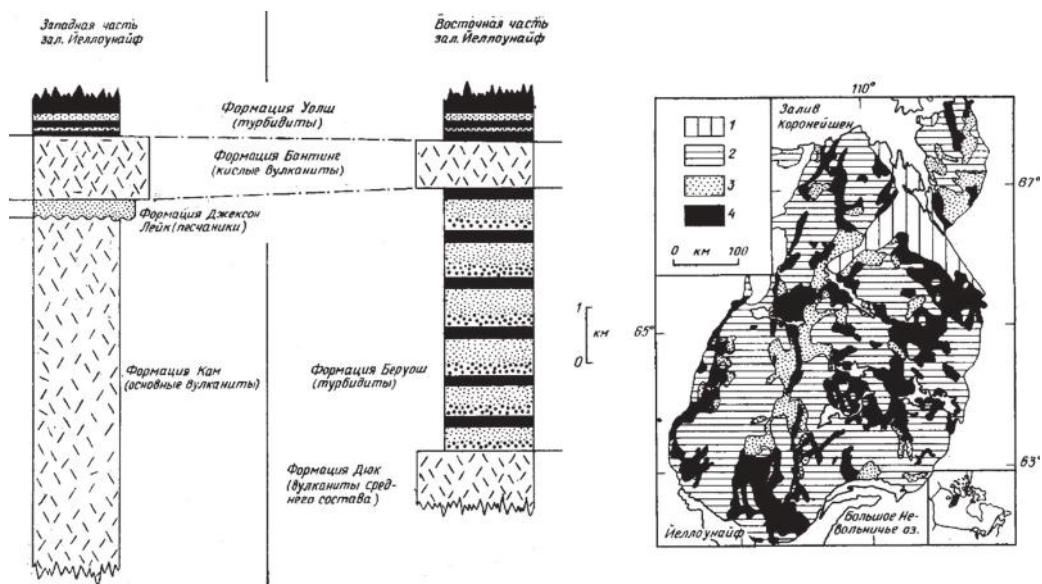


Рис. 38. Схематическая геологическая карта и стратиграфические колонки архейских супракрустальных пород надгруппы Йеллоунайф, Канада.

Стратиграфические колонки основаны на данных работ, проведенных в ближайшем районе [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

1 — протерозойские образования; 2 — гранитоиды; 3 — смесь метаосадков и гранито-гнейсов; 4 — надгруппа Йеллоунайф

ниты, плутонические породы (в основном натриевые граниты), немного рециклированного метаморфического материала и рециклированный внутриформационный осадочный материал. Надгруппа Йеллоунайф, очевидно, формировалась в серии ограниченных разломами бассейнов в пределах гранитного основания.

В соответствии с представлениями С. Суна [1987] в настоящее время в литературе имеются данные по изотопам Sr и Nd, которые с определенностью указывают на длительно существовавшую химическую неоднородность архейской мантии. Начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пород зеленокаменных поясов с возрастом 2,7 млрд лет, анортозитов и мономинеральных фракций клинопироксена этого же возраста, распространенных в разных частях земного шара, изменяется от 0,7005 до 0,7015. Хотя причины этих вариаций остаются не вполне ясными, они совпадают с вариациями начальных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Например, зеленокаменные породы из Вермилиона (Миннесота) и Камбалды (Западная Австралия) имеют низкое начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,7005–0,7007, и ϵ_{Nd} для этих пород около + 4. Породы из Зимбабве и Абитиби (Канада) имеют более высокое начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, достигающее 0,7010–0,7012 и более низкое значение ϵ_{Sr} (0–2,5). Если подобная неоднородность сохранялась от 4,5 млрд лет до настоящего времени, то она может объяснить наблюдаемые вариации изотопных отношений в современных базальтах срединных океанических хребтов и океанических островов.

Установлены значительные вариации начальных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для различных позднеархейских основных — ультраосновных метавулканитов из районов Ньютон, Канада, (ϵ_{Nd} от – 4,2 до + 1,6) и Камбалда, Западная Австралия (ϵ_{Nd} от – 2,4 до + 4,4). Эти данные явно указывают на изотопную неоднородность мантийных источников и/или контаминацию сиалическим коровым материалом в пределах отдельного зеленокаменного пояса.

Если допустить, что примитивная мантия Земли имела точно такое же среднее Sm/Nd отношение, что и хондриты, то отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (1 для метавулканитов зеленокаменных поясов Пилбара (Западная Австралия) и Барбертон (Южная Африка) с возрастом 3,5 млрд лет) а также для комплекса Исуа (Западная Гренландия) с возрастом 3,8 млрд лет), соответствующие ϵ_{Nd} от + 1 до + 2, свидетельствуют о том, что мантийные источники были в течение длительного времени обеднены легкими РЗЭ вследствие отделения расплавов, внутримантийной дифференциации или формирования протокоры, причем это происходило значительно раньше чем 3,5 млрд лет назад.

С.-С. Сун считает, что вполне определенно установлено, что интервалы вариаций La/Sm отношения в мантийных источниках архейских вулканидов и в современной мантии совпадают. Как и для современных базальтов, эти вариации могли быть связаны либо с кратковременными, либо с длительными процессами фракционирования, происходившими в архейской мантии. Например, распределение РЗЭ в основных и ультраосновных вулканических породах из Камбалды (Западная Австралия) и района Ньютон (Канада) обнаруживает широкие вариации от сильно обедненных до обо-

гащенных легкими РЗЭ составов. Поскольку эти вулканические породы образовались при больших степенях частичного плавления, распределение РЗЭ в них отражает характер мантийного источника. Детальные исследования изотопного состава Nd в двух этих регионах показали, что для разных типов пород начальное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ совершенно различно. Следовательно подобные вариации могут быть вызваны длительно существовавшей неоднородностью Sm/Nd отношения в магматических источниках и связаны с вовлечением древнего корового материала в процесс коровой контаминации.

Можно ожидать, что с неоднородностью распределения РЗЭ сопряжены и вариации распространенности других некогерентных элементов: Ti, Zr, Y, Nb, Rb, Sr, Th, U, P, Ba. Чтобы точно установить ковариационные связи между этими элементами, включая РЗЭ, необходимы детальные и систематические исследования архейских основных и ультраосновных вулканитов, подобные тем, которые были выполнены для коматиитов и толеитов района Мунро.

При попытках точно оценить степень неоднородности архейской мантии в отношении петрогенных элементов, исходя из состава основных и ультраосновных вулканитов, возникают трудности, обусловленные тем, что состав расплава контролируется несколькими факторами: процессом плавления, составом реститовых фаз и составом источника. Например, вариации TiO_2 в коматиитах с одинаковым содержанием MgO могут отражать вариации содержаний Ti в источниках, что наиболее вероятно, но также могут быть связаны и с различной степенью частичного плавления при разных P-T условиях. Тем не менее, учитывая современные представления об условиях, существовавших в архейской мантии, в частности высокую температуру, термальную и магматическую активность, логично допускать некоторую неоднородность мантии в это время.

Как было ранее отмечено С.-С. Суном, при изучении коматиитов были предложены разные объяснения вариаций распространенности Al в архейских коматиитах с одинаковыми содержаниями MgO и Ti. Возможно, это связано с длительно существовавшей химической и минералогической стратификацией раннеархейской мантии. Допускаемая неоднородность распределения петрогенных элементов в архейской мантии, проявленная в более локальной форме, как представляется, находит подтверждение в некоторых хорошо изученных регионах, например в областях Пилбара, Западная Австралия, и Барбертон, Южная Африка. Четко выраженные геохимические вариации, вероятно, были вызваны такими кратковременными процессами в активной архейской мантии, как динамическое плавление, смешение продуктов частичного плавления, представленных эклогитами, и реститов, образованных тугоплавкими гарцбургитами, в зонах мантийного магмообразования, а также повторное плавление тугоплавкого мантийного материала.

Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ для раннеархейских коматиитов барбертонского типа, как правило, вдвое меньше хондритового уровня, и на графике нормированных содержаний выявляется обеднение тяжелыми РЗЭ и Sc

относительно средних РЗЭ и Та (рис. 39). Для раннего архея характерны также базальты и коматииты с отношением Al_2O_3/TiO_2 , близким к хондритовому. В отличие от них коматииты с низким отношением Al_2O_3/TiO_2 редко встречаются в позднеархейских зеленокаменных поясах. Это отношение в породах обычно соответствует хондритовому. Различие может быть обусловлено длительно существовавшей минералогической и химической расслоенностью мантии или процессами магмообразования, которые сопровождалась отделением граната. На основании экспериментов при высоких давлениях Отани [Ohtani, 1990] предположил, что коматииты, образованные в частично расплавленном мантийном диапире, который зарождался на большой глубине (200–400 км) и в котором на уровне более или около 200 км происходило гравитационное осаждение граната, должны быть обеднены А1 (барбертонский тип); в то же время в диапирах, возникших на меньшей глубине (менее 200 км), вероятно, выплавлялись не обедненные А1 коматииты.

Характеристику металлогении зеленокаменных прогибов – гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) приводят Д. И. Гровс и У. Д. Бэтт [1987], которые считают, что металлогенические ассоциации в архейских зеленокаменных поясах с точки зрения их разнообразия и интенсивности проявления обнаруживают отчетливую пространственную и хронологическую неоднородность. В масштабе зеленокаменного прогиба качественный состав и интенсивность минерализации контролировались такими параметрами, как интенсивность разрывной тектоники, скорость погружения, глубина морского бассейна, объем излившихся коматиитовых и кислых магм.

Начальное развитие древних (3,5–3,3 млрд лет) и молодых (3,0–2,7 млрд лет) вулканогенов, скорее всего, происходило на платформах или в мелко-

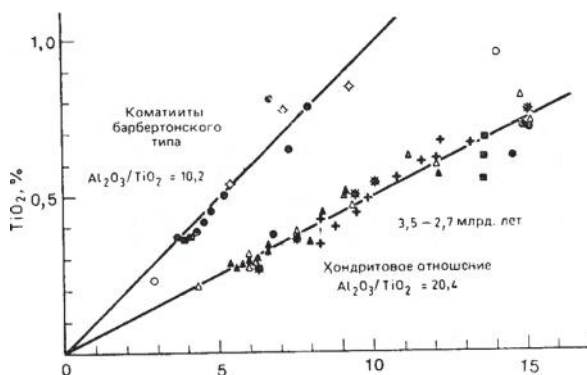


Рис. 39. Зависимость между Al_2O_3 и TiO_2 для архейских коматиитов и высокомагнезиальных базальтов [Сун, 1987]

Коматииты барбертонского типа имеют отношение Al_2O_3/TiO_2 , близкое к 10, в то время как другие породы характеризуются величинами этого отношения, близкими к хондритовому уровню (около 20)

водных впадинах с ровным или отрицательным рельефом в краевых частях. Древние зеленокаменные породы платформенной фазы накапливались в очень мелководной среде, и металлогенические ассоциации, включающие эвапоритовые месторождения барита, мелкие вулканогенные месторождения колчеданных руд, обогащенных свинцом и сульфатами, медно-молибденовые месторождения, близкие к порфирировым, отражают мелководную морскую или субаэральную обстановку. Молодые зеленокаменные породы платформенной фазы формировались в более глубоководных бассейнах и сопровождалась более привычными металлогеническими ассоциациями; однако вулканогенные колчеданные залежи, медно-никелевые месторождения, ассоциирующиеся с коматиитами, и золоторудная минерализация, как правило, распространены лишь локально, а в целом зеленокаменные породы минерализованы относительно слабо. Максимум оруденения, сопряженного с зеленокаменным вулканизмом, приходится на временной интервал 2,8–2,7 млрд лет, когда возникли крупные линейные рифтовые глубоководных троговые зоны. Формирование мощных толщ вулканитов, в том числе коматиитов и кислых пород, в быстро погружавшихся глубоководных трогах, а также последующий метаморфизм и деформации этих толщ привели к наложению магматической, вулканогенной и метаморфогенной минерализации. В древних комплексах стадия развития зеленокаменных прогибов (трогов) может быть представлена более мелкими грабенами, заполненными преимущественно осадочными породами. Эти грабены минерализованы слабее, чем более молодые рифтовые (троговые) зоны. Можно полагать, что именно это различие является главной причиной изменения интенсивности оруденения во времени. Изменение состава металлогенических ассоциаций связано главным образом с исключительно мелководной обстановкой платформенной фазы в древних зеленокаменных прогибах.

Рудные месторождения могут служить важными индикаторами тектонического режима. Д. И. Гровс и У. Д. Бэтт указывают на отчетливо выраженную неоднородность пространственного распределения архейской минерализации и отмечают максимальное ее развитие во временном интервале 2,8–2,7 млрд лет и выделяют четыре главных типа архейских площадей, каждый из которых сопровождается определенной серией металлогенических ассоциаций. Главное внимание обращено на площади, сложенные гранитоидно-зеленокаменными комплексами, поскольку, во-первых, они отражают особенности вулканизма, осадконакопления и тектоники, характерные для первого миллиарда лет существования континентальной коры, во-вторых, являются площадями с наиболее разнообразной минерализацией и, в-третьих, пользуются самым широким распространением. В отличие от этого, площади, сложенные глубокометаморфизованными гранулитогнейсовыми комплексами, минерализованы относительно слабо, а их длительная тектоно-термальная история не находит прямого отражения в вулканических и осадочных толщах.

Древние зеленокаменные породы, которые ассоциируются с супракрупными толщами, образованными в интервале 3,5–3,3 млрд лет, сохра-

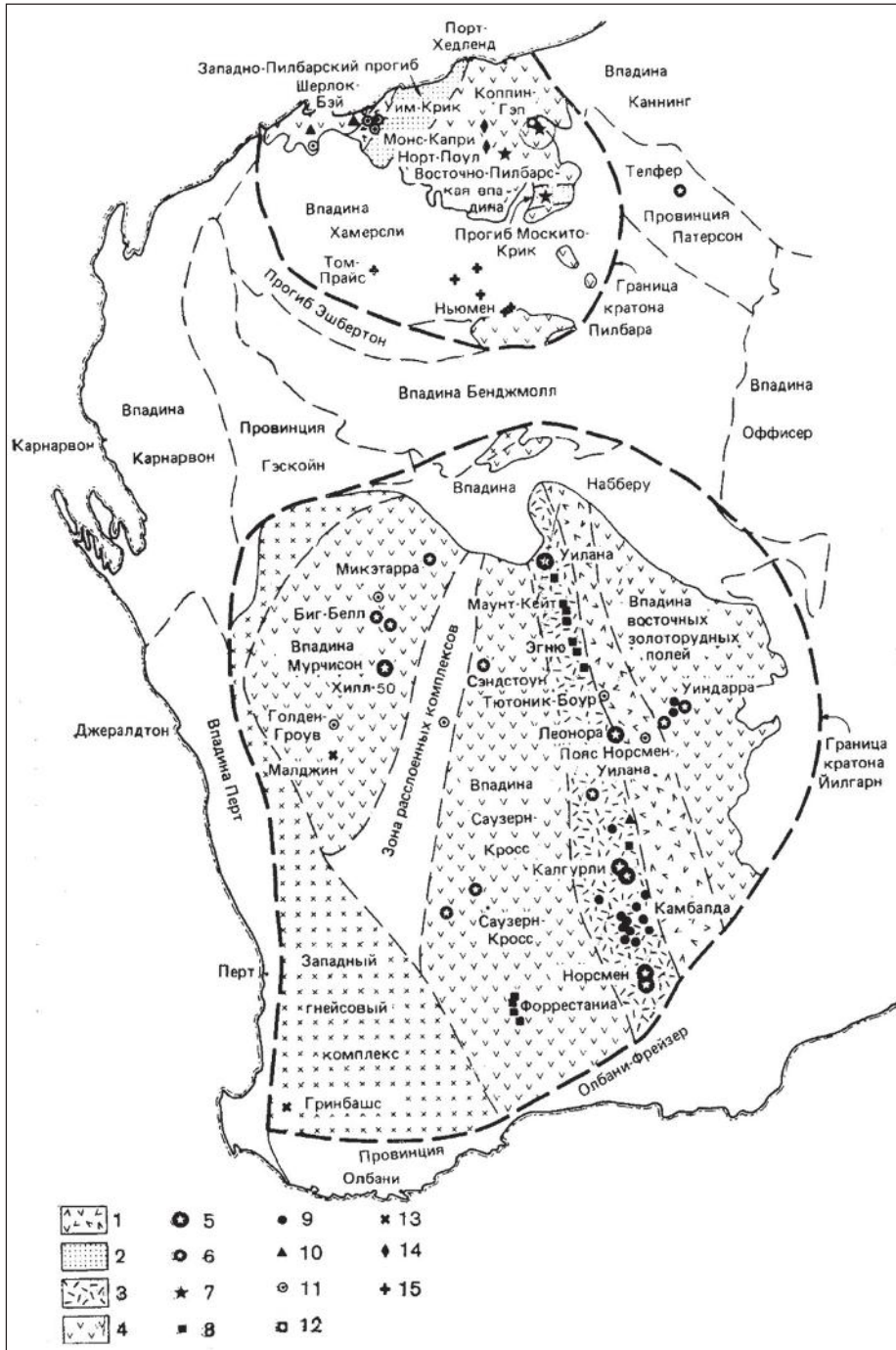
нились в восточной части блока Пилбара (Западная Австралия), в нагорье Барбертон (Южная Африка). Более молодые зеленокаменные породы, сформированные в интервале около 3,0–2,7 млрд лет, распространены шире. Они слагают большие пространства блока Йилгарн провинции Сьюперитор и Родезийского кратона, а также, вероятно, значительные площади на Бразильском, Индийском и Балтийском щитах. Для большинства кратонов имеется мало данных, которые указывали бы на наложение молодых поясов (на более древние гранитоидно-зеленокаменные комплексы). Общий тектонический план многих гранитоидно-зеленокаменных комплексов характеризуется преобладанием овальных гранитоидных батолитов, расположенных примерно на равном расстоянии друг от друга и разделенных звездообразными преимущественно синформными зеленокаменными поясами (Восточная Пилбара провинции Мурчисон и Саузерн-Кросс блока Йилгарн в Западной Австралии). Нижние части разреза зеленокаменных поясов образованы преимущественно вулканическими породами, которые пользуются широким распространением и, несмотря на наличие ранних лежащих складок и надвигов, обычно сохраняют непрерывную стратиграфическую последовательность. Существенно вулканогенные толщи, как правило, сменяются вверх по разрезу осадочными породами с преобладанием обломочных отложений. Осадочные прослои внутри вулканической части разреза представлены главным образом вулканогенно-обломочным материалом, возникшим почти исключительно за счет размыва кислых вулканических центров, а также ортохемогенными осадками, в том числе железистыми кварцитами. Породы фундамента и нижние основные — ультраосновные вулканиты не играют существенной роли как источники обломочного материала. Кислые вулканические центры, как правило, пространственно обособлены и во многих комплексах распространены ограниченно. Некоторые нижние толщи состоят почти целиком из основных и ультраосновных вулканитов. Покровы коматиитов и кислые вулканиты не пользовались широким распространением. Наложённые грабены имели, вероятно, ограниченные размеры и были заполнены преимущественно осадочными породами, хотя на западе Пилбары имеются и кислые вулканиты. В молодых комплексах зеленокаменные породы, судя по всему, формировались в более глубоководных бассейнах, чем их древние аналоги. Поэтому при сходстве вулканических составляющих разрезов осадочные породы этой стадии оказываются существенно иными. Образование троговых прогибов (около 2,8–2,7 млрд лет) сопровождалось эпизодическим развитием линейных прогибов, ограниченных разрывами, которые быстро заполнялись вулканитами, в том числе широко распространившимися покровами коматиитов и/или кислыми вулканитами. Металлогенические ассоциации сосредоточены преимущественно в зеленокаменных поясах. Распределены они неравномерно, и целью следующего раздела является анализ этой неоднородности в свете отмеченных выше пространственных и хронологических вариаций. Авторы рассматривают пространственные вариации внутри одновозрастных зеленокаменных поясов, а затем сопоставляют более древние и более молодые комплексы.

Основное внимание уделено блокам Йилгарн и Пилбара в Западной Австралии, хотя сравнительный анализ распространен и на другие комплексы, обладающие геологической общностью (кратон Каапвааль Южной Африки, Канадский щит). Для других кратонов, например в Бразилии и Индии, возрастные реперы не достаточны для того, чтобы выявить хронологические различия. Важным является вывод о том, что максимум оруденения приходится на молодые зеленокаменные пояса. Зеленокаменные породы в древних гранитоидно-зеленокаменных комплексах обычно минерализованы слабо и отличаются необычной серией металлогенических ассоциаций. В эти ассоциации входят осадочные месторождения барита, которые образовались в очень мелководной обстановке путем прямого осаждения барита или замещения эвапоритового гипса и переотложения ранее возникших залежей в мелководной среде. Кроме того, барит является важным компонентом мелких непромышленных полиметаллических месторождений с высокими содержаниями Pb и Au и малым количеством сульфидов железа (Биг-Стабби и Яндикутинга, Восточная Пилбара). В восточной части Пилбары известны также медно-молибденовые штокверки и медно-молибденовые месторождения порфирирового типа, связанные с предположительно субвулканическими гранитоидными интрузивами. В рассматриваемых комплексах нет значительных медно-никелевых месторождений, ассоциирующихся с коматиитами. В достаточно крупных зеленокаменных поясах Восточной Пилбары золотое оруденение проявлено слабо, а для нагорья Барбертон характерно интенсивное золотое оруденение. Большинство месторождений сосредоточено на локальных участках. Оруденение залегает главным образом в низах верхних осадочных толщ и пространственно связано с ранними разрывами, впоследствии смятыми в складки. Возможно, это уникальный тип минерализации в древних зеленокаменных комплексах, который не типичен для кратона Каапвааль в целом. Так, состав элементов-примесей в пиритах из более молодых золотоносных конгломератов Витватерсранда указывает на то, что минерализация барбертонского типа не служила главным источником для этих золоторудных месторождений.

В ранних зеленокаменных прогибах отсутствуют промышленные медно-никелевые месторождения, связанные с коматиитами, а также вулканогенные колчеданные медно-цинковые месторождения, что отражает относительно слабое развитие перидотитовых коматиитов и преобладание на обширных пространствах мелководных условий осадконакопления. Отсутствие коматиитов может быть прямым следствием низкой скорости и малой абсолютной величины растяжения в процессе развития зеленокаменных прогибов платформенной фазы. В такой обстановке более вероятно фракционирование коматиитовых магм во внутрикоровых или подкоровых камерах и излияние на поверхность базальтов, а не коматиитов. Мелководная среда препятствует также накоплению осадков, обогащенных сульфидами, которые служат потенциальным источником серы для месторождений, связанных с коматиитами. Имеющиеся мелкие месторождения отличаются низкими содержаниями меди и, вероятно, представляют собой

низкотемпературную минерализацию эпитеpмального типа, образованную в мелководной обстановке. Широкое распространение сульфатов среди эвапоритов, стратиформные залежи барита, развитые на отдельных участках, а также ассоциация барита с мелкими вулканогенными месторождениями колчеданных руд указывают на относительно окисленную мелководную гидросферу. Относительно низкое содержание железа во всех этих типах месторождений свидетельствует о том, что на вулканической стадии гидросфера располагалась выше уровня резервуаров закисного железа или была изолирована от более глубоких бассейнов, в которых были такие резервуары. Медно-молибденовое оруденение порфиpового типа согласуется с субаэральным характером кислого вулканизма в древних комплексах. Штокверковая медно-молибденовая минерализация, возможно, является субвулканическим эквивалентом колчеданных месторождений и образована в мелководных условиях, при которых рудоносные флюиды вскипают ниже толщи воды.

Отсутствие крупных метаморфогенных месторождений золота в вулканитах, характерных для более молодых зеленокаменных поясов, может быть обусловлено несколькими причинами. Среди них: 1) ограниченные размеры выходов метаморфических пород зеленокаменной и низкой амфиболитовой фаций; 2) отсутствие высокотемпературных коматитовых вулканических пород, обогащенных серой, которые могут служить источником рудного вещества; 3) улетучивание серы во время приповерхностных извержений и как следствие этого отсутствие растворимых форм золота в сульфидах, необходимых для выщелачивания при метаморфизме и/или 4) ранний вынос золота из пород, которые служат потенциальными его источниками в процессе синвулканического гидротермального изменения. Такое интенсивное изменение характерно для субаэральных и мелководных вулканогенных толщ, обычно многократно промытых гидротермальными растворами, которые распространяются в горизонтальном направлении. В осадках, заполняющих трогИ в Восточной Пилбаре (соли Моски-то-Крик), развита характерная ассоциация золоторудных месторождений, обогащенных Sb, Bi и/или As. С поясом кислых вулкани-тов в Западной Пилбаре (рис. 40) связано более типичное для архея колчеданно-полиметаллическое оруденение без сульфатов, хотя есть некоторые сомнения в том, что вулкани-ты одновозрастны осадочному выполнению трогов. Очевидно, что более глубоководная обстановка способствует образованию и сохранению вулканогенных сульфидных залежей и золота в породах, служащих потенциальным источником этого металла. Несмотря на это, разнообразие и интенсивность минерализации оказываются более низкими, чем в зеленокаменных породах, относящихся к молодым комплексам. Большая часть месторождений не имеет промышленного значения. Зеленокаменные породы платформенной фазы в молодых комплексах, как и в древних, характеризуются разнообразием металлогенических ассоциаций. Отдельные металлогенические ассоциации могут быть сосредоточены на локальных участках, например, несколько золоторудных провинций и медно-никелевые месторождения Форрестания в блоке Йилгарн (рис. 40). Вулканогенные



полиметаллические месторождения встречаются в разных частях поясов. Пространственное наложение двух или нескольких важных ассоциаций — редкость. Формируясь в более глубоководных условиях, чем их более древние аналоги, молодые зеленокаменные породы не сопровождаются значительными сульфатсодержащими месторождениями; медно-молибденовые порфирирового типа также редки. В верхних частях существенно вулканогенных толщ появляются мелкие богатые месторождения железа, связанные с железистыми кварцитами.

Главное значение, по данным Д. И. Гровса и У. Д. Бэтта, имеет эпигенетическая золоторудная ассоциация, широко распространенная, но отдельные месторождения обычно группируются в рудные узлы, состоящие из одного-двух крупных месторождений, окруженных множеством других значительно меньшего масштаба. Рудовмещающими породами служат как железистые кварциты, так и вулканогенные толщи, особенно те из них, в которых преобладают основные вулканы. Месторождения в железистых кварцитах играют главную роль. На них приходится, например, почти половина добычи золота в провинциях Мурчисон и Саузерн-Кросс в блоке Йилгарн, хотя объем железистых кварцитов относительно невелик. Концентрация золота в молодых зеленокаменных породах в пределах Западно-Австралийского щита около 16 кг/км^2 , что значительно выше, чем в более древних аналогичных породах Восточной Пилбары ($< 1 \text{ кг/км}^2$). Коматииты, наиболее благоприятный источник золота, встречаются редко в тех и других комплексах, и главным фактором, определяющим более высокую степень минерализации блока Йилгарн, служит, вероятно, меньшая интенсивность синвулканического изменения пород в относительно глубоководных бассейнах. При более широких обобщениях, касающихся сравнения концентрации золота в породах древних и молодых областей, следует учитывать аномально высокие концентрации этого металла в зеленокаменных

Рис. 40. Обзорная карта Западно-Австралийского щита, отражающая размещение главных тектонических элементов и крупных рудных месторождений в блоках Пилбара и Йилгарн [Гровс, Бэтт, 1987]

Распределение зеленокаменных пород показано несколько схематично, распределение толщ с широко развитыми кислыми вулканидами дано в обобщенном виде. 1 — пояс кислых вулканидов: многочисленные центры кислого вулканизма; 2 — толщи, выполняющие грабены: обломочные отложения, преимущественно турбидиты; 3 — толщи, выполняющие рифты: базальты, коматииты, глинистые сланцы с сульфидами, эпикластические осадки; железистые кварциты отсутствуют; 4 — толщи, развитые на платформах и в обширных впадинах: преимущественно базальты, железистые кварциты или мелководные кремнистые отложения; 5 — месторождения золота с запасами более 50 т; 6 — то же с запасами более 10 т; 7 — месторождения золота в блоке Пилбара с запасами более 2 т; 8 — месторождения никеля в расслоенных интрузивах с запасами более 10 000 т; 9 — месторождения никеля в вулканидах с запасами более 10 000 т Ni; 10 — прочие месторождения никеля с запасами более 10 000 т Ni; 11 — вулканогенные колчеданные месторождения с запасами Cu + Zn более 10 000 т; 12 — медно-молибденовые месторождения порфирирового типа с запасами Cu+Mo более 10 000 т; 13 — месторождения олова — тантала или вольфрама с запасами более 10 000 т W или Sn-Ta; 14 — крупные баритовые месторождения; 15 — железорудные месторождения с запасами более 10^9 т Fe

породах Барбертонского нагорья (около 50 кг/км²). Однако ограниченная площадь этой области и неопределенность тектонического положения рудовмещающих осадочных толщ делают приведенную оценку не очень надежной. Некоторые равные по площади участки в молодых регионах обладают еще более высокими концентрациями. Каапваальский и Родезийский кратоны, судя по всему, также аномально обогащены золотом. Концентрация золота во всех зеленокаменных поясах Зимбабве, в которых пространственно преобладают молодые толщи, превышает 70 кг/км². Порода, развитые в молодых зеленокаменных поясах, интенсивно минерализованы. Для них характерны многочисленные крупные месторождения золота в вулканогенных породах, а также либо вулканогенные колчеданные месторождения меди и цинка, либо медно-никелевые месторождения, ассоциирующиеся с коматиитами. Месторождения последних двух типов — антагонисты. Например, в некоторых частях пояса Абитибби широко развиты вулканогенные колчеданные месторождения, обычно приуроченные к определенным стратиграфическим интервалам внутри мощных толщ основных и кислых вулканитов. Имеются также мелкие медно-молибденовые месторождения порфирирового типа. Связанные с коматиитами медно-никелевые месторождения в этих комплексах обычно имеют небольшие размеры или отличаются низкими содержаниями металлов. В противоположность этому в поясе Норсмен-Уилана расположены многочисленные богатые медно-никелевые месторождения, ассоциирующиеся с коматиитами, а вулканогенные колчеданные редки и пространственно разобщены. В поясе Норсмен-Уилана сосредоточено свыше 90% запасов никеля Западно-Австралийского щита (с учетом отработанных руд). Различие между поясами Абитибби и Норсмен-Уилана, по крайней мере частично, обусловлено разным стратиграфическим уровнем обнаженных зеленокаменных пород, хотя существенную роль играет и наличие в поясе Норсмен-Уилана близповерхностных центров кислого вулканизма.

В региональном масштабе золоторудные месторождения могут концентрироваться на определенных стратиграфических уровнях и/или в зонах крупных разрывов и поднятий, для которых характерно широкое проявление карбонатизации. В пределах блока Йилгарн золотая минерализация более интенсивно развита в поясе Норсмен-Уилана (около 32 кг/км² зеленокаменных пород), чем в краевых зонах (около 16 кг/км²).

Для оценки тектонического контроля металлогенеза важное значение имеет пространственное совмещение крупных рудных месторождений, относящихся к разным металлогеническим ассоциациям и существенно различающихся генетически. Например, крупные месторождения никеля, ассоциирующиеся с коматиитами, занимают центральную часть пояса Норсмен-Уилана и, вероятно, связаны с накоплением мощных толщ коматиитов в относительно быстро погружавшейся глубоководной осевой зоне на главной стадии растяжения зеленокаменного пояса. Наличие в этих зонах массивных лав, глинистых сланцев, содержащих сульфиды, и кремнистых осадков с очень малой примесью обломочного материала указывает на глубоководные условия. Широкое распространение сульфидов железа в

этих зонах в сочетании с окисными фациями железистых кварцитов краевых зон, а также обычное отсутствие сульфатов свидетельствуют о том, что в процессе формирования молодых зеленокаменных вулканитов существовали бассейны с относительно восстановительной средой, благоприятной для привноса закисного железа. Такая обстановка создавала также идеальные условия для образования и особенно для сохранения вулканогенных колчеданных месторождений в ареалах кислого вулканизма (пояс Абитиби).

В блоке Йилгарн несколько крупных месторождений золота расположены в той же осевой зоне и приурочены к тому же поднятию, что и крупные месторождения никеля. Такая позиция месторождений связана, вероятно, с наличием мощных толщ относительно свежих основных — ультраосновных вулканических пород, обогащенных сульфидами, которые впоследствии служили источником металла для метаморфогенных золотосодержащих флюидов.

Сопоставляя металлогеническую характеристику зеленокаменных комплексов, Гровс и Бэтт считают, что древние зеленокаменные породы минерализованы слабо. Относительно мелкие осадочные и вулканогенные месторождения, обогащенные сульфатами, а также медно-молибденовые месторождения порфирирового типа отражают субаэральные и мелководные условия рудоотложения и относительно окислительную обстановку в приповерхностной гидросфере. Отсутствие медно-никелевых месторождений определяется незначительным общим развитием коматиитов (более точно — их разностей, не обедненных алюминием), что в свою очередь обусловлено слабым общим растяжением и/или низкой скоростью этого процесса. Отсутствие крупных месторождений золота также может отражать ограниченность излияний высокотемпературных коматиитовых магм и/или ранние интенсивные изменения и вынос золота из приповерхностных или мелководных вулканических толщ. Покровные фации коматиитов в большинстве зеленокаменных поясов этого типа развиты слабо (Восточная Пилбара, провинции Мурчисон и Саузерн-Кросс, блок Йилгарн); роль этих пород велика лишь в нагорье Барбертон. Там, где они распространены, коматииты обычно представлены разновидностями с пониженным содержанием алюминия (Al-деплементированные коматииты).

Характер нижних вулканогенных толщ приводит к выводу, что они накапливались в пределах обширных мелководных впадин или платформ с почти ровным или отрицательным рельефом в краевых частях. Хотя области накопления были вулканически активными и развивались преимущественно в условиях растяжения, нет данных, указывающих на то, что заложение впадин контролировалось разрывами. Общее размещение в пространстве крупных равноудаленных друг от друга гранитоидных батолитов согласуется с представлениями о диапировом подъеме подстилающих гранитоидов сквозь зеленокаменные породы более или менее постоянной мощности. Начальная стадия подъема могла сопровождаться накоплением обломочных осадков, а в некоторых случаях и сокращением размеров впадин, однако главная фаза вертикальных тектонических

движений, в том числе и гранитоидного диапиризма, более поздняя, по крайней мере по отношению к ранней фазе массового накопления обломочного материала.

Среди некоторых гранитоидно-зеленокаменных комплексов выделяют сегменты с линейным тектоническим планом. Они представлены вытянутыми зеленокаменными поясами, которые перемежаются с гранитоидными куполами; крупные региональные разрывы разделяют зеленокаменные толщи на тектонически обособленные полосы. Линейные зоны обычно отличаются сложной стратиграфической последовательностью основных и ультраосновных пород, наличием кислых вулканитов и вулканогенно-обломочных отложений, которые в одних местах накапливались в наземных условиях и были связаны с вулканическими постройками трещинного типа и разрывами, а в других местах слагали крупные подводные конусы выноса. Среди обломков встречаются подводные основные и ультраосновные породы, что указывает на их подъем и выход на дневную поверхность; на отдельных участках появляются также обильные обломки гранитоидных пород. Широко развиты глинистые осадки; устанавливаются резкие фациальные переходы как вдоль, так и поперек прогибов. Покровные фации коматиитов (как правило, не обедненных алюминием) и/или толщи кислых вулканитов обычно достигают большой мощности и распространены шире, чем в зеленокаменных поясах платформенной фазы.

Одной из самых характерных зеленокаменных пород рифтовой фазы являются линейные сегменты пояса Абитиби; в качестве типичного примера подобных структур приведен стратиграфически сложно построенный пояс Норсмен-Уилана в блоке Йилгарн (рис. 40). Вдоль западного края этого пояса развиты мощные покровы коматиитов, интрузивные тела коматиитовых дунитов, а также глинистые сланцы с сульфидами и кремнистые породы. Наличие отдаленных турбидитов и широко распространенных массивных базальтов, содержащих лишь маломощные, весьма отдаленные горизонты глинистых сланцев с сульфидами, указывает на глубоководные условия в центральной части прогиба, по крайней мере в южной его половине. В восточном сегменте пояса сосредоточены центры кислого вулканизма, которые были сформированы в наземных или мелководных морских условиях и сопровождались шлейфами вулканогенно-обломочных пород. Для окружающих зеленокаменных поясов, занимающих большие площади, характерны иные литофации с преобладанием базальтовых лав, малым количеством коматиитовых покровов и отдельными пространственно обособленными центрами кислого вулканизма. В этих поясах широко распространены железистые кварциты, которых почти нет в поясе Норсмен-Уилана.

Современный линейный структурный план комплексов — главным образом результат наложения продольных сдвигов, но общее распределение литофации и рудных месторождений (например, медно-никелевых руд в Камбалде) указывает и на первичные линейные тенденции. Общий линейный структурный план может быть объяснен вертикальными тектониче-

скими движениями и более поздним диапировым подъемом гранитоидов, причем тот и другой процесс контролировались краевыми разрывами, которые отделяли зеленокаменные пояса от пород фундамента.

Точные возрастные соотношения между более ранними и более поздними зеленокаменными породами в пределах одних и тех же кратонов не совсем ясны. Чтобы точно определить возраст этих пород, не хватает геохронологической информации, которая обычно ограничена U-Pb датированием по цирконам и Rb-Sr изохронами по валовым пробам. Однако имеющиеся данные для пояса Норсмен-Уилана указывают на возможность его формирования в течение значительно более короткого интервала времени (около 0,1 млрд лет) по сравнению с ранними зеленокаменными поясами. Кроме того, для пояса Норсмен-Уилана имеются надежные изотопные определения возраста, равные 2,8 млрд лет; в то же время предварительные определения возраста прилегающих провинций Мурчисон и Саузерн-Кросс свидетельствуют о том, что по крайней мере часть зеленокаменных пород в этих провинциях образовалась около 3 млрд лет назад. Возможным стратиграфическим подтверждением того, что более поздние прогибы наложены на более ранние, служит распределение железистых кварцитов. В ранних зеленокаменных прогибах они слагают крупные литостратиграфические подразделения, которые обычно приурочены к границе между ранними существенно базальтовыми толщами и поздними толщами с преобладанием осадочных пород. Однако в поясе Норсмен-Уилана железистые кварциты развиты лишь на самых нижних стратиграфических уровнях вблизи южного окончания пояса, и основной объем рифтогенных вулканических и осадочных пород был сформирован после накопления железистых кварцитов. В блоке Пилбара также устанавливается тесная хронологическая связь между отложением широко распространенных железистых кварцитов и накоплением мощных осадочных толщ, выполняющих трюги. Не исключено, что массовое развитие железистых кварцитов в более стабильных частях зеленокаменных поясов отражает усиление циркуляции гидротермальных растворов, обогащенных железом.

Радиологические исследования последних лет выявили важные различия между древними (3,5–3,3 млрд лет) и молодыми (3,0–2,7 млрд лет) зеленокаменными поясами [Гровс, Бэтт, 1987]. Прежде чем обсуждать эти различия, следует подчеркнуть, что молодые комплексы пользуются значительно большим распространением и занимают более обширные пространства по сравнению с древними комплексами. Поэтому трудно установить, насколько обнаженные фрагменты последних действительно отражают особенности более ранних зеленокаменных поясов. Значительное сходство наиболее изученных древних зеленокаменных пород восточной части блока Пилбара и нагорья Барбертон свидетельствует, однако, об определенной специфике древних комплексов. Приведенный ниже анализ основан на материалах, касающихся именно этих комплексов. В древних комплексах вулканические толщи формировались на обширных пространствах в очень мелководных условиях. Для нижних вулканогенных толщ характерны пузырчатые базальты, что указывает на излияния в мелковод-

ной среде; лавы подвергались интенсивному сингенетическому окварцеванию и/или карбонатизации. Вулканогенно-обломочные отложения окаймляли главным образом наземные центры кислого вулканизма в виде грубообломочных потоков, переотложенных в аллювиальной или мелководной морской среде. Даже отдаленные осадки обычно представлены вулканическим пеплом, переотложенным в мелководной обстановке; в некоторых случаях отмечены агрегаты, сложенные из лапилли. Осадки, образованные в результате размыва базальтовых источников, не характерны; турбидиты и железистые осадки также редки или вообще отсутствуют. Осадочные прослой между вулканическими потоками представлены преимущественно окварцованными мелководными низкоэнергетическими ортохемогенными и биогенными осадками, в том числе окварцованными карбонатными отложениями и эвапоритами. В восточной части Пилбары, возможно, имеются строматолиты. Маломощные внутриформационные горизонты окварцованных осадков могут быть прослежены на десятки километров по простиранию.

В молодых зеленокаменных комплексах породы обычно формируются в более глубоководных условиях, чем их древние аналоги. Эвапориты и биогенные осадки очень редки, как и другие индикаторы мелководного осадконакопления, например аккреционные лапилли; однако в провинции Слейв и Зимбабве отмечены строматолиты. Пузырчатые базальты, судя по всему, также редки. Хотя шлейфы кислых вулканогенно-обломочных пород перемывались на малых глубинах, в это же время отлагались отдаленные фации турбидитов. Обычно присутствуют осадки, обогащенные железом. Данные указывают на то, что осадконакопление происходило преимущественно ниже основания волн, а преобладание массивных базальтов позволяет полагать, что условия могли быть гораздо более глубоководными.

Д. И. Гровс и У. Д. Бэтт считают, что вулканические и тектономагматические процессы в древних зеленокаменных поясах развивались на протяжении примерно 0,5 млрд лет, а вулканические излияния были приурочены к обширным и весьма мелководным бассейнам. Две наиболее важные характерные черты неоднородного пространственно-временного распределения металлогенических ассоциаций в гранитоидно-зеленокаменных комплексах: 1) наличие дискретных рудных зон или поясов с преимущественной локализацией в них месторождений различных типов (рис. 30) и 2) максимальное развитие таких зон и поясов в интервале 2,8–2,7 млрд лет (рис. 41). Схематическая модель, представленная на рис. 3, основана главным образом на сопоставлении блоков Пилбара и Йилгарн в пределах Западно-Австралийского щита и на сравнении тектонических элементов внутри каждого из этих блоков (рис. 42). Данные позволяют Д. И. Гровсу и У. Д. Бэтту считать, что рассматриваемая ими модель может иметь и более общее значение, хотя соотношения между более ранними и поздними зеленокаменными породами могут существенно меняться при переходе от одного кратона к другому. Например, для Родезийского кратона, вероятно, характерно преобладание ранних зеленокаменных пород в интервале 3,0–

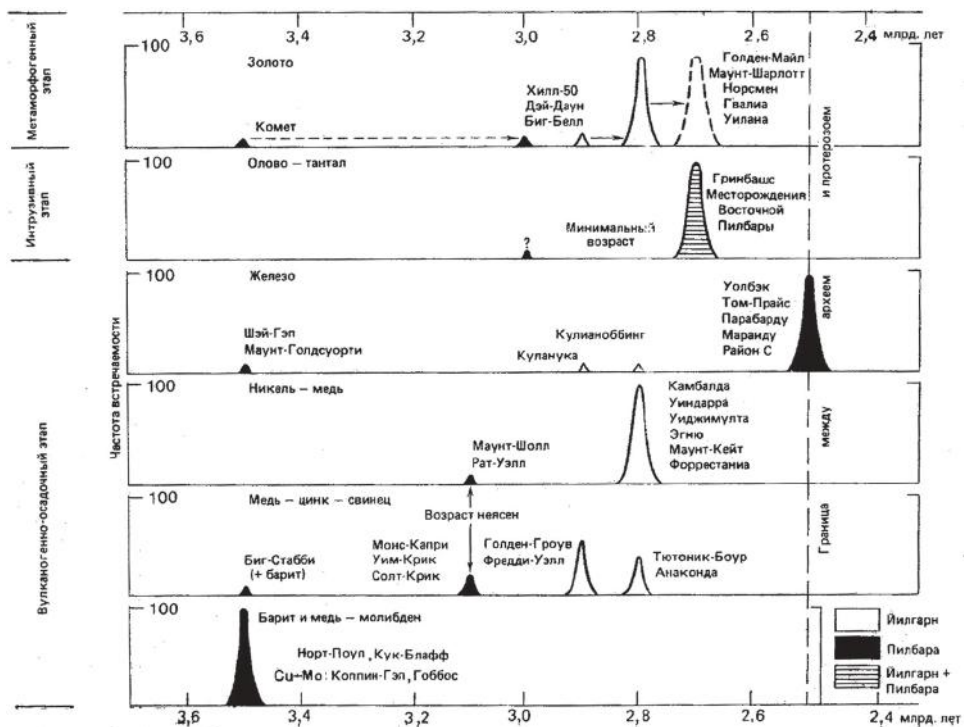


Рис. 41. Распределение во времени некоторых архейских металлогенических ассоциаций Западно-Австралийского щита. Схема отражает хронологические вариации состава ассоциаций и максимальное развитие крупных полиметаллических и золоторудных ассоциаций в интервале около 2,8–2,7 млрд лет [Гровс, Бэтт, 1987]

2,7 млрд лет, а провинция Сьюперior отличается более высокой долей более поздних зеленокаменных пород с возрастом 2,8–2,7 млрд лет.

Однозначным доказательством существования сиалического фундамента для некоторых комплексов является наличие в молодых зеленокаменных поясах супракрустальных толщ, несогласно перекрывающих более древние гранито-гнейсы. Однако для большей части комплексов такие соотношения отсутствуют и косвенными указаниями на существование сиалического фундамента служат: 1) редко встречающиеся базальные осадочные горизонты, возможно, возникшие за счет размыва гранитоидов; 2) тип разреза коры; 3) наличие известково-щелочных вулканитов, геохимическая характеристика которых свидетельствует о подъеме магм сквозь континентальную кору; 4) разрыв во времени между вулканизмом и метаморфизмом, позволяющий предполагать существование континентальной коры как термального буфера. Рассматриваемая ниже модель предполагает, что зеленокаменные пояса формировались на сиалической коре. Широко проявленная

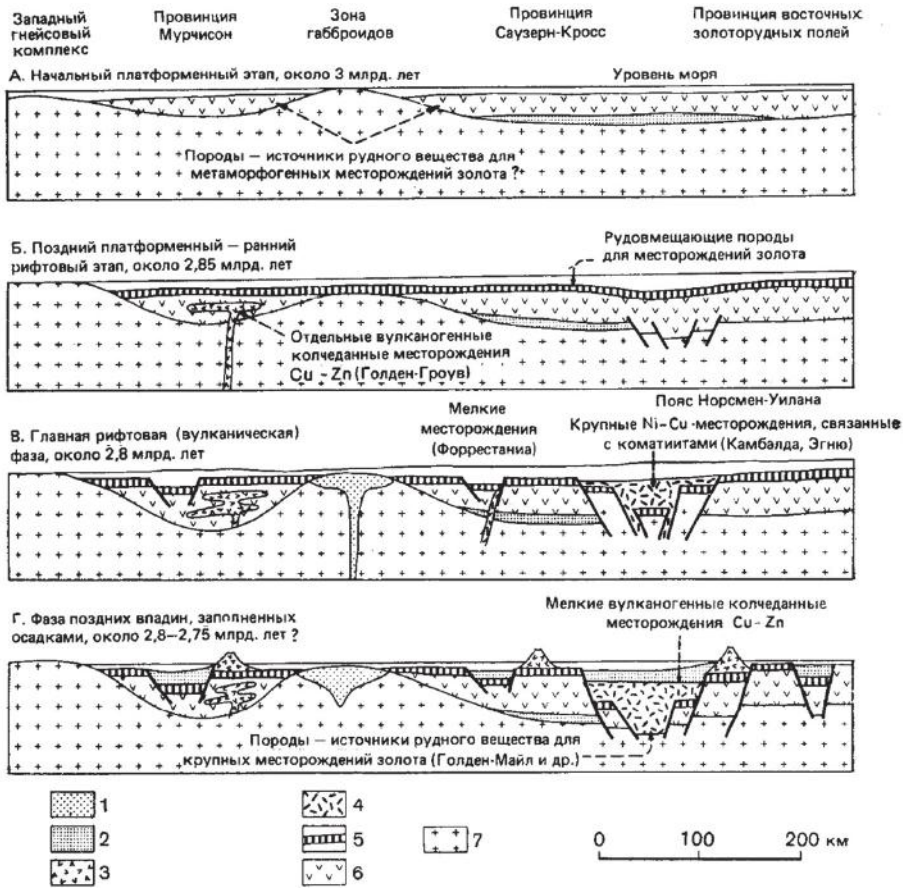


Рис. 42. История развития зеленокаменных бассейнов на примере блока Йилгарн [Гровс, Бэтт, 1987]

Последовательность событий основана на геохронологических данных, носящих предварительный характер. Чтобы показать соотношения внутри зеленокаменных поясов, вертикальный масштаб увеличен. Горизонтальный масштаб приблизительный. 1 – габброиды; 2 – обломочные отложения; 3 – кислые вулканы; 4 – зеленокаменные породы (характерны коматиты); 5 – толщи с широким развитием железистых кварцитов; 6 – зеленокаменные породы платформенной фазы; 7 – гранитный фундамент

латеральная непрерывность нижних вулканических толщ с преобладанием базальтов, а также отсутствие орогенных осадков свидетельствуют о том, что ранние зеленокаменные породы формировались в пределах обширных бассейнов или платформ с ровным или отрицательным рельефом в краевых частях, которые развивались в обстановке тектонического растяжения. Наиболее соответствующей этим условиям может служить модель, предполагающая раннее региональное сводообразование и заложение разрывов в уже существовавшей относительно жесткой сиалической коре над рас-

ходящимися зонами конвективных ячей в мантии. Базальты и менее распространенные кислые вулканиды образуют толщи мощностью несколько километров; коматиты, как правило, развиты слабо.

Характер осадочных прослоев между вулканическими потоками указывает на то, что на древних площадях (3,5–3,3 млрд лет) осадконакопление происходило примерно на базовом уровне, т. е. вблизи границы между гидросферой и атмосферой, причем скорость накопления осадков компенсировалась скоростью погружения. В молодых регионах (3,0–2,7 млрд лет) зеленокаменные породы платформенной фазы обнаруживают сходство с более древними аналогами, за исключением того, что формирование пород происходило в более глубоководных условиях.

Различия в обстановке накопления пород оказывают большое влияние на относительную распространенность металлогенических ассоциаций, связанных с платформенной фазой молодых и древних зеленокаменных поясов. Например, вулканогенные колчеданные месторождения меди и цинка развиваются и сохраняются главным образом в глубоководных условиях, характерных для молодых поясов, а субвулканические медно-молибденовые месторождения, сформированные на более высоких уровнях, типичны для субаэральной и мелководной обстановок древних поясов. Месторождения сульфатов также сосредоточены в древних зеленокаменных поясах.

Синвулканические металлогенические ассоциации слабо развиты в связи с древними и более молодыми зеленокаменными прогибами. Исключением могут быть месторождения Форрестания в блоке Йилгарн, ассоциирующиеся с интрузивными телами дунитов. Они размещены в узкой линейной зоне, к которой приурочены также золоторудные месторождения в вулканидах и железистых кварцитах. Соотношения таких зон с ранними зеленокаменными породами не ясны; не исключено, что эти зоны связаны с наложенными процессами. Такое же положение, возможно, занимают бедные медно-никелевые месторождения Зимбабве, которые ассоциируются с коматитами и развиты преимущественно в самых молодых зеленокаменных толщах, залегающих стратиграфически выше железистых кварцитов большой мощности.

Завершение формирования как молодых, так и древних зеленокаменных поясов отмечено массовым образованием железистых кварцитов, что могло быть связано с усилением гидротермальной деятельности на начальной стадии, знаменующей новую фазу развития зеленокаменных поясов (рис. 43).

Более молодые зеленокаменные породы представлены в гранитоидно-зеленокаменных поясах разного возраста с неодинаковой полнотой (рис. 43). Однако в том и в другом случаях речь идет о развитии линейных прогибов или грабенов, синтетектоническом вулканизме и осадконакоплении, которые отражают активизацию или усиление растяжения коры фазы (рис. 43).

Для древних гранитоидно-зеленокаменных поясов характерны грабены, в которых формировались преимущественно троговые осадки. Объем вулканидов, приуроченных к нижним частям разрезов, невелик. Главная

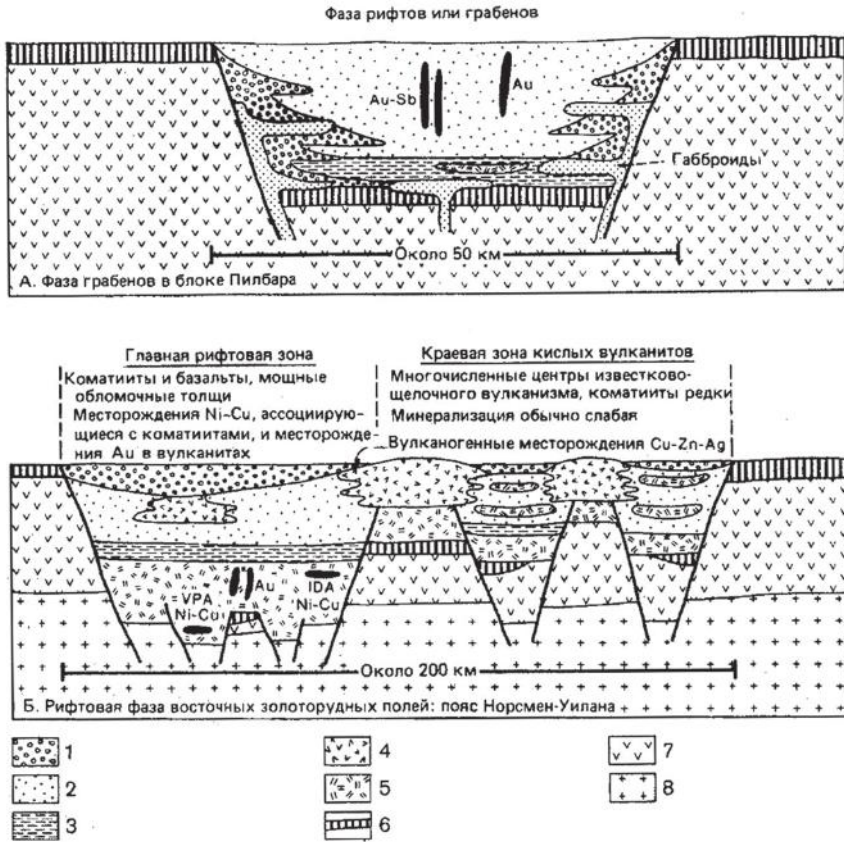


Рис. 43. Различия между зеленокаменными породами в древних и молодых гранитоидно-зеленокаменных поясах на примере блоков Пилбара и Йилгарн, Западно-Австралийский щит [Гровс, Бэтт, 1987]

Чтобы показать соотношения внутри зеленокаменных поясов, вертикальный масштаб увеличен. 1 – преимущественно конгломераты; 2 – преимущественно турбидиты; 3 – преимущественно глинистые сланцы; 4 – кислые вулканиты; 5 – коматииты и базальты; 6 – осадочные породы с железистыми кварцитами, вулканиты; 7 – базальты платформенной фазы и осадочные породы; 8 – породы фундамента

металлогеническая ассоциация представлена жилами с минерализацией Au + Sb + As, залегающими в осадочных породах. Интенсивность оруденения может зависеть от наличия источников металлов (коматиитов, внутриформационных осадков, содержащих сульфиды) среди подстилающих образований, а также от последующей тектонотермальной истории.

В молодых гранитоидно-зеленокаменных поясах зеленокаменные породы, вероятно, отражают усиление растяжения и утонение коры по сравнению с более древними комплексами. Утонение коры и появление трещин растяжения способствовали излиянию мощных толщ коматиитов, в нижних

частях которых формируется медно-никелевая минерализация. К крупным зонам разрывов могут быть также приурочены центры кислого вулканизма, которые по латерали фациально резко сменяются вулканогенно-обмоточными толщами турбидитов. Сопряженное быстрое погружение приводит к заложению глубоководных бассейнов, которые служат благоприятным местом для образования и сохранения вулканогенных колчеданных месторождений, а также для быстрого захоронения и сохранения легкоизвлекаемого золота в вулканических породах, представляющих собой источник металла для метаморфогенных золотосодержащих рудоносных флюидов.

Выводы о соотношениях между металлогеническими ассоциациями и фазами развития зеленокаменных поясов, по мнению Д. И. Гровса и У. И. Бэтта, не зависят от решения этих проблем и от того, чем обусловлены деформации: внутренними причинами или влиянием внешних факторов, например сближением континентов. Главная неясность, вытекающая из модели этих авторов, в том, что более древние зеленокаменные породы оказываются сформированными в более стабильных условиях, чем молодые, а это противоречит теоретическим представлениям о большей тектонической активности на ранних этапах. Установленная тенденция развития может, однако, иметь большее отношение к изменению мощности, степени дифференциации и термальных условий в коре, на которой формировались зеленокаменные пояса, чем к изменению тектонического режима. Независимо от этих рассуждений основной вывод сводится к тому, что главным фактором, определившим четко выраженный максимум металлогенеза в архейских зеленокаменных поясах, было активное растяжение и утонение коры с образованием быстро погружающихся вулканических и активных глубоководных рифтовых зон, возникших около 2,8 млрд лет назад.

Перед характеристикой осадочных железистых кварцитов зеленокаменных прогибов резюмируем сведения по металлогении зеленокаменных прогибов в целом, приведенные по данным Д. И. Гровса и У. И. Бэтта. Несмотря на «древность» приведенных данных, автору ко времени работы не были известны более обстоятельные обзоры по этой теме. В металлогеническом отношении кажется вполне реальной связь между данными С. Суна [1987] о том, что более древние зеленокаменные прогибы и их ультраосновные вулканы относятся к категории Al-деплетированных и они сравнительно менее продуктивны, чем более молодые вулканы — коматиты, которые относятся к Al-недеплетированным вулканитам, и они же являются более продуктивными в металлогеническом отношении. Детально этот вопрос не исследован, но выявляющаяся связь состава вулканических пород и их металлогенической продуктивности может представлять определенный интерес.

Ранее уже отмечалось, что «непременным» членом разреза осадочного комплекса зеленокаменных прогибов — интракратонных впадин являются полосчатые железистые кварциты (ПЖК), генезис которых обсуждается в течение продолжительного времени. Наиболее обстоятельную характеристику их возможного происхождения в отечественной геологической

литературе представил Ю. П. Мельник [1986], по мнению которого типичные ПЖК — это железисто-кремнистые осадки, отложение которых характерно только для докембрия и практически прекратилось в последующие геологические эпохи. Образование этих пород отражает определенный этап в необратимом процессе эволюции земной коры, атмосферы, гидросферы и биосферы. Не исключено, что простейшие организмы непосредственно взаимодействовали с ионами Fe^{2+} , вызывая окисление и осаждение железа в форме гидроксида или гидромагнетита. Простейшие растения (типа сине-зеленых водорослей), остатки которых в последнее время обнаружены также в метаморфизованных породах древнейших ПЖК, по-видимому, появились еще в раннем архее с бескислородной атмосферой, содержащей аммиак и метан. Развитие углекислой атмосферы и осаждение оксидного железа, вероятно, были непосредственно или косвенно связаны между собой. Есть основания предполагать, что значительные колонии фитопланктона развивались в ограниченных участках древних водоемов, на определенной глубине, контролируемой толщиной слоя воды, защищавшего организмы от ультрафиолетовой радиации, и на оптимальном удалении от береговой линии. Периодически «всплески» интенсивного «цветения» фитопланктона в условиях докембрия вели не к отдаче продуцированного кислорода в атмосферу, а к окислению Fe^{2+} до Fe^{3+} непосредственно в толще воды и последующему осаждению практически нерастворимого гидроксида; образование магнетита при этом не имело большого значения. Циклическое (сезонное) осаждение соединений железа в сравнительно мелководных бассейнах на фоне непрерывно протекавшего осаждения аморфного кремнезема объясняет природу полосчатости и разнообразие текстур, структур и минеральных ассоциаций ПЖК.

Относительное подтверждение модели образования ПЖК, предложенной Ю. П. Мельником, приводится в недавно опубликованной работе Д. Фортин и С. Ленгли (Fortin, Langley, 2005), которые сообщили о том, что поверхностные слои осадков, накапливающихся вблизи зоны эксталяционных процессов около гидротермальных жил в мелководных условиях о-ва Санторин, содержат «аномальные концентрации» (35–40%) железа по сравнению с осадками шельфа (около 2,7%). Микроскопическое изучение «аномальных» осадков показало, что они практически исключительно состоят из бактериальных скоплений и некристаллических частиц окислов и гидроокислов железа. Окисление железа связано с микроаэрофильными бактериями (*Galionella* или им подобными), растущими в водных условиях с ограниченным содержанием кислорода и могут быть сопоставлены с условиями накопления железа в BIF.

Де Вит и др. (de Wit et al., 1982) анализируют проблему происхождения ПЖК в раннеархейском прогибе Барбертон, одном из древнейших (~ 3,3–3,5 млрд лет) хорошо сохранившихся поясов. Стратиграфия этого пояса представлена группой Свазиленд; в основании этой супергруппы располагается существенно базальт-коматиитовая группа Онвервахт, которая перекрывается преобладающе осадочными группами Фиг-Три и Мудис. Осадочная серия содержит базальные единицы зеленых и черных кварцитов,

перекрываемых часто железистыми осадками (красные сланцы) и полосчатой железорудной формацией (ПЖК).

В группе Фиг-Три выявлены железорудные «трубки» диаметром от 20 до 50 м и длиной от 100 до 200 м. Породы в обрамлении железорудных трубок местами рассекаются кварц-магнетитовыми жилами и дайками. По отношению к вмещающим породам породы трубок обогащены Fe, Mn, Cu и Ni. Золото обнаружено в трубках (0,1–0,2 ppm). В нижней части трубок присутствуют гетит, магнетит, кварц, немного пирита и гематита; к верхней части возрастает количество крупных псевдоморфоз кварца по карбонату. Стратиграфически выше, а также по простиранию эти трубки переходят в тонкополосчатые оксидные фации ПЖК и/или железистых сланцев. Окружающие трубки железистые осадки, иногда серпентиниты, интенсивно силифицированы — превращены в гомогенные темно-серые и менее обычные светло-зеленые кварциты. В самой нижней части трубок жилы магнетита образуют штокверк (корневая часть), который питает вышележащие массивные железорудные концентрации в виде трубок и каналов, которые в свою очередь диспергируются в окружающих и перекрывающих тонкополосчатых кремнистых железистых осадках.

Де Ронде и др. [de Ronde et al., 1997] изучили состав газовой-жидких включений в минералах железорудных трубок, которые, по их мнению, формировались в результате взаимодействия глубинных флюидов и водного бассейна, что позволило оценить параметры и глубинных флюидов, и водного бассейна. Температура гидротерм 100–110 или в интервале 120–150 °С. Максимальная температура воды в водном бассейне 40 °С. По отношению к газовой-жидким включениям современных глубинных океанских гидротермальных систем во включениях железорудных трубок во много раз повышены количества NH₄, N₂, J, Br. Минимальная глубина водной колонны, покрывавшей трубки, составляла около 60 м. Глубина водного бассейна 980 м, а состав воды характеризуется значительно повышенными количествами J, NH₄, Ca, Sr по сравнению с водой современного океана.

Биогенные образования в тонкозернистых карбонатных породах предположительно вмещают органический материал в виде водорослевых матов. В группе Кромберг установлены микрофоссилии, сопоставимые с теми, что обнаружены в более молодых докембрийских строматолитовых ассоциациях. Мьюи и Грант (1976) предположили, что эти микроскопические формы представляют остатки сине-зеленых водорослей, которые росли в фотической зоне. Шопф и Вальтер (1980) также предположили биогенную природу этих образований. В зеленокаменном поясе Барбертон стратиформное золотое оруденение, ассоциированное с сульфидами, присутствует в литологических ассоциациях, подобных тем, что окружают железорудные трубки. Важным процессом, сопровождающим оруденение является силификация — ведущий тип метасоматизма. О синхронности разнотипного оруденения свидетельствуют радиологические данные: Rb-Sr возраст горизонта Миддл Маркер, контролирующего стратиформное золотое оруденение, — 3,36 млрд лет; тот же возраст 3,36 млрд лет (Pb-Pb) имеют

породы, вмещающие биогенные структуры, ассоциированные с железорудными трубками.

По мнению Ф. Весталла (Westall, 2004), поверхность Земли во время (3,5–3,3 млрд лет) формирования зеленокаменных провинций (Пилбара Австралии и Барбертон Южной Африки) была горячей, интенсивно подвергавшейся гидротермальным процессам, существенно бескислородной (атмосфера в основном CO_2). Земля в это же время бомбардировалась плотным потоком метеоритов. Пилбара и Барбертон характеризовались условиями мелководных субаэральных бассейнов. РН океанов был слабокислым. Гидротермальная активность была важным элементом, определявшим существование микробиальных матов, ассоциированных прямо с этими участками гидротермальной активности. Поверхность вулканокластических осадков на малых глубинах покрывалась микробиальными матами, образованными небольшими (< 1 мк) микроорганизмами, включающими фиалменты, коккоиды, короткие «палки» и виброиды. Значительные количества вулканокластического материала – готовый источник энергии и углерода для большинства термофильных литотрофов. Аноксигенный фотосинтез подтверждается морфологией микроорганизмов и минералогией микробиальных матов. Микроорганизмы и маты были фоссилизированы флюидами, обогащенными кремнием или другими компонентами, выделившимися из морской воды. В процессы фоссилизации вовлекались также карбонат кальция, барит, сидерит и окислы железа. Микрофоссилии в этих осадках с возрастом 3,5 млрд лет показывают те же особенности, что и прокариоты. Имеются указания на наличие жизни в породах пояса Исуа (Гренландия) с возрастом > 3,75 млрд лет. В другой работе Ф. Весталл и др. (Westall, de Wit, Dann et al., 2001) считают необходимым обсудить вопрос о сохранности наиболее ранних остатков жизни на Земле и время ее образования. Несмотря на ее экзогенное или эндогенное образование, имеется определенное число начальных условий, необходимых для поддержания жизни, таких как достаточно низкая температура для накопления и существования воды, наличие форм жизни, способных выдержать стерилизующие условия импактных событий. Установлено (Russel, Hall, 1997) существование поверхностной воды с температурой 90 °С во время 4,1–4,2 млрд лет. Несмотря на то что главные импактные события приурочены ко времени 3,9 млрд лет, жизнь может появиться в любое время после 4,2 млрд лет, хотя она могла уничтожаться и возрождаться вновь после импактных событий. Существовали наиболее обоснованные предположения о том, что жизнь должна существовать (или образовываться) в сравнительно защищенных условиях глубоководных жил (Book, Goode, 1996). Наиболее ранние свидетельства существования жизни на Земле получены из результатов изотопных измерений углерода в раннеархейских супракрустальных породах пояса Исуа Западной Гренландии. Предполагалось, что фракционирование углерода живыми организмами имело место во время древнее 3,8 млрд лет. Несмотря на то что подобные биопленкам (biofilms) структуры были обнаружены в сильнометаморфизованных породах пояса Исуа, шли дебаты о том, являются ли эти образования био-

генными или абиогенными. Хорошо сохранившиеся осадки раннего архея (3,5–3,2 млрд лет) системы Свазиленд Восточного Трансваала Южной Африки позволили изучить в них микроокаменелости, микрофоссилии. Древнейшая группа Онвервахт мафитов и ультрамафитов перекрывается пирокластическими и эпикластическими осадками группы Фиг-Три, перекрываемой песчаниками и алевритами группы Мудис. Группа Фиг-Три характеризуется мелководными условиями образования. Окремненные осадки и вулканиты, как и железорудные трубки (pods), — предполагаемые древние жилы и полосчатые железорудные формации, относятся к проявлениям гидротермальной активности и воздействию флюидов на породы [de Ronde et al., 1997]. Это согласуется с результатами геохимических исследований, которые показали, что циркуляция гидротерм и эвапоритовых рассолов через вулканические породы происходила в условиях средних температур ≤ 220 °С. Прекрасная сохранность пород определила большое количество исследований углеродистых микрофоссилий особо в кремнях групп Онвервахт и Фиг-Три. Напыленные углеродом реплики травленных поверхностей кремней Фиг-Три показали присутствие в них коротких палкообразных (rod-shaped) структур размером менее 0,75 мк, интерпретированных как фоссилифицированные бактерии (в дальнейшем термин «бактерия» используется как термин прокариота или архея), также как скрученные, волокновидные филаменты до 10 мк длиной, пересекающие границы зерен (Barghoorn, 1971). Другие методы исследований — сканирующий электронный микроскоп (SEM), изучение травленных кислотой пород методом трансмиссионной электронной микроскопии (TEM), кислотная мацерация кремней — позволили выявить в них нитевидные образования полосы, частично пустотелые. Были описаны также сферы размером порядка десятков микрометров, интерпретируемые как водорослевые или одноклеточные из углеродистых полосчатых кремней группы Онвервахт и Фиг-Три. Однако органическое происхождение ряда таких структур оспаривалось (Shopt, Walter, 1983), хотя признавалось за небольшими сфероидными (несколько микрон) и децимикровметровыми узкими несортированными нитевидными образованиями. Авторы, используя технику травления плавиковой кислотой, переизучили серию образцов группы Онвервахт, ориентируясь на размер современных бактерий (~ 1 микрон, микрометр) и пытаясь связать фоссилии с условиями отложения и/или гидротермальной активностью. Показано, что осторожное травление в сочетаниях со сканирующим электронным микроскопом — хороший метод изучения микрофоссилий. Описаны бактериоморфные структуры и показано, что в условиях их обитания были мелководные субаэральные условия, сопровождаемые гидротермальными процессами. Выделен (Westall, 1999) ряд разнообразных по форме образований, возможно, представляющих собой фоссилифицированные бактерии или явления, ассоциированные с бактериями, на основании морфоанализа современных бактерий и типов их фоссилизации. Современные бактерии небольших размеров (~ 2 мкм, хотя цианобактерии обычно крупнее); со специфической морфологией (округлые, палковидные, искривленные или спиральные), с клеточной

сложностью (клетки подразделяются на одно, два или три измерения), присутствуют в виде колоний, содержащих миллионы индивидуумов, хотя могут быть и небольшие. Колонии могут представлять сообщество более чем одного вида с очень похожими формами и очертаниями и небольшими вариациями в размерах. Другая устойчивая характеристика бактерий — структура внешних поверхностей — стенок организма, которая может быть «вспухшей» или сморщенной. Последнее указывает на то, что организм находится в осмотическом неравновесии с непосредственным окружением.

Фоссилизация бактерий учитывает экспериментальные работы (Westall et al., 1995), которые показали, что стенки бактериальной клетки, как цитоплазма и экстрацеллюлярная полисахаридная субстанция (EPS), производимая бактериями, действуют как участки нуклеации минерализации, приводящие к полному замещению органической ячейки минеральной «отливкой» организма. Органический материал бактерии деградирует и, как показывает микроскопия, исчезает по мере замещения организма минералом. Это замещение произведено не только экспериментально, но видно также и в породной летописи. Например, пиритизированные бактерии описаны из мезопротерозойских отложений Австралии (Ochler, 1977), карбонатные отложения неопротерозоя Шпицбергена (Kholh et al., 1991), сидеритизированные и фосфатизированные бактерии известны в эоценовых озерных отложениях юга Германии (Liebeg et al., 1996), кремненые бактерии описаны из раннемиоценовых глубоководных отложений юга Атлантики (Westall, 1994) и кальцифицированные бактерии из осадков с возрастом 70 000 лет в море Росса Антарктиды (Parbiero et al., 2000). Фоссилизация бактерий показывает, что большинство их морфологических особенностей может быть сохранено: размер, морфология, клеточная структура, колониальное распределение и структура стенок клетки. Полевыми работами доказано, что кварциты (cherts) переслаиваются с подушечными базальтами. Это говорит о субаквальных условиях экструзии базальтов и о глубине воды > 900 м, что также постулируется для железорудных трубок (морские жилы) [de Ronde et al., 1997]. Однако имеются и другие данные, свидетельствующие о мелководных, а иногда и субаэральных условиях их образования (Paris et al., 1985), в том числе и трещины («усыхание») в биопленках в ассоциации с эвапоритовыми минералами — гипсом, кальцитом и галитом. Гидротермальное преобразование фиксируется силификацией пород. Турмалин, часто присутствующий вместе с вероятными окаменелыми бактериями, образовал гидротермальными флюидами содержащий эвапоритовый бор (Byerly, Palmer, 1991). Силификация происходила в условиях воздействия на субстрат низкотемпературных гидротермальных флюидов (≤ 220 °C) [de Ronde et al., 1997]. Силификация не является деструктивным процессом, о чем свидетельствует сохранность тонких структурных деталей пород в коккоидальных бактериях с псевдоморфными кристаллами кальцита и арагонита.

Масс-спектрометрия и δ^{13} C анализ органического углерода в углеродистых сланцах и железорудных трубках (массивные сульфиды) из «мо-

лодых» 3,2 млрд лет пород группы Фиг Три документируют наличие в них бактерий и фотосинтетических и гипертермальных хемоавтотропных условий. Величины $\delta^{13}\text{C}$ 27,0–30,2% установлены для гидротермальных кремней, локализующихся выше стратиграфически железорудных трубок, и свидетельствуют о наличии фотосинтезирующих организмов и биоты, ассоциированной с кварцитами Онвервахт. Отмечая временную сближенность группы Онвервахт из Африки и группы Пилбара Западной Австралии, авторы [de Ronde et al., 1997] указывают на находку в последних пленочных и коккоидных бактериоморфных структур в группе Варравуна. Многие пленочные формы были сопоставлены с современными септатными и несептатными бактериями, некоторые с цианобактериями. Присутствие строматолитовых структур и в Пилбаре, и в Свазиленде свидетельствует о существовании в них цианобактерий, участвовавших в создании таких биогенных явлений (Krumbein, 1983). Данные по группам Свазиленд и Пилбара показывают широкую изменчивость возможных микрофоссилий в раннем архее — от небольших коккоидных и бациллярных к «большим» пленочным фоссилиям, некоторые из них имеют особенности цианобактерий. Условия, в которых жила эта микробиота широко варьировали: малоглубоководные строматолитовые и эвапоритовые, гидротермальные, и наконец, пелагические.

Рассматривая вопрос происхождения гидротермальных и метасоматических явлений, ассоциированных с ПЖК и импактными сферулами, следует еще раз подчеркнуть, что с ареалами гидротермально-метасоматических процессов ассоциированы термофильные бактериальные маты, бактериальные пленки в существенно кремнистых образованиях и строматолиты в карбонатных отложениях. Можно полагать, что возможной причиной возникновения и существования ареалов первичной примитивной бактериальной биоты могли быть ареалы проявления гидротермально-метасоматических процессов. Таким образом, условия возникновения и сохранения биогенных систем могли сохраняться только в субповерхностных гидротермальных системах. Каждое импактное событие генерировало центральное поднятие, импактную линзу расплавов и импактные расплавленные брекчии. Брекчии являлись проводниками дегазации и благоприятными местами для возникновения гидротермальных флюидов. Центральное поднятие и линза расплавов могли образовывать значительную по размерам систему циркуляции. Наблюдения над молодыми кратерами показывают, что импактно генерированные гидротермальные системы могут достигать размера диаметра кратера и простираются на глубину несколько километров. Большие регионы подобного происхождения, по мнению Д. Кринга, будут обладать благоприятными условиями для термо- и гипертермофильной жизни, особо в близповерхностных условиях возникновения термофильного домена. Когда кратеры были субаэрально обнажены, гидротермальные системы могли представлять собой жильные грязевые вулканы, горячие источники и гейзеры, подобные таковым в современных вулканических областях. Они же посредством нижележащих брекчий или разломов формировались в течение модификационной стадии становления

кратера. Когда кратер заполнялся свежей водой озер или морских трансгрессий, система становилась субаквально жильной, подобно системам в озерах вулканических кратеров и глубоководных морских жил. Таким образом, считает Д. Кринг, импактно генерированные гидротермальные системы могли покрывать большую часть земной поверхности в течение перехода от катархея к архею.

Весьма показательно, что юбилейный 100-й том такого авторитетного издания, как «Economic Geology» (2005. N3) открывается статьей «On Hydrothermal Convection Systems and the Emergence of Life», в которой обстоятельно рассматривается, как подводные гидротермальные системы могли способствовать возникновению жизни в ранней истории Земли. Комментарий этой важной, в некотором смысле основополагающей статьи занял бы много места, поэтому настоятельно рекомендую заинтересованному читателю обратиться к оригиналу.

В раннем докембрии в условиях мелководных бассейнов при активном участии импактно генерированных гидротермальных систем и бактериальной биоты происходит формирование стратиформного сульфидного, золотого оруденения (Барбертон) и полосчатых железорудных кварцитов (Гренландия, Канада, Южная Африка, Австралия). Такие рудные формации и, в частности ПЖК, практически исчезают на переломном рубеже 2,5 млрд лет, еще раз свидетельствуя о знаковой роли этого рубежа и импактных процессов в био- и рудогенезе ранней Земли. Пространственная ассоциация бактериальных матов и бактерий с импактными сферами, а также пространственная ассоциированность горизонтов импактных сферул с толщами ПЖК позволяют предполагать их возможное возрождение вновь и вновь после каждого из последующих импактных событий, интенсивность и экстенсивность которых, скорее всего, ослабевает во времени.

На примере металлогении рассматриваемого временного интервала целесообразно проанализировать совокупные особенности геологического (тектонического) и металлогенического развития раннего докембрия (дорифея) на основе материалов «Геолого-минералогической карты Мира» (2000) и томов Энциклопедического справочника «Планета Земля»: «Тектоника и геодинамика» (2000) и «Минералогия» (2008) и используя фундаментальную работу П. Лазнички «Эмпирическая металлогения докембрия» [Laznicka, 1993]. В названии работы подчеркивается ее эмпирический характер. П. Лазничка выделил ряд периодов (в млрд лет), которые охватывают рассматриваемый нами временной интервал: более чем 3,6–3,3; 3,2–3,1; 3,0–2,9; 2,8–2,6. Выделенные по совокупности литолого-петрографических и металлогенических характеристик временные интервалы частично совпадают с максимумами, установленными Ю. Д. Пушкаревым [1990] на временной геоисторической шкале (млрд лет): 3,6; 2,6. В соответствии с приведенными данными, статистическими геохронологическими (Ю. Д. Пушкарев) и существенно литолого-петрографическими и металлогеническими (П. Лазничка), выявляется совпадение определенных временных интервалов и максимумов на временной шкале. Как будет показано далее, подобные максимумы — геохронологические и металлогени-

ческие — являются выражением событий образования полигенного, а также полихронного преобразования вполне определенных литолого-петрографических ассоциаций раннего докембрия. Выраженность таких событий на временной шкале, интерпретируемая как цикличность, является во многом статистической, но не геологической в силу того, что близкосоизременные события по-разному проявлены в пределах разных регионов. Синхронными и петрологически, и металлогенически могут быть разные события: полиметаморфические преобразования эндробит-гранулитовых и серогнейсовых ассоциаций в одном регионе, формирование гранит-зеленокаменных областей, осадочных бассейнов и мафит-ультрамафитовых ассоциаций в другом или становление этих ассоциаций, пространственно разобщенных, в пределах одного региона. Все это указывает не на временную синхронность и цикличность событий, а скорее на их асинхронность, подчеркиваемую тем, что «однотипные» петрологически и металлогенически события происходят в разное время в различных местах. Понятие «однотипные» не совсем точно, так как выявленные месторождения отличаются от сходных месторождений определенными составом и строением, что во многом обусловлено региональными — провинциальными особенностями рудообразующих процессов и субстрата и теми особенностями тектонического режима, в условиях которого происходит формирование месторождения. Эти особенности будут далее проиллюстрированы на примере ряда месторождений, ассоциированных с зеленокаменными прогибами.

Таким образом, еще на ранних стадиях развития Земли в определенные промежутки времени выявляются глобальные «зоны молчания» — стабильные зоны, не охваченные ремобилизацией. Это относится, в частности, к группе тоналит-трондьемит-гнейсовых ассоциаций с возрастом 3,4–3,3 млрд лет, сформированных (ремобилизованных) только в пределах Индостанского щита (Дарвар, Сингхбум) и не установленных в пределах щитов остальных континентов — время панглобальной относительной стабильности. Кроме древнейших тоналит-трондьемит-гнейсовых ассоциаций (3,8–3,6 млрд лет), синхронно с другой подобной группой (3,6–3,5 — 3,4–3,3 млрд лет) формируются первые в истории Земли древнейшие гранит-зеленокаменные области (ГЗО), совпадая в отдельных щитах (Австралия — 3,6–3,5 со временем образования (преобразования?)) с тоналит-трондьемит-гнейсовыми ассоциациями. В ряде щитов ГЗО формируются, не совпадая со временем становления (или преобразования) тоналит-трондьемит-гнейсовых ассоциаций. Так, в период глобальной стабильности 3,4–3,3 млрд лет в щитах Южной Африки и только здесь формируются ГЗО (Каапваальский — 3,5–3,3 млрд лет). Подобного возраста ГЗО не выявлены в щитах других, кроме Южной Африки, континентов. Здесь же древнейшие тоналит-трондьемит-гнейсовые ассоциации (3,5–3,5 млрд лет) сопровождаются формированием ГЗО (Зимбабве — 3,6 млрд лет). Тоналит-трондьемит-гнейсовые ассоциации этого времени (3,6 млрд лет) не установлены в щите Йилгарн Австралии, но древнейшие ГЗО имеются здесь же в щите Пилбара. Примечательно, что ГЗО этого времени не установлены в пределах щитов других континентов (Северной и Южной Америки,

Евразии, Индии). Таким образом, в раннем докембрии предварительно выявляется принцип синхронности и асинхронности событий образования или преобразования тоналит-трондьемит-гнейсовых ассоциаций и формирования разновозрастных ГЗО.

Касательно металлогении тоналит-трондьемит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных комплексов в древнейшем временном интервале 3,8–3,3 млрд лет, для ТТГ не известны какие-либо присущие им виды полезных ископаемых, в противовес чему ГЗО (зеленокаменные прогибы) — одни из богатейших рудных провинций: золото и золото-сурьмяные месторождения в зонах рассланцевания (Барбертон, Южная Африка; Мурчисон Рендж); Ni-Cu сульфидные месторождения (Шуругви, Южная Африка). Синхронные ГЗО, но пространственно обособленные в интервале 3,4–3,3 млрд лет в Ангольском щите Западной Африки, в анортозитах комплекса Кунене, известны титан-магнетитовые месторождения. В случае ГЗО не всегда ясно синхронно ли оруденение, в частности «золото в зонах рассланцевания», возрасту субстрата. Нет сомнения в синхронности формирования этих областей и Ni-Cu сульфидных месторождений, а также древнейших (3,6–3,5 млрд лет) месторождений полосчатых железистых кварцитов (Пилбара, Австралия, Маунт-Голдворт).

В последующем возрастном интервале (3,2–3,1 млрд лет) «парные» ассоциации синхронных тоналит-трондьемит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных комплексов отмечаются в подвижном поясе Лимпопо с месторождениями золота зон рассланцевания. ГЗО щита Сингхбум Индии не имеют возрастного аналога среди тоналит-трондьемит-гнейсовых комплексов. Комплексы этого возраста установлены в провинции Черчилл (Канада) в массиве Сан-Франсиску (Южная Америка) и в Западно-Африканском щите. У перечисленных комплексов не известно в пределах этих структур синхронных им ГЗО. По-прежнему, как и в предыдущих временных интервалах, в связи с тоналит-трондьемит-гнейсовыми комплексами не установлено каких-либо полезных ископаемых, сосредоточенных исключительно в пределах ГЗО. В щите Сингхбум Индии в зеленокаменных комплексах известны месторождения полосчатых железистых кварцитов (ПЖК) (Нерамунда, Джида), последнее стратиформное обогащено марганцем, а также медно-урановые в зонах рассланцевания (Ракха); с теми же зонами рассланцевания в таких комплексах пояса Лимпопо известно месторождение золота (Ренко). С гранит-зеленокаменными областями в пределах пояса Лимпопо (Южная Африка) и щита Сингхбум (Индия) распространены (как и во временном интервале 3,4–3,3 млрд лет) ультрамафит-мафит-анортозитовые комплексы, с которыми ассоциировано Ni-Co сульфидное оруденение (Селеби) в поясе Лимпопо и Сукинда в щите Сингхбум, а также хромититы в расслоенном мафитовом комплексе Южной Индии (Ситтампунда).

Интервал 3,0–2,9 млрд лет характеризуется более широким разнообразием ассоциаций тоналит-трондьемит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных комплексов. ТТГ распространены довольно широко — Северная Америка, Евразия, Мадагаскар; не установлены в Австралии, Южной Америке, Аф-

рике, Индии. Таким образом фаза ремобилизации (полиметаморфизма) этого времени глобально проявлена в материках северного полушария и не проявлена в материках южного. Этот факт еще раз демонстрирует глобальную неравномерность проявления эндогенной активности, заключающейся в полиметаморфическом преобразовании (полиметаморфизме) «первичных» древнейших ассоциаций. Распространение ГЗО, как и ассоциаций трондъемит-гнейсовых комплексов, в этом временном интервале глобально неравномерно. ГЗО этого возраста не выявлены в пределах щитов Южной Америки (как и ТТГ), Евразии, Африки и установлены в Канадском щите, в провинции Сьюперитор, где наряду с типовым для предыдущих ГЗО золотым оруденением в зонах рассланцевания (Тиммингс) и ПЖК (Алгома, Вава) устанавливаются ранее не фиксировавшиеся в подобных областях массивные сульфидные руды Fe-Zn-Pb (Кидд-Крик, Норанда), Ni-Co сульфидное оруденение. Среди зеленокаменных областей щита Дарвар «типовым» является месторождения золота зон рассланцевания (Колар), полосчатые железистые кварциты, жильные и массивные руды сульфидов с медью. Месторождения золота в зонах рассланцевания (Калгурли), Ni сульфиды (Камбалда) выявлены в щите Йилгарн Западной Австралии. К этому же временному интервалу могут быть отнесены расслоенные (автономные без распространения базальт-коматиитовых ассоциаций) мафит-ультрамафитовые интрузии Гренландии с хромитами (Фискинассет). Характерно, что П. Лазничка отнес к этому интервалу первый в истории Земли осадочный бассейн Понгола (Южная Африка, 3,06 млрд лет) — кварциты, сланцы, конгломераты с золоторудной минерализацией. Такого рода бассейны широко развиваются в последующем временном интервале 2,8–2,6 млрд лет.

Во время 2,8–2,6 млрд лет практически повсеместно проявлен полиметаморфизм в комплексах ТТГ (за исключением кратонов Индии). Следует обратить внимание на последовательное все более широкое распространение ремобилизации полиметаморфизма в ранних комплексах докембрия. Также полиметаморфизованы чарнокиты, установленные на севере Африки (массив Ифора, Ахаггар-Адрар). Во всех этих случаях в тоналит-трондъемит-гнейсовых комплексах по-прежнему не отмечены какие-либо проявления оруденения. Таким образом, эпоха 2,8–2,6 млрд лет, эпоха глобального проявления эндогенной ремобилизации древнейших тоналит-трондъемит-гнейсовых комплексов и базитов — гранулитов и чарнокитов, не сопровождается, как ранее, образованием каких-либо рудных месторождений. В связи с этим можно предполагать, что в серогнейсовых комплексах и гранулитовых ассоциациях кислого состава и чарнокит-эндербитовых, гранулит-гиперстеновых комплексах малоградиентные и ареально проявленные процессы полиметаморфизма, фиксирующие последовательные этапы их преобразования, не приводили в таких малоградиентных условиях к проявлению рудоконцентрирующих процессов и к формированию какого-либо оруденения.

Одновременно в глобальном смысле «локально» преимущественно в пределах Канадского щита формируется еще одна последовательная гене-

рация ГЗО (2,6–2,7 млрд лет): в провинции Слейв с «типичными» для них видами оруденения — золотом зон рассланцевания (Йеллоунайф) и массивными Cu-Zn сульфидными рудами (Хакгет-ривер). Здесь же синхронно с ГЗО в докембрийской провинции Вайоминг происходит становление расслоенных интрузий (Стиллуотер) с сульфидным Ni-Cu и ЭПГ «рифами». Также «локально» (провинция Сьюпериор, Канада, и кратон Йилгарн, Австралия) (2,7 млрд лет) формируются крупнейшие месторождения никеля и кобальта в результате импактного воздействия на субстрат более древнего зеленокаменного прогиба. 2,7–2,6 и 2,65–2,45 млрд лет — «первые» граниты с редкометалльными пегматитами. Характерно, что на фоне глобальной эндогенной ремобилизации тоналит-грондъемит-гнейсовых комплексов в этих промежутках времени такого процесса не отмечается в щитах Южной Африки. Возможно, что именно с «затишьем» эндогенной активности (2,8–2,3 млрд лет) в Южной Африке формируется гигантский осадочный бассейн Витватерсранд. В его центральной части располагается гранитный купол Вредефорт, образование которого связывается более поздним, чем формирование бассейна, импактным событием. Осадочный бассейн Витватерсранд уникален по времени и условиям формирования и по масштабам ассоциированного с ним золото-уранового оруденения. Здесь весьма примечательна намечающаяся переломная тенденция, в которой «сходятся» глобальный характер полиметаморфизма в раннедокембрийском основании с «локальными» участками, где эти процессы не проявлены, но «замещаются» формированием гранит-зеленокаменных областей, и, что наиболее показательно, синхронны с формированием (первых) осадочных бассейнов (Витватерсранд) с уникальными ресурсами золото-уранового оруденения, генезис которого характеризуется неоднозначно. Осадочный бассейн Витватерсранд — своего рода предтечи формирования на последующем временном интервале осадочных бассейнов (Атабаска, Телон Канадского щита; Онежский прогиб Балтийского щита; Удоканский прогиб Алданского щита и др.), характеризующихся своеобразным и разнообразным оруденением.

Приведем краткую характеристику наиболее представительных по составу, строению и происхождению месторождений, ассоциированных с зеленокаменными прогибами различных возраста и тектонических условий становления [Гровс, Бэтт, 1987]. Начнем с уникального бассейна Витватерсранд и далее перейдем к месторождениям собственно зеленокаменных прогибов.

Наибольший интерес как в научном, так и в практическом металлогеническом отношении представляют, по мнению автора, супракрустальные отложения — прогибы, заложившиеся в рассматриваемом временном интервале, к числу которых могут быть отнесены осадочные бассейны Витватерсранд (Южная Африка), Хаммерсли (Западная Австралия). Их время заложения относительно близко, но металлогенические характеристики и продуктивность различны. Заложение и длительность формирования прогиба (впадины, бассейна) Витватерсранд происходит во временном интервале около 2,7 млрд лет, прогиба Хамерсли 2,8–2,5 млрд лет [Hamilton,

2007]. Тектоническая природа структур подобного типа трактуется по-разному. Уже отмечалось ранее, что имеются предположения об участии импактных процессов в формировании прогиба Хамерсли. В данном случае для нас важно, что эти структуры близкоодновременны, в строении разреза многокилометровой мощности принимают участие как осадочные, так и вулканогенные породы различного состава. Структуры формируются достаточно долго — около 500 млн лет, по существу длительность их становления равна палеозою. Их заложение начинается к концу рассматриваемой стадии (3,6–2,5 млрд лет), а завершение происходит в середине следующей (2,5–1,9 млрд лет). Не вдаваясь в детали состава и строения разрезов этих структур, можно отметить морфологически сходное размещение, но разного оруденения в прогибе Витватерсранд и в типоморфном для следующей временной стадии прогибе Атабаска. И там, и там основные месторождения размещаются по периферии этих структур, но на этом их относительное сходство заканчивается, хотя для обоих прогибов (впадин) «сквозным» является урановое оруденение — основное для впадины Атабаска и не основное, но промышленно значимое для Витватерсранда. В соответствии с представлениями Г. Фриммеля [Frimmel, 2005], последовательные события постседиментационных изменений могут быть выделены в позднеархейском бассейне Витватерсранд. Они варьируются от дотрансваальского метаморфизма погружения (постседиментационных изменений в отечественной терминологии. — Б. Б.) и гидротермальных изменений и связанных с отложением 2,6–2,1 млрд лет осадков супергруппы Трансвааль термического метаморфизма, связанного с 2,06 млрд лет магматическим комплексом бушвельд, и гидротермальных изменений, связанных импактным событием Вредефорт — 2,023 млрд лет. Относительная важность событий меняется локально. Максимальная температура достигается в разных частях бассейна: дотрансваальский метаморфизм наиболее проявлен в северной части, в то время как термальный метаморфизм, связанный с бушвельдом, особенно выражен в нижней части супергруппы Витватерсранд. Геотермометрия по включениям в хлорите в сочетании с газово-жидкими включениями и термодинамическое моделирование равновесных минеральных ассоциаций были применены к силикокластическим породам, чтобы оценить величины палеогеотермических градиентов. Палеопротерозойский градиент в бассейне Витватерсранд составляет 27 °С, км-1. Увеличение градиента до ~40 °С км-1 связывается с внедрением бушвельдского магматического комплекса (рис. 44–48).

Далее приводится краткая характеристика отдельных месторождений Хамерсли и Витватерсранда, описанию которых посвящено большое количество литературы. В данном случае использованы материалы из тома «Минерагения» Энциклопедического справочника «Планета Земля» (2004).

Недавние петрографические исследования золотоносных конгломератов рифов 2,9–2,7 млрд лет Витватерсранда (Gibson, Reimold, 2000) показали, что они испытали многофазную метаморфогенно-гидротермальную историю.

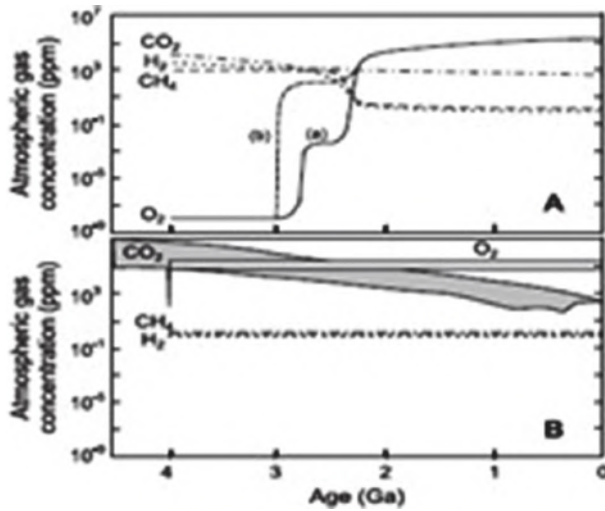


Рис. 44. Контрастирующие модели эволюции химии атмосферы [Frimmel, 2005]

A – модель, привлекающая восстановленную архейскую атмосферу с показом эволюции O_2 ;
 B – модель, вовлекающая окисленную атмосферу

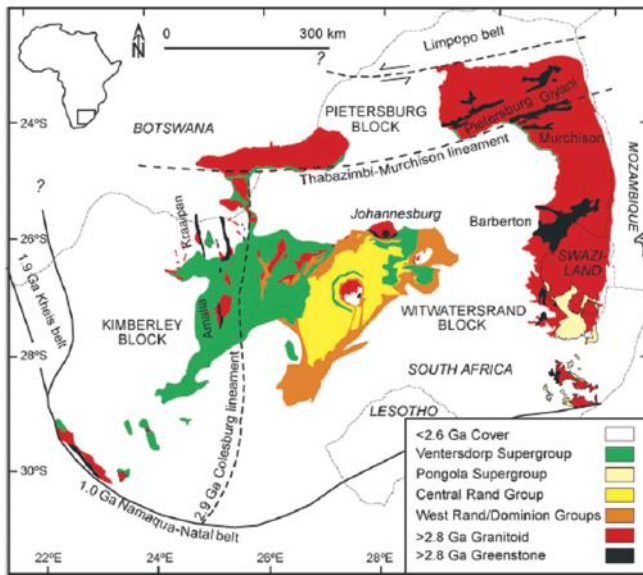


Рис. 45. Распределение основных стратиграфических единиц Каапваальского кратона. Бассейн Витватерсранд представлен группами Западного Ранда, Центрального Ранда; показаны также три коровых блока, объединившихся в кратон в период 2,8 млрд лет [Frimmel, 2005]

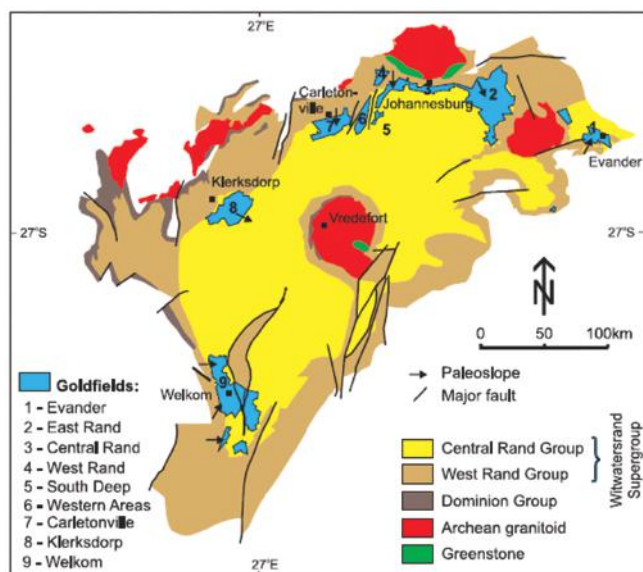


Рис. 46. Упрощенная поверхностная и субповерхностная геологическая карта бассейна Витватерсранд, показывающая размещение архейских гранитоидных куполов, размещение золоторудных полей, главных разломов и направлений палеотечений формирования рифов в группе Центральный Ранд [Frimmel, 2005]

Справа: золоторудные поля: 1 – Эвандер; 2 – Восточный Ранд; 3 – Центральный Ранд; 4 – Западный Ранд; 5 – Южный Диип; 6 – Западная область; 7 – Карлетонвилль; 8 – Клерксдорп; 9 – Велком. Слева: палеосклон; главные разломы; группа Центральный Ранд; группа Западный Ранд; группа Доминион; архейские гранитоиды; зеленокаменные породы

По мнению ряда исследователей, эти метаморфогенно-гидротермальные события ответственны за внедрение золота в водопроницаемые горизонты конгломератов из внешнего по отношению к бассейну источника (эпигенетическая модель). Другие исследователи предпочитают модель модифицированно-россыпную, в соответствии с которой гидротермальные флюиды, произведенные из пород бассейна при их метаморфизме мигрируют через рифы и приводят к растворению и переотложению детритовых частиц золота. Несмотря на противоречивые представления обе группы исследователей сходятся в том, что золотая минерализация достигла максимума в условиях зеленосланцевой фации (350 ± 50 °C, 0,2–0,3 ГПа) метаморфизма. Однако существуют разногласия по поводу времени этого события: ~ 2,5, 2,3 и 2,0 млрд лет. Установлено, что во время ~ 2,0 млрд лет Каапваальский кратон претерпел метаморфические события в связи с внедрением плутона Бушвельд, в то время как в $2,023 \pm 0,004$ млрд лет большой метеоритный удар пришелся по центру примерно в 120 км к юго-западу от Йоханнесбурга. Структурные эффекты этого воздействия включают в себя формирование центрального поднятия 70 км в ширину, появление шаттер конусов, объемных тахилитовых брекчий, деформаций в кварце

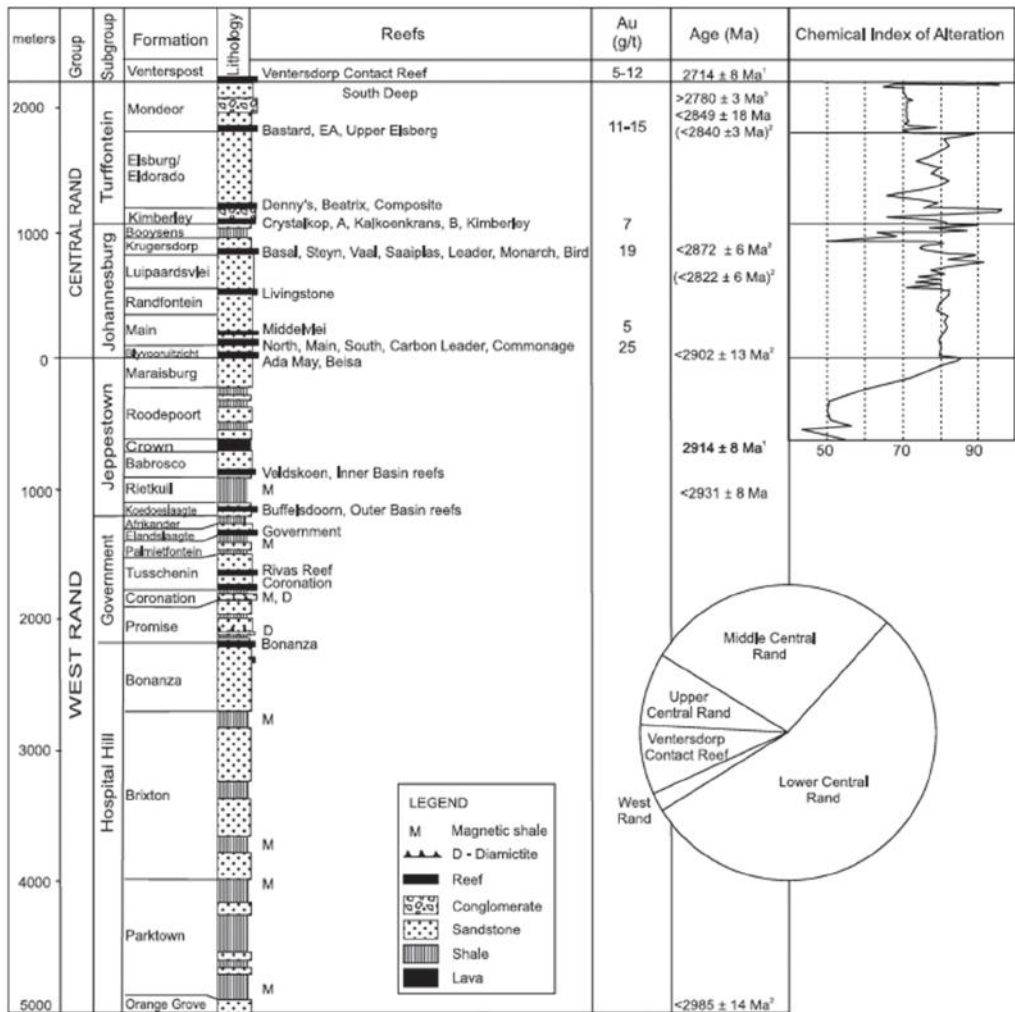


Рис. 47. Генерализованная стратиграфическая колонка супергруппы Витватерсранд, на которой показано стратиграфическое положение главных золотоносных прослоев конгломератов (рифов) и их сравнительное значение как золоторудных и среднее содержание золота в типичных разрабатываемых рифах продуентов, данные SHRIMP U-Pb или Pb-Pb возраста по (1) циркону, (2) циркону и ксенотиму, (3) аутигенному ксенотиму; а также химический индекс изменения. М – магнитный сланец; D – диамектит; риф; конгломерат; песчаник; сланец; лава [Frimmel, 2005]

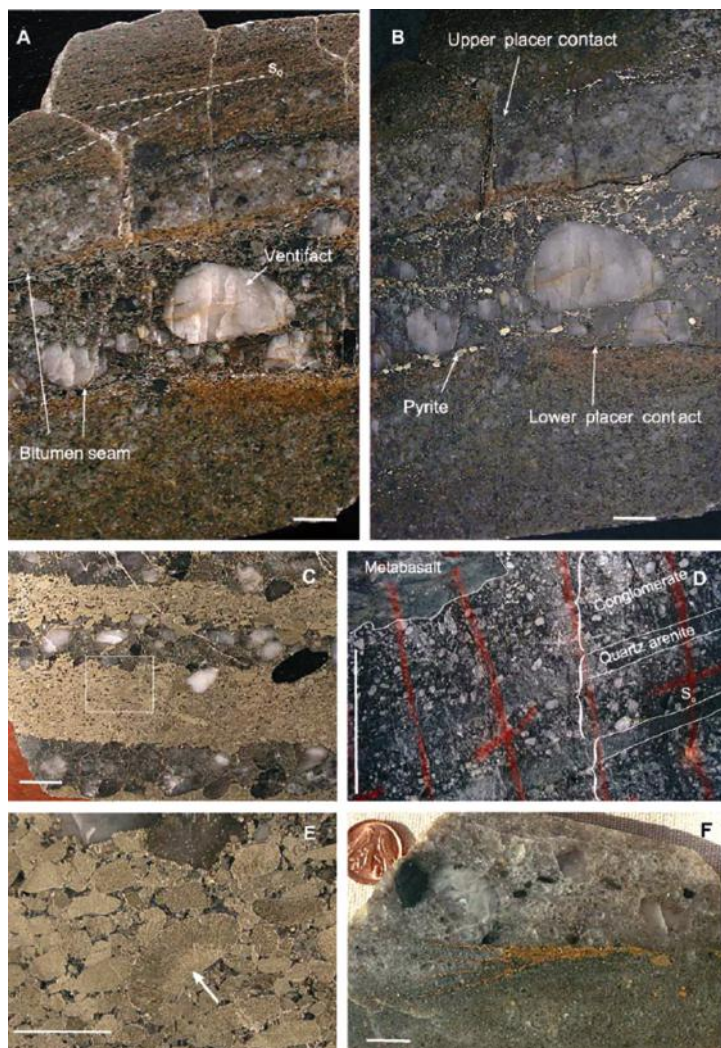


Рис. 48. А — олигомиктовый галечный кварцевый аренит (риф), Ваал риф, рудник Стилфонтейн, золоторудное поле Клерксдорп. Отметьте присутствие битумов в базальном несогласии и в 3 см выше основания плоскости наслоения в отличие от верхней части галечного слоя, косая слоистость в висячем боку: масштабная линейка 1 см; В — то же, что и на рис. А с положением мелко- и крупнозернистого округлого пирита; С — пиритовые гальки между кварцевыми, Базальный Риф, золоторудное поле Велком. Масштабная линейка 1 см; D — подземное изображение верхней части Контактного Рифа Вентерсдорп, рудник Тау Лекоа, золоторудное поле Клерксдорп с мультиканальным размещением конгломератов и кварцевых аренитов; вверху контакт потока мафических лав Группы Клиприверсберг с эродированной поверхностью с неконсолированными конгломератами, масштабная линейка 50 см; E — хорошо округлый оолитовый пирит (стрелка) внутри пиритовой гальки показанной на рис. С, масштаб 0,5 см; F — концентрация частичек золота в галечном кварцевом арените в основании Базального Рифа, масштаб 1 см [Frimmel, 2005]

и цирконе. Однако сравнительно мало известно о тепловых эффектах, вызванных влиянием этого события, и как они соотносятся с метаморфической эволюцией золотоносных рифов. Установлено, что радиальный постимпактный температурный градиент существовал по всей структуре купола Вредефорт, начиная от 3700 °С в центре купола до ~ 500 и ~400 °С соответственно в 20 и 25 км от центра. Чтобы оценить воздействие постимпактных процессов на золото рифов в бассейне, авторы исследовали образцы из Кимберли, рифы из купола Вредефорт, Западного и Восточного Рандов в рудниках, расположенных соответственно в 30, 90 и 170 км от центра купола. Все три комплекта образцов представляют собой минеральные ассоциации пиррофиллит-хлоритоид-мусковит-хлорит-кварц, как и во всех других золоторудных полях, хотя хлорит-хлоритоидная термометрия указывает на то, что чуть выше температура существовала в образцах Вредефорта. Хлоритовая термометрия показывает $T = 300 \pm 10$ °С во всех трех областях, предполагая относительно равномерное распределение тепловых условий в бассейне. Эти данные совпадают с результатами, полученными из хлорита в поле Вентерсдорп, и с условиями рифов в других золоторудных полях. Рудная минералогия рифов указывает на то, что, несмотря на значительную долю аутигенного пирита, происходит его рост в условиях пика метаморфических событий. Единственным доказательством одновременного осаждения золота является присутствие невидимого золота в пирите, богатом мышьяком. Наоборот, в образцах пирротин-халькопирит-сфалерит-галенит-золото присутствует с видимым золотом, размещающемся в трещинах и пустотах и в промежутках между существующими пирит-кварцевыми зёрнами. Это, по мнению авторов, указывает на то, что импактное событие, связанное с формированием купола Вредефорт, оказало большое влияние на золотое оруденение в бассейне Витватерсранд.

А. Д. Щеглов [1994] обстоятельно охарактеризовал впадину Витватерсранд. Приведем отдельные фрагменты его работы «О металлогении Южно-Африканской Республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России».

По А. Д. Щеглову, в позднем архее (2,9–2,6 млрд лет) в теле Каапваальского кратона формируются наложенные впадины (рифтогенные), обрамленные зонами разломов, к которым приурочены золотоносные конгломераты. Появление конгломератов всегда связано с резкими, контрастными поднятиями блоков прибрежной суши, на что указывает их залегание с хорошо отсортированной галькой среди кварцитов с отчетливо выраженной косою, крутонаклонной по отношению к конгломератам слоистостью. Это свидетельствует об образовании песчаников в условиях спокойных прибрежных течений, направленных вдоль суши, и конгломератов в бурных (?) потоках, поперечных берегу, при активном сносе обломочного материала с возвышенностей, окружающих грабен на западе. А. Д. Щеглов подчеркивает, что впадина Витватерсранд отчетливо обрамлена с северо- и юго-запада и замыкается крупными зонами разрывных нарушений. Именно к последним и приурочены пласты золотоносных конгломератов, которые располагаются, как правило, в районах пересечения разломов раз-

личных направлений: основных северо-восточных, обрамляющих депрессию, и более локальных, обычно поперечных первым. В юго-восточной части бассейна разрывные нарушения развиты слабо и там практически нет месторождений золота. Отдельное внимание автор обращает на широкое распространение пирита в рудах Витватерсранда, который имеет полигенное происхождение. Обычно выделялись три типа пиритовых образований: обломочный (аллогенный, детриальный), или «гальки» пирита; синседиментогенный, возникающий одновременно с формированием конгломератов и находящийся в их цементе (иногда такой пирит слагает небольшие конкреции); аутигенный (постседиментационный), образующийся после осадконакопления в результате метаморфизма осадочных толщ.

В рудах Витватерсранда широко распространен внешне хорошо окатанный галькоподобный пирит (или «гальки» пирита), представленный округлыми и эллипсоидными пиритовыми образованиями размером от нескольких миллиметров до 1,5–2 см. Последние получили название «пиритовая картель» и нередко представлены сферическими агрегатами пирита. Заметим, что такие образования пирита встречаются не только в конгломератах, но и в прослоях сланцев среди последних. Округлая, галькоподобная форма пиритовых образований до сих пор служит важным доказательством в пользу его обломочного характера, переноса и отложения в древних аллювиальных россыпях в дельтах палеорек. Важно отметить, что с такими образованиями пирита тесно ассоциирует золото, которое находится главным образом в цементе. В конгломератах Витватерсранда наблюдаются три существенно различные группы округлых пиритовых образований, которые являются пиритовыми псевдогальками. Типичных галек пирита, возникающих в результате окатывания обломков пирита и имеющих аллювиальное происхождение, в конгломератах Витватерсранда нет. К сожалению, для детального изучения псевдогалек и их особенностей в распоряжении автора было очень мало материала, поэтому здесь намечаются только самые общие черты процесса образования псевдогалек пирита. Эти вопросы требуют дальнейшего исследования.

В процессе формирования пластов конгломератов указанные округлые образования разрушаются, образуя мелкие и крупные обломки, которые имеют частично сферические поверхности, но не возникшие вследствие окатывания пирита в водных потоках, а сохранившие частично очертания разрушающихся округлых пиритовых образований.

А. Д. Щеглов подчеркивает, что в ряде случаев золотоносные конгломераты висячем боку рифов и на их окончании переходят в полосчатые пиритовые кварциты, состоящие из чередующихся тонких полос (мощностью 0,5–1 см) кварцита и пиритовых прослоев, сложенных обломочным пиритом (с редкими округлыми пиритовыми образованиями — «гальками»), возникающим при разрушении и перемыве более ранних пиритовых руд. В некоторых случаях прослой характерных тонкозернистых полосчатых пиритовых руд мощностью несколько сантиметров, содержащих золото, встречаются в сланцах.

Если галькоподобным образованиям пирита или «галькам» пирита в литературе уделяется повышенное внимание, то гальки кварца, по мнению А. Д. Щеглова, менее изучены, хотя в них установлены включения различных минералов, изучен состав включений и характерных элементов примесей. Однако, по-видимому, гальки кварца, как и пирита, имеют разную генетическую природу. Предварительное изучение галек показывает, что многие из них имеют своеобразное строение, сходное со строением сферических агрегатов пирита: тонкозернистое типично для центральных частей, а более крупнозернистое (иногда пятнистое) для периферических зон галек. На руднике Клеф, разрабатывающем золотоносные конгломераты рифа Вентерсдорп, А. Д. Щеглову были показаны гальки крупнозернистого белого кварца, в центре которых наблюдались скорлупковидные тонкие «червячки» золота и пирита, напоминающие сфероидальные образования, которые возникают при усыхании рудоносных кремнистых гелей.

Перед тем как перейти к основным представлениям о природе формирования золотых руд Витватерсранда А. Д. Щеглов отмечает еще несколько их особенностей и прежде всего то, что кроме золота в конгломератах Витватерсранда широко развита промышленная урановая минерализация (уранинит, настуран и тухолит), встречаются платиноиды и алмазы. По мнению большинства исследователей, эти минералы имеют вид окатанных обломков, встречаются в основании рифов и представляют собой древние россыпи, которые образовались при размыве окружающих впадин пород. Любопытно, что урановая минерализация широко развита по всей площади бассейна и более устойчива, чем золотая. Другая важная черта месторождений — связь повышенного содержания золота с концентрацией битумов в основании конгломератов (Карбон Лидер риф).

Изложенные кратко далеко не полные фактические данные о рудах Витватерсранда позволяют Щеглову высказать представления об их генезисе. По его мнению, осадочно-гидротермальная модель образования месторождения объясняет практически все основные особенности геологии и генезиса месторождений Витватерсранда. Становится более понятным происхождение так называемых пиритовых галек, их состав и строение, отсутствие в них процессов окисления в условиях быстрого захоронения в пластах конгломератов, зональность в развитии псевдогалек по отношению к возможным их источникам. Более объяснимо развитие золотосодержащих полосчатых пиритовых руд в висячем боку конгломератов, а также полигенный генезис пирита и его псевдогалек в рудах, значение органического вещества древних водорослей для осаждения золота и др. Естественно, что позднеархейские первичные осадочно-гидротермальные руды Витватерсранда в более молодые эпохи были метаморфизованы (низкая степень зеленосланцевой фации) и подверглись частичной регенерации, что привело к образованию поздних кварцевых жил с золотом, секущих конгломераты, а также региональному изменению последних.

Очень большую роль при образовании пирита и, возможно, кварца играют процессы гидротермального метасоматоза. Признавая большую роль метасоматоза в образовании месторождений Витватерсранда, А. Д. Щеглов

предполагает, что золотое оруденение в конгломератах разных рифов образовалось, когда рудоносные гидротермы поступали по разломам в уже сформированные разновозрастные горизонты конгломератов, используя их только как благоприятную для локализации оруденения вмещающую среду. В этом случае оруденение моложе конгломератов и накладывается одновременно на их разновозрастные горизонты (рифы).

Купол Вредефорт (Gibson, Reimold, 2000) и прилегающая к нему часть бассейна Витватерсранд представляют собой глубоко эродированную корневую зону крупной импактной структуры, датируемой 2023 ± 4 млн лет. Характерные особенности шокового метаморфизма, такие как появление расплавов, конусов разрушения, следов высокого давления, шоковые деформации в кварце, во многом ограничены куполом Вредефорт — центральным поднятием этой структуры. Псевдотахилиты и обломочные брекчии находятся на большом радиальном расстоянии не менее 100 км от центра структуры. Низкотемпературные (~ 300 °С) проявления гидротермальных процессов встречаются на подобном радиальном расстоянии, но в центральном поднятии, минеральные парагенезисы указывают на сильное повышение температуры от 700 до 900 °С и давление до 0,2–0,3 ГПа.

Под понятием «месторождение Витватерсранд» [Золоторудные гиганты..., 2000] в мировую литературу вошла крупнейшая золоторудная провинция, давшая около трети всей мировой добычи золота, учтенной за последние столетия, и включающая около 40 шахтных полей, каждое из которых может рассматриваться как самостоятельное месторождение. Отсюда, вероятно, и уникальность месторождения Витватерсранд, по сути объединяющего несколько десятков очень крупных месторождений. После его открытия в 1885 г. глубина отработки опустилась до 3,5 км, а среднее содержание металла в рудах упало с 12 до 5 г/т. Соответственно, если ранее месторождение давало свыше половины мировой добычи, сейчас его доля уменьшилась до четверти. Экономический анализ, выполненный южноафриканскими геологами, показывает, что глубина отработки в 4 км является предельно рентабельной на обозримую перспективу.

А. Д. Щеглов, ссылаясь на данные А. Дю Тойта, полагает, что Витватерсранд приурочен к рифтогенной структуре, а рудообразование обусловлено наиболее древним этапом активизации в истории Земли (рис. 49).

Рудный район Витватерсранд приурочен к крупному синклинорному прогибу северо-восточного простирания протяженностью около 350 км при ширине 25–50 км. Эта структура интерпретируется В. Е. Хаиным (1971) как межгорный прогиб, выполненный орогенной молассой. Прогиб осложнен серией куполов, в ядрах которых выходят граниты, а по периферии последовательно фиксируются все составляющие рудоносной свиты Витватерсранд общей мощностью около 8 км. Залегание ее более крутое в бортах прогиба и более пологое в центральных частях (рис. 50).

Рудоносная свита Витватерсранд сложена терригенными обломочными отложениями — кварцитами, гравелитами, глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами. Нижний ее отдел мощностью 2700–6000 м менее золотоносен. Он состоит преимущественно из сланцев и тонкозернистых

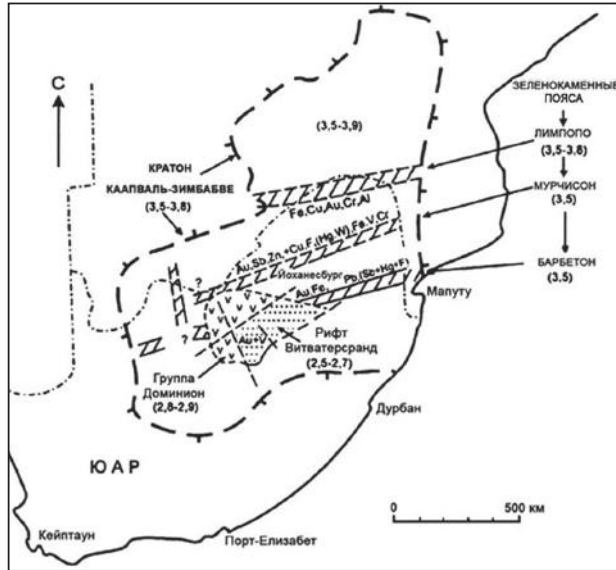


Рис. 49. Схема расположения основных зеленокаменных поясов и рифта Витватерсранд на едином архейском кратоне Каапвааль – Зимбабве [Золоторудные гиганты..., 2000]

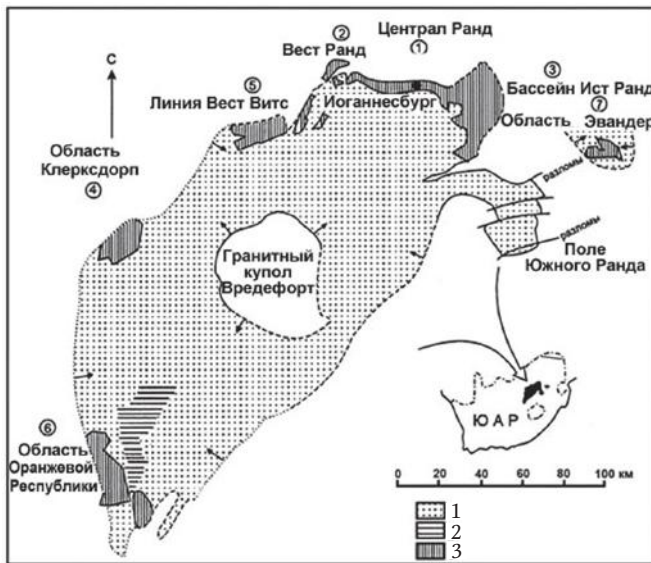


Рис. 50. Бассейн Витватерсранд и его окрестности [Золоторудные гиганты..., 2000]

1 – группа Центрального Ранда; 2 – группа Западного Ранда; 3 – территории горной добычи

кварцитов. Верхний отдел мощностью 1500–4500 м в большей степени насыщен грубообломочными фациями и включает основные горизонты золотоносных конгломератов — Майн, Майн Лидер, Южный и Карбон Лидер. Золотоносные горизонты представляют собой пласты конгломерата мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров с кварцевой галькой и плотным кварцевым цементом, содержащим золото. Наряду с кварцем, составляющим 70–80% цемента конгломерата, в нем отмечаются тонкозернистый серицит, хлорит, мусковит, пиррофиллит и небольшое количество акцессорных минералов: рутила, циркона, ксенотима, монацита, турмалина и граната. Из рудных минералов в основной массе конгломерата содержатся сульфиды: пирит, марказит, пентландит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, кобальтин, арсенопирит. Преобладающим сульфидом является пирит, к которому часто приурочено золото, представленное обычно тонкозернистой вкрапленностью. В цементе отмечаются детритовые зерна осмистого иридия в сростании с самородной платиной, обрастающие новообразованиями самородного золота и пирита. Содержание осмистого иридия изменяется от 3 до 28 г/т, в год добывается около 200 кг этого металла. Широко распространена урановая минерализация, приуроченная к прослойкам конгломерата и пиритовым кварцитам различных стратиграфических уровней. Главные минералы урана — уранинит, настуран и тухолит согласно детальным минераграфическим исследованиям имеют детритовый характер. Тухолит часто ассоциирует с самородным золотом.

Золото присутствует в сульфидах — пирите, пирротине, халькопирите, арсенопирите, линнеите, пентландите, сфалерите, галените и кобальтине. Наиболее тесно ассоциирует с пирротинном. Характерно наличие двух типов золота. Первичное представлено округлыми зернами размером 1–100 мкм, сцементированными кварцем и обрастающими новообразованиями кварца и пирротина. Вторичное имеет отчетливо выраженный эпигенетический характер. Оно замещает обломки и зерна кварца в цементе, выполняет интерстиции, замещает хлорит, серицит, мусковит. Однако в целом золото не выходит далеко за пределы золотоносных конгломератов. Кварцевые жилы, секущие более богатые участки пластов, могут содержать золото, иногда в них встречаются и очень богатые карманы. Однако ни разу не удалось зафиксировать продолжение подобных золотоносных жил за пределами рудоносного горизонта. В цементе вторичное золото встречается в виде тонких слоев или пленок на кристалликах пирита или в виде прожилков, проходящих из цемента в трещины кварцевых галек и даже частично замещающих последние. В богатых платах золото может присутствовать в крупных кристаллах, при этом оно часто сопровождается графитом, либо нарастая на зерна последнего, либо пересекая их. Однако графит может встречаться и независимо от золота.

Золото в рудах высокопробное (850–950), отношение серебра к золоту, по данным различных авторов, составляет 1:10–10:15. Распространено в рудоносных горизонтах неравномерно. Оно может концентрироваться у основания или верхней части слоя и явно связывается с более крупной

галькой, что указывает на более сильную деятельность течения. В целом скопления золота, или богатые струи, совпадают с полосами более крупнообломочных конгломератов и, как можно судить по ориентировке галек, с направлением транспортировки материала. Принимая гипотезу дельтового происхождения золотоносных конгломератов, А. Баттон (1976) допускает ведущую роль в карбонатообразовании известковистых водорослей, развивающихся на поверхности галек. Образование галек связывается с периодами многоводья, а отложение карбонатного материала с периодами малой обводненности. Механизм одновременного отложения крупногалечного и дезинтегрированного материала, часто обогащенного органикой и аккумулярующего Au и U, предлагается использовать для объяснения условий образования рудоносных баров (рифов) Витватерсранда, представляющих, возможно, русловые отложения бурных палеорек.

Так, Т. Реймер (1984) считает, что существующие модели источника золота в конгломератах Витватерсранда, предполагающие его обломочное происхождение за счет первичных месторождений в архейских сланцевых поясах, несостоятельны. Месторождение Витватерсранд характеризуется насыщенностью золотом 923 кг/км^2 , в то время как самые богатые архейские пояса имеют насыщенность 65 кг/км^2 . Проба золота, размер и морфология золотин тоже несопоставимы в Витватерсранде и архейских месторождениях. Первичным источником золота предполагаются основные и ультраосновные породы. Золото, вероятно, поступало в бассейн осадконакопления в растворенном виде и фиксировалось органическими соединениями. Процессы диагенеза и метаморфизма сформировали современный комплекс минеральных ассоциаций.

Напротив, К. Гелен, исследовавший с помощью электронного микронзонда содержание Ag и Hg в 323 точках зерен самородного золота в Витватерсранде и архейских жильных месторождениях, выявил их полную аналогию. Содержания Ag и Hg в золотилах палеороссыпей Витватерсранда являются геохимическими «отпечатками», унаследованными от их эродированных первичных источников, и могут уверенно использоваться для целей корреляции. Нельзя не учитывать и установленную в последнее время повышенную золотоносность гранитоидов, подстилающих осадочный золотоносный бассейн. В частности, по материалам бурения 130 скважин по периферии бассейна установлен характер субповерхности архейского гранитного основания ниже нижнепротерозойских осадочных и вулканических покровов. Оно характеризуется площадным развитием пропицитизации, серицитизации, карбонатизации и грейзенизации, а также околожильными изменениями состава кварц-калишпат-хлорит-карбонаты-сульфиды-флюорит. Гидротермально измененные граниты с возрастом $< 3,050$ млрд лет обогащены Au и U: содержание Au в них достигает $5,4\text{--}5,9 \text{ г/т}$. Выдвигается гипотеза, что развитие россыпеобразующих процессов в бассейне и концентрация Au и U в верхних составляющих свиты Витватерсранд синхронизированы с процессами гидротермально-метасоматического преобразования апикальных частей гранитоидов, а часть металлоносных гидротерм могла непосредственно обогащать осадочные породы.

Р. Хатчинсон (1988) проводит параллель между конгломератами Витватерсранд и месторождениями архейских зеленокаменных поясов. Золото в обоих случаях тонкое, с высоким содержанием Hg. Субпластовые залежи пирита присутствуют в виде стяжений в Витватерсранде и эксгальтов в вулканитах. Толеитовые базальтовые напластования и железосодержащие осадочные горизонты сходны геохимически и литологически. Обогащение золотом ряда стратиграфических уровней позволяет предполагать, что химическое отложение преобладало над обломочным.

В целом после острой дискуссии о генезисе месторождения Витватерсранд победила модель «палеорусл», в течение последних 20 лет эффективно направляющая поисково-разведочные работы. Однако ею нельзя объяснить многие важные элементы формирования месторождения. Также появились и новые, противоречащие этой гипотезе данные, которые необходимо учитывать при прогнозировании месторождений этого типа в России [Золоторудные гиганты..., 2000]:

1. Тектонический характер возникновения впадины Витватерсранд. Выделено шесть крупных импульсов прогибания, фиксируемых значительными угловыми несогласиями горизонтов осадочных толщ.

2. Наличие перекрывающих рудоносные толщи покровов базальтов, «запечатывающих» прогибы и являющихся естественной составляющей комплекса.

3. Выше уже отмечалась неясность первичного источника золота. Если золото имеет обломочное происхождение и образовалось при эрозии рудных месторождений, должен существовать эквивалент в виде одного гигантского (1000 т) месторождения для каждого из 40 рудников Витватерсранда (не считая оставшихся запасов, оцениваемых в 30 тыс. т Au).

4. С позиции россыпной модели труднообъяснимы концентрация минерализации в лежащем боку рифов, структурный контроль, базовые геохимические ассоциации Au-S-Fe-As-C и U-C-Ti.

5. Повышенные концентрации в самородном золоте ртути (1–4%), что не характерно для россыпного золота.

6. Установление стабильно повышенных концентраций Au в «пустых» породах, сланцах и песчаниках, которые, по последним данным, содержат 0,1–1,0 г/т Au, так что валовые концентрации в них Au достигают огромных масштабов.

7. Наличие в основании депрессии разломов, которые могли определять положение осевых частей палеорусл. Такие разломы близмеридионального простирания, определяющие положение конгломератов, установлены в пределах южной части ЮАР, где ведется поиск погребенных месторождений.

К экзогенно-эндогенным также относят месторождения марганца в нижнепротерозойских отложениях западной окраины Каапваальского кратона (Маматван, Весселс, Блэк-Рок, Постмасбург); оруденение представлено полосчатой железо-марганец-кремнистой формацией. Крупнейшие в Африке и мире марганцевые месторождения находятся в ЮАР, где они приурочены к нижнепротерозойским чехольным (протоплатформенным) отложениям надгруппы Трансвааль, залегающим вдоль западного края

Каапваальского кратона в авлакогене (троге) Западного Гриквеленда. Месторождения этой группы соответственно структурному положению образуют меридиональный рудный пояс протяженностью 130 км, который прослеживается от г. Постмасбург на юге до г. Блэк-Рок на севере. В поясе выделяются два рудных района — Постмасбург и Калахари, разделенные 45-километровой полосой современных осадков.

Структура рудного района Постмасбург (рис. 51) определяется антиклиналью Мареман, в ядре которой выступают отложения группы Гхаап с доломитами подгруппы Кэмпбелл-Рэнд в нижней части и базальными конгломератами (Геология и полезные ископаемые Африки, 1990).

Доломитовая толща перекрывается брекчией с обломками окремнелых известняков и промышленными концентрациями марганцевых и железных руд (месторождение Табазимби). Залежи марганцевых руд здесь расположены ниже гематитовых тел и представлены псиломеланом и пиролюзитом. Содержание в рудах (в %): железа — 60–68, марганца — 57, кремнезема — 5–6.

В рудном районе Постмасбург марганцевые руды образуют две зоны — западную и восточную, соединяющиеся на севере и юге и прослеживающиеся далее на север в пределы рудного поля Калахари. Марганцевые руды в восточной части представляют собой тектоническую кремнистую брекчию с марганцевой минерализацией, а в западной — низкосортные железомарганцевые руды. В пределах западной рудной зоны разрабатывались месторождения Лохатхла (запасы 5 млн т), Постмасбург (запасы 10 млн т), Бишоп, Глокестер, Пайлинг. В связи с низким содержанием в рудах марганца (28–33%) последние три месторождения в настоящее время не разрабатываются.

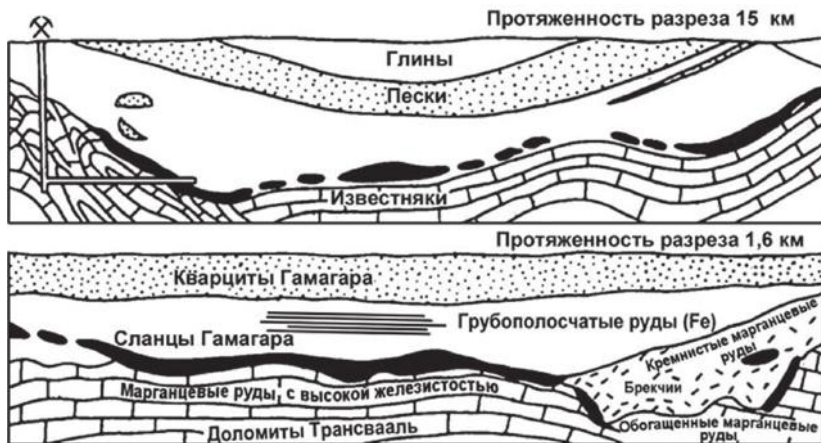


Рис. 51. Схематические и геологические профили через марганцевые месторождения рудного района Постмасбург и железомарганцевые месторождения типа Линденер-Марк (Геология и полезные ископаемые Африки, 1990)

В рудном поле Калахари расположено наиболее крупное марганцевое оруденение. Оно выражено пластами с высоким содержанием марганца совместно с кремнисто-железородными прослоями. Главной структурой рудного поля является синклиналь Димотен северо-западного направления. В ее западном борту залежи марганцевых руд приурочены к свите Хотазел группы Грикваленд. Выделяются три пласта марганцевых руд, переслаивающиеся с железистыми кварцитами и известняками. Подстилающие образования — андезитовые лавы Олгенук. Полосчатая железо-марганец-кремнистая формация состоит из чередующихся слоев яшмы и гематита. Среди них наблюдаются пласты оолитовых и карбонатных железо-марганцевых руд. Основные первичные рудные минералы — браунит, гаусманит, яacobсит, реже присутствует биксбит. Широкое развитие процессов гипергенеза привело к образованию пиролюзита, криптомелана, голландита, гетита, гематита. Рудная толща состоит из трех пластов средней мощности 3 м. Суммарная продуктивная мощность от 20 до 50 м. Содержание в рудах (в %): марганца — 38–48, железа — 4–20, кремнезема — до 5. Подтвержденные запасы (в млн т) марганцевых руд на разрабатываемых месторождениях рудного поля Калахари: Блэк-Рок — 123, Маматван — 433, Миддельпласт — 40, Весселс — 208. Прогнозные ресурсы рудного поля Калахари, по оценке разных авторов, составляют 8–13,5 млрд т.

Для обоих рудных районов, помимо общности их тектонического положения, характерны наличие высоко- и низкотемпературных минералов марганца одного и того же состава и широкое развитие процессов метасоматической деятельности, проявившейся по всему рудному поясу, что нашло отражение в замещении кремнистых прослоев в полосчатых железных рудах марганцевыми минералами при неизменности гематитовых слоев или замещении кремнистых прослоев гематитом.

До настоящего времени вопрос о генезисе и источниках рудного вещества остается дискуссионным. Высказывались мнения об их осадочном, гидротермальном, метасоматическом и вулканогенно-осадочном происхождении. Несомненно одно: эти месторождения были полигенными и полихронными. По представлению Ж. Виллиерса, формирование месторождений в районах Калахари и Постмасбург происходило в следующей последовательности: 1) осадочное накопление карбонатных оолитов, цементированных гидроксидами железа и марганца, в сочетании с водными силикатами магния и железа; 2) процессы диагенеза с дегидратацией гелей и кристаллизацией минералов железа и марганца; 3) перераспределение рудного вещества гипогенными растворами и вынос кремнезема вдоль меридиональных разломов; 4) обогащение рудных залежей в процессе гипергенных преобразований.

Сурьмяное оруденение приурочено к архейским зеленокаменным поясам Мурчисон и Барбертон и встречается как вместе с золотом, так и образует самостоятельные месторождения, крупнейшее из которых Гравелотт в поясе Мурчисон. В этом же поясе отмечаются богатые киноварные жилы.

Сурьмяные месторождения хребта Мурчисон приурочены к зоне развития зеленокаменных пород и связаны с так называемым сурьмяным горизонтом протяженностью 15 км (рис. 52).

Оруденение локализуется в полосе интенсивного изменения хлоритовых сланцев, развивающейся вдоль крутопадающей зоны смятия и оперяющих ее разрывов более высоких порядков. Ширина зоны (сурьмяного горизонта) — 200–300 м. Она включает пластины тектонитов и линзы метасоматитов разного состава: тальк-карбонатного, кварц-карбонатного, магнетитового и кварц-серицитового. Тела кремнистых пород состоят из кварца, магнетита, доломита, талька, хлорита. В них отмечается повышенное содержание Ni и Cr. В пределах сурьмяного горизонта в участках интенсивного смятия и дробления пород располагаются несколько десятков месторождений сурьмы, золота, ртути и медно-свинцово-цинковых руд. Из сурьмяных месторождений можно назвать (с запада на восток) Гравелотт, Джек Вест, Юнайтед Джек, Мулати, Вейгель, Айронстоун, Фри-Стейт и Монарч.

Оруденение представлено согласными и линзовидными телами, жилами, зонами вкрапленности и антимонита и других сульфидов по сланцеватости, системами мелких прожилков. Протяженность рудных тел достигает 400 м при мощности до 12 м. На глубину они прослеживаются более чем на 1000 м. Минеральный состав месторождений близкий. Главные рудные минералы — антимонит и бертьерит; второстепенные и редко встречающиеся — халькостибит, стиббиолуцонит, ульманнит, герсдорфит, самородная сурьма, золото, пирит, арсенопирит, пирротин, пентландит, бравоит,

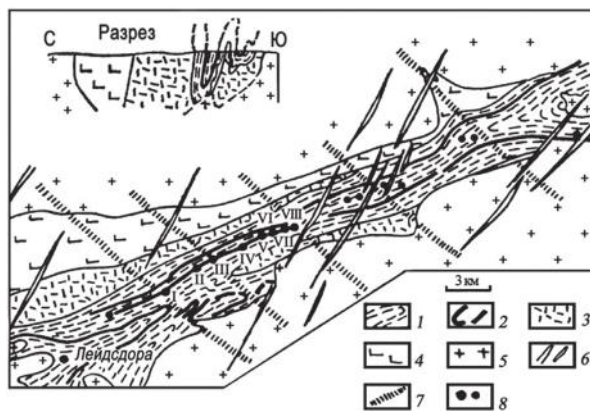


Рис. 52. Геологическая схема золото-сурьмяной зоны Мурчисон (Бергер, 1978)

1 — хлоритовые и хлорит-карбонатные сланцы; 2 — кварциты и кварцито-сланцы; 3 — метавулканы основного и кислого состава; 4 — габброиды и роговообманковые граниты комплекса Руивотер; 5 — «древние» гранито-гнейсы и граниты; 6 — дайки долеритов Карру; 7 — зоны поперечных дислокаций; 8 — месторождения и рудопроявления золото-антимонитовые: Гравелотт (I), Джек Вест (II), Юнайтед Джек (III), Мулати (IV), Вейгель (V), Айронстоун (VI), Фри-Стейт (VII) и Монарч (VIII)

халькопирит, сфалерит, тетраэдрит, магнетит и хромит. Жильные минералы — кварц, кальцит, анкерит и сидерит. Добыча сурьмяных руд производится главным образом на месторождении Гравелотт и в меньших количествах на месторождениях Вейгель и Монарч. Всего за время эксплуатации вплоть до 1976 г. из этих месторождений получено около 450 тыс. т сурьмы.

К промежуточной группе экзогенно-эндогенных месторождений принадлежат железорудные месторождения бассейна Хамерсли. В регионе Пилбара сосредоточено приблизительно 90% экономических ресурсов железа. Они представлены рудами полосчатой железорудной формации, обогащенными в зоне выветривания: гематитовыми месторождениями Маунт Вейлбак и Маунт Том Прайс и гематит-гетитовыми месторождениями Марра-Мамба.

Месторождение Маунт Вейлбак располагается на юго-восточной окраине железорудной провинции Хамерсли (рис. 53).

Установленные запасы руды с высоким содержанием железа (более 64%) составляют 1000 млн т. Рудное тело располагается в железорудной формации Брокмен, входящей в группу Хамерсли, представляющей собой чередование обломочных и хемогенных пород с потоками лав основного и кислого состава, прорванных силлами и дайками долеритов и интрузиями

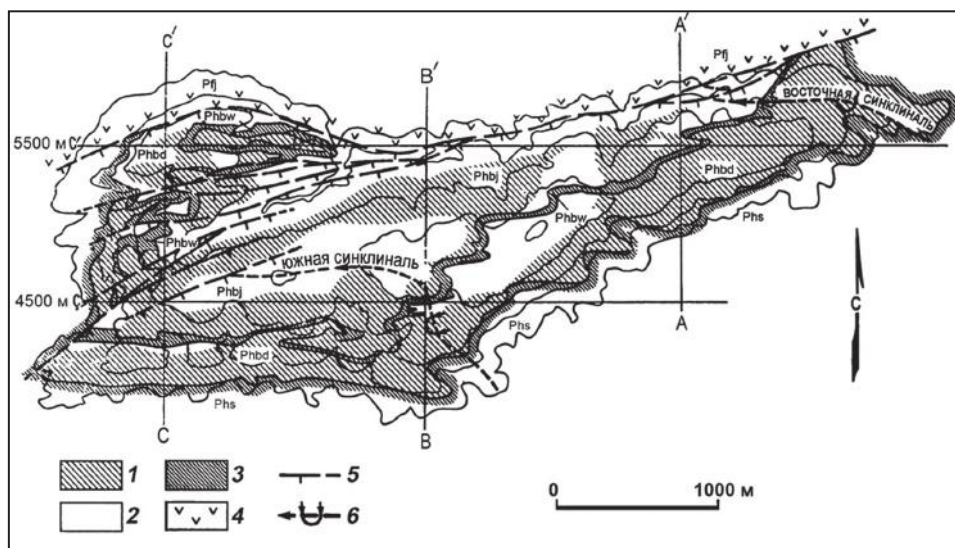


Рис. 53. Геологическая карта месторождения Маунт Вейлбак.

Горизонталы проведены через 50 м (Полезные ископаемые Австралии..., 1980)

1 — выходы гематита (с примесью гётита); 2 — джеспилит; 3 — глинистый сланец; 4 — амфиболитовые глинистые сланцы; 5 — разрывные нарушения; 6 — оси главных синклиналей; Phbj — пачка Джоффр; Phbw — пачка сланцев Уейлбэк; Phbd — пачка Дейлс-Гордж; Phs — сланцы Маунт-Мак-Рей; Pфj — формация Джирина

гранитов. Породы интенсивно складчатые и нарушены сдвигами и сбросами. Общая структура месторождения представлена в виде двух крупных опрокинутых синклиналей широтного простирания — Восточной и Южной с падением 5 и 15° на запад. Крылья главных складок осложнены асимметричными складками второго порядка с углами падения 20–40°. Месторождение представляет собой разбитый сбросами остаток железорудной формации Брокмен, ограниченный на севере одноименным сбросом. Все железные руды месторождения произошли в результате селективного выщелачивания джеспилита: прослеживаются переходы от руд по простиранию к безрудному джеспилиту. Гематитовые руды слабополосчатые (отражают полосчатость джеспилитов), пористые (~ 20%), часть руд брекчирована. Гематит содержит в небольшом количестве первичный магнетит и мартит. Содержание железа 69%. Контакт высокосортной руды с «пустыми» джеспилитами постепенный, и на расстоянии 15–30 м высокосортная руда переходит в руду со средним, а потом с низким содержанием железа, затем в рыхлую и окремненную руду. Приповерхностные (до глубины 30 м) гематит-гетитовые руды сочетаются с участками поверхностных гетитовых руд (мощностью 2–30 м), обогащенных руд в виде корки, перекрывающих джеспилиты.

Рудное тело Маунт Том Прайс вытянуто в широтном направлении на 7 км и имеет ширину до 1,6 км (в среднем 0,6 км); расположено в пределах двух синклиналей и разделяющих их антиклиналей. Рудное тело наклонено с севера на юг, имеет мощность более 150 м. Запасы руды с содержанием железа 62,6% составляют 610 млн т. Большая часть рудного тела располагается на северном крыле обширного синклинория к югу от синклинали Маунт-Тернер (рис. 54, 55).

Крылья главных складок с падением 30° осложнены второстепенными складками. В районе рудного тела проявлен широтный сброс, южный блок опущен относительно северного на 100 м. Рудное тело приурочено к формации Дейлс Джордж, части разреза формации Брокмен; мощность рудного тела расчетная и по результатам бурения составляет 90 м. Выделяется пять стратиграфических пластов в качестве рудных зон. Основной рудный минерал — гематит, второстепенные — гетит и магнетит. Типичные разновидности гематитовых руд представлены полосчатым чередованием пористых и плотных руд. Рудное тело увенчано пластом гидратированных руд (гетитовых), прослеживаемых на глубину 18 м, иногда в трогах синклиналей до 50 м. Небольшие залежи сцементированных осыпных и склоновых руд (бразильский термин «канга») представлены обломками гематита и/или ПЖК, сцементированными гетитом. Размер обломков от 1 до 10 см. Считается, что оруденение сопровождало формирование древней поверхности Хамерсли. Складчатость привела к образованию в ПЖК разрывов и трещин, обусловивших свободное просачивание грунтовых вод, которые растворяли и удаляли кремнистый компонент ПЖК и вносили железо. Обогащение, по-видимому, ограничивалось выходящими на поверхность крыльями синклиналей и было обусловлено перемещением грунтовых вод по простиранию ПЖК и крупным структурным понижением.

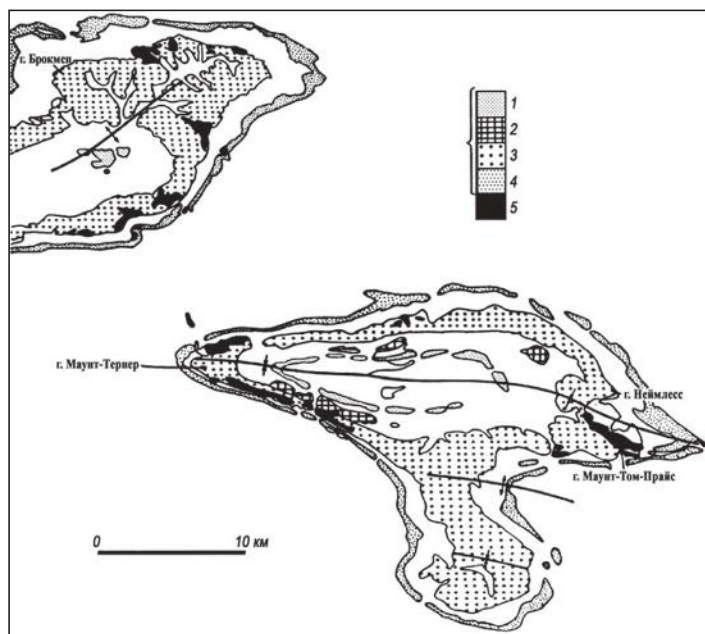


Рис. 54. Распространение железорудных формаций в пределах синклинали Маунт-Тернер. Протерозой, надгруппа Маунт-Брюс, группа Хамерсли (Полезные ископаемые Австралии..., 1980)

1 – формация Булгида; 2 – формация Уилли-Уолли; 3 – формация Брокмен; 4 – формация Марра-Мамба; 5 – гематит

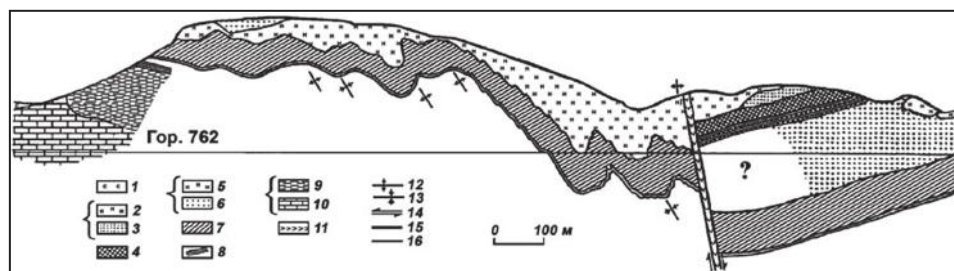


Рис. 55. Геологический разрез (Полезные ископаемые Австралии..., 1980)

1 – канга (богатые гематитом сцементированные галечники); пачка Джоффри; 2 – гематит-гётитовое оруденение; 3 – безрудные (ПЖК); пачка сланцев Вейлбак; 4 – сланцы, кремни, ПЖК, ближе к подошве два маркирующих пласта, местами железорудная минерализация; пачка Дейлс Джордж; 5 – гематитовые руды, 6 – безрудные ПЖК; сланцы Маунт-Мак-Рей; 7 – выщелоченные сланцы, кремни, небольшое количество ПЖК; формация Маунт-Сильвия; 8 – ПЖК, сланцы, кремни, три маркирующих пласта ПЖК, местами железорудная минерализация; доломит Уитгенум; 9 – сланцевые фации (включают сланцево-кремнисто-доломитовые, сланцево-кремнисто-гётитовые образования); 10 – доломитовые фации (в основном доломиты); 11 – дайки и силлы долерита; 12 – оси антиклиналей; 13 – оси синклиналей; 14 – относительное смещение по разлому; 15 – разрывные нарушения; 16 – контакты

Гетитизация — более молодой процесс, при котором гидратация гематитовых руд была обусловлена действием поверхностных вод при современном климатическом режиме.

Возвращаясь к описанию металлогении собственно зеленокаменных прогибов, приведем лишь краткую характеристику двух наиболее представительных месторождений: золоторудного Калгурли и медно-никелевого Камбалда (том «Минерагения» Энциклопедического справочника «Планета Земля». 2004).

Месторождение Калгурли — наиболее крупное в Западно-Австралийском геоблоке и одно из крупнейших в Австралии. До 1962 г. в нем добыто 1 033 450 кг золота. Запасы (на 1961 г.) оценивались в 10,2 млн т руды с содержанием 9,2 г/т, или 94 000 кг золота. Вмещающая месторождение толща представлена покровами эффузивов, в меньшей мере туфогенными и осадочными породами. Почти все оруденение локализовано в долеритах Голден Майл, которые назывались «молодыми зеленокаменными породами». В строении месторождения главную роль играет синклиналь Калгурли, в замковой части которой среди долеритов Голден Майл, располагается полоса сланцев Блэк Флэг, насыщенных дайками альбитовых порфи́ров (рис. 56).

В ядре синклинали проходит сброс Голден Майл, и преобладающая часть оруденения локализована в висячем и лежащем боках этого сброса. Оруденение также ограничено двумя сбросами, косыми по отношению простирания складок. Значительная часть рудных тел располагается параллельно дайкам порфи́ров, но не в них. Основные руды — вкрапленные; из кварцевых жил добыто не более 2% золота. На месторождении известно около 300 рудных тел мощностью от 0,6–1 до 24 м. Главные рудные минералы — пирит и теллуриды (калаверит и др.); встречаются халькопирит, сфалерит, галенит, леллингит. С селенидом меди ассоциируют богатые руды. Золото в Калгурли встречается как свободное, так и в составе тел-

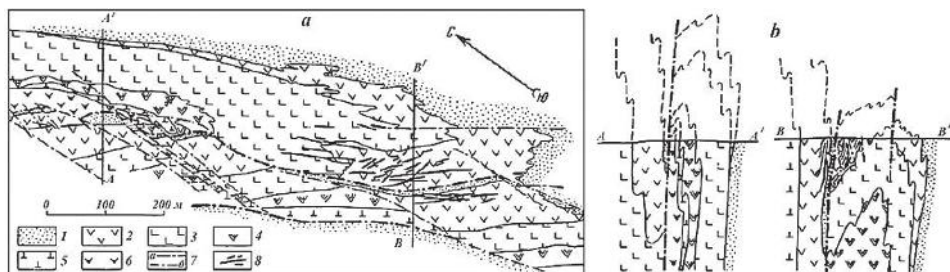


Рис. 56. Геологический план (а) и разрезы (б) месторождения Калгурли (Шер, 1972)

1 — слои Блэк Флэг; 2 — долериты Голден Майл; 3 — парингские метабазалты; 4 — долериты Вильям Стоун; 5 — метабазалты Девон Консол; 6 — серпентиниты Хевнанс Лейк; 7 — тектонические нарушения: а — крупные, б — прочие; 8 — рудные залежи (Полезные ископаемые Австралии..., 1980)

луридов и субмикроскопическое в пирите. В пирите содержится до 31–33 г/т золота. Вмещающие оруденение породы лиственитизированы (серицит, кварц, карбонат).

Месторождение Норсмен — яркий пример приуроченности оруденения к серии субпараллельных протяженных разрывов, секущих слоистость вмещающих пород (Некрасов, 1988) (рис. 57). С 1893 по 1986 г. на месторождении добыто более 120 т Au (до 1980 г. — 109 т). Оставшиеся запасы благородного металла оцениваются не менее чем в 25 т.

Месторождение локализовано в одном из протяженных зеленосланцевых поясов щита Йилгарн. Сформировалось оно на западном крыле сравнительно крупной антиклинальной складки субмеридионального простирания,

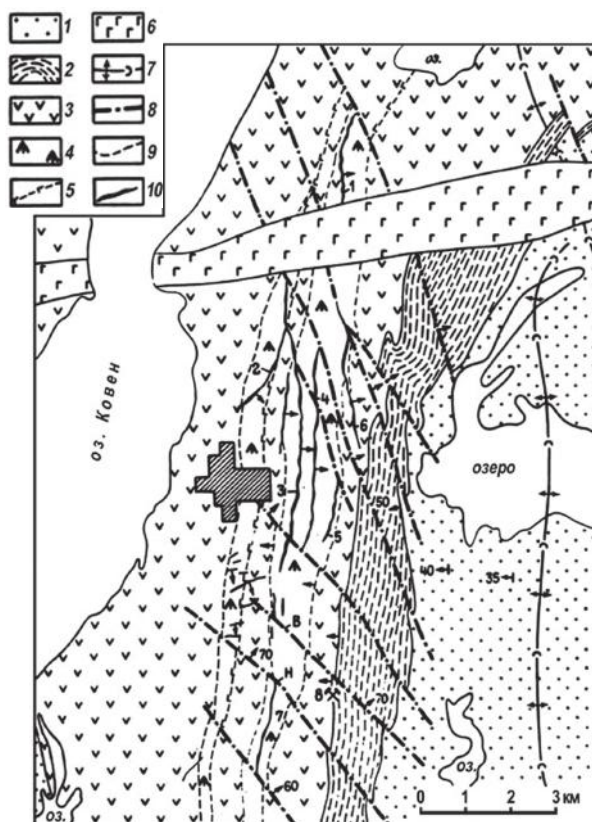


Рис. 57. Структурная схема месторождения Норсмен. В и Н — Верхний и Нижний разломы (Некрасов, 1988)

1 — граувакки с прослоями кварцитов в кровле; 2 — туфы, гравелиты с горизонтом зеленых сланцев в основании; 3 — метаандезито-базальты; 4 — горизонты андезибазальтов, насыщенные дайками фельзитовых и альбитовых порфиров; 5 — силл габбро; 6 — нориты; 7 — оси антиклиналей; 8 — дорудные разрывы; 9 — предполагаемые контакты; 10 — золото-кварцевые жилы (1 — Принсес Ройэл, 2 — Кроун, 3 — Марароа, 4 — Норсмен, 5 — Валкирия, 6 — Маунт Баркер, 7 — Камберленд, 8 — Леди Миллер)

шарнир которой полого погружается на север. Крыло складки сложено тремя толщами (AR_2): нижняя и верхняя — осадочные породы и средняя — вулканогенные, падающие на запад под углом 60° . Все они метаморфизованы до амфиболитовой фации и регионально рассланцованы. Преобладают трещинки сланцеватости слоистости. Оруденение распространено в средней толще (представленной породами андезибазальтовой формации) и частично в кровле нижней осадочной толщи. Осадочная толща сложена переслаивающимися гравелитами, туфами, зелеными сланцами. Вблизи подошвы она включает пласт железистых кварцитов. Один из его участков содержит золотое оруденение. В нижней толще метавулканиты, залегающие в основании, интродуцированы серией согласных даек фельзитовых и альбитовых порфиров, а также подчиненных им порфиритов. Мощность этих тел — от десятков сантиметров до 100 м. Они сконцентрированы в двух горизонтах андезибазальтов мощностью 600–650 и около 300 м, в которых четко выделяются более светлой окраской. Как и вся толща, эти горизонты погружаются на запад под углом 60° . Некоторые из них подчеркиваются маркирующими силлами габбро и долеритов. В андезибазальтах, насыщенных кислыми дайками, сосредоточена серия протяженных субмеридиональных жил. Прослеживаясь почти согласно в плане, в разрезе они пересекают слои вулканитов наподобие лестничных жил. Все они падают на восток под углом $20\text{--}55^\circ$ (рис. 58).

Позиция месторождения определяется приуроченностью к перегибу западного крыла антиклинали (проявленного в связи с изгибом ее шарнира к северо-востоку), пересечением этого перегиба пучком зон рассланцевания

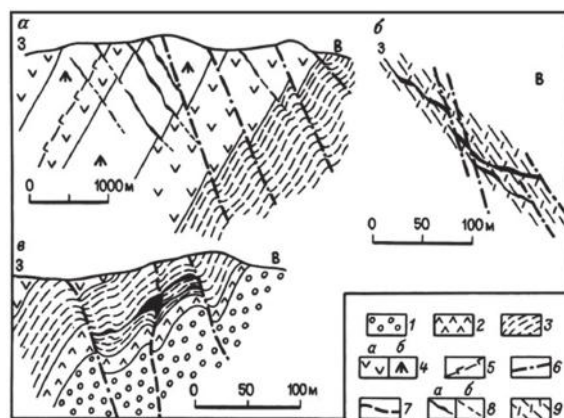


Рис. 58. Разрезы: через центральную часть месторождения Нормен (*а*), через жилу Принсес Ройэл (*б*), через залежь Леди Миллер (*в*). В и Н — Верхний и Нижний разломы (Некрасов, 1988)

1 — граувакки; 2 — горизонт хлоритовых сланцев; 3 — туфы, гравелиты и железистые породы; 4 — метаандезито-базальты: с дайками фельзитовых (*а*) и альбитовых (*б*) порфиров; 5 — силл габбро; 6 — дорудные разрывы, прослеженные; 7 — они же, предполагаемые; 8 — золоторудные жилы (*а*), их фланги (*б*); 9 — эшелонированные зоны рассланцевания

северо-северо-западного простирания и развитием оперяющих их рудовмещающих разрывов в горизонтах вулканитов, насыщенных согласными дайками (видимо, оказавшихся сравнительно хрупкими телами при трещинообразовании). В частности, северный и южный фланги пучка рудоносных разрывов примыкают к зонам расланцевания северо-западного простирания.

Пучок сближенных субмеридиональных рудоносных нарушений нередко называют зоной расланцевания. Наибольшую протяженность имеют нарушения, вмещающие главные жилы Марароа (более 6 км), Норсмен (4,5 км), Кроун (2,5 км), Маунт Баркер, Принсес Ройэл, Блюберд, Валкирия. Средняя мощность жил более 3 м. На южном фланге пучка развиты также субширотные жилы, падающие на юг под углом около 60°. Около 70% всего Au извлечено из жил Марароа и Кроун, отличавшихся высоким содержанием: в 1961 г. 47 и 38 г/т. Рудовмещающие нарушения резко перегибаются в связи с унаследованием ими трещин трех направлений: северо-северо-восточного, меридионального и северо-северо-западного. Первые вмещают более мощные интервалы жил, в то время как северо-северо-западные безрудны или маломощны. В разрезе жильные тела также изогнуты. Пологие участки маломощны. Пологие участки зон расланцевания локализуют мощные отрезки жил, крутые — маломощные. Эти факты свидетельствуют о формировании руд на фоне взбросо-сдвиговых (правосторонних в плане) перемещений вдоль рудовмещающих трещин. Широтные жилы слабо золотonosны. Лишь небольшие участки их подвергались эксплуатации. Руды малосульфидные, существенно кварцевые, местами полосчатые и содержат «пленки» серицита, хлорита, тремолита, которые способствовали внутрирудным движениям. Преобладает в рудах пирит. Установлены также пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, редкие теллуриды Au, Ag и Pb — силванит, калаверит, геосит, петцит и алтаит. Золото либо распределено по всей мощности жил (видимо, на участках с золотой текстурой руд), либо тяготеет к брекчии внутрирудно подновленным их контактам. Околорудные изменения представлены зонами хлоритизации, тремолит-актинолитовых и биотитизированных пород.

Рудные тела второго типа кварц-сульфидные, локализованные в отдельных тектонически нарушенных участках слоев железистых кварцитов. Например, залежь Леди Миллер размещается между двумя зонами расланцевания северо-северо-западного простирания, причем наиболее мощные участки ее локализованы в шарнирах мелких дополнительных складок и вытягиваются вдоль их осей. Никелевые ресурсы сосредоточены в перидотитах и сульфидсодержащих седиментогенно-туфогенных толщах в пределах рудных полей Камбалда и Лейнстер. Изучение архейских ультраосновных пород, ограничивающих купол Камбалда, привело к открытию 11 участков значительной сульфидной минерализации (Полезные ископаемые Австралии..., 1980). Добыча руды производится на пяти участках. Разведанные запасы (1973) составили 19,85 млн т при среднем содержании Ni 3,3%. Среднее соотношение Ni/Cu и Ni/Co 13:1 и 54:1 соответственно. Разрез толщи метаморфизованных пород, облекающих купол, имеет мощ-

ность около 3000 м и состоит из вулканических пород, переслаивающихся с осадочными породами (рис. 59).

Ультраосновные породы (240–600 м) располагаются в разрезе между базальтами лежачего и висячего боков. Около 80% запасов металлического никеля находится в основании ультраосновной толщи, на контакте с базальтами лежачего бока («контактовая минерализация»). Остальные запасы сосредоточены в залежах висячего бока внутри ультраосновной толщи. Выделяется также перемещенная минерализация, связанная с зонами расланцевания, составляющая около 19% руды. Рудные компоненты — пирротин и пентландит; пирит присутствует в количестве менее 10%; шпинелевые фазы, магнетит и хромит редко превышают 10%. Контактные залежи сульфидов состоят из пласта массивных руд, перекрытых более мощным и более протяженным пластом рассеянно-вкрапленных руд. Суммарная мощность от 3 до 8 м. Суммарные концентрации никеля в массивных рудах составляют примерно от 8,5 до 20%. Пласт массивных сульфидов имеет резкий контакт с перекрывающими вкрапленными рудами и базальтами лежачего бока. В деформированных участках наблюдается утонение и нарушение сплошности массивных сульфидов. Характерна полосчатая текстура массивных руд, подчеркиваемая различными соотношениями пирротина и пентландита. Содержание сульфидов в рассеянно-вкрапленном пласте от 20 до 65% и возрастает по мере приближения к пласту массивных сульфидов. Этот пласт имеет тот же минеральный состав, что и пласт массивных сульфидов, и содержание меди в нем более высокое. Ультраосновные породы месторождения представлены метапиритотитами и микропикритами с характерными структурами спинифекс, имеют экструзивное происхождение с согласным залеганием с осадочными породами. Руды магматического происхождения, а часть их связана с вторичным перераспределением.

Значительны перспективы полиметаллического (свинец, цинк) месторождения Блендвелл и Скадл в Западной Австралии; продолжается изучение свинцово-цинковых месторождений региона Пилбара Сульфур Спрингс, Солт Крик Адми. Значительны запасы меди вблизи медного рудника Нифти в регионе Пилбара Западно-Австралийского геоблока. Стратиформное Pb-Zn оруденение миссисипского типа, примером которого являются месторождения Блендвелл, Нарлара, Кунгева, представлено небольшими месторождениями, образующими рудную область (Dorling et al., 1998).

Месторождение Блендвелл имеет запасы 20 млн т руды с содержанием 8% Zn, 2,5% Pb и 17 г/т Au. Месторождение Нарлара с 11 033 т руды с содержанием 23,2% Pb, 30,9% Zn и 162 г/т Au. Средние запасы руды в месторождениях такого типа от 2 до 20 млн т. Руды образуют пологопадающие тела простого минерального состава в карбонатных отложениях, имеют низкие содержания пирита. Их формирование связывается с рифтогенными осадочными бассейнами, в которых рудные тела локализируются вдоль окраин бассейнов и в пределах внутривосходящих поднятий, вблизи конседиментационных разломов в склоновых фациях, совместно с сопровождающими их эвапоритами. Руды полосчатые, ритмично-полосчатые,

их полосчатость наследуется от вмещающих пород. В рудоносных бассейнах отсутствуют какие-либо проявления изверженных пород (рис. 60).

Отдельные рудные тела окружены пирит-марказитовыми ореолами, проявленными одновременно с доломитизацией вмещающих пород. Считается, что процесс рудопроявления — результат взаимодействия деформаций, седиментации, фациальной изменчивости, контролирующей миграцию флюидов, при этом каждый осадочный комплекс генерирует флюиды с варьирующими геохимическими особенностями (рис. 61).

Завершая характеристику рассматриваемого временного интервала 3,6–2,5 млрд лет, необходимо отметить, что его начало характеризуется заложением на гранулитовой коре, не потерявшей к этому времени свою высокотемпературность и пластичность, первых в истории развития Земли супракрустальных бассейнов, сочетающееся с проявлением в этих бассейнах процессов дифференцированного в различной степени вулканизма, синвулканических процессов формирования полосчатых железистых кварцитов в условиях существенно хемогенного осадконакопления. К этому же типу бассейнов могут быть отнесены и зеленокаменные прогибы, становление которых завершается формированием купольных структур, в их промежутках располагаются измененные — метаморфизованные реликты — «кили», по [Hamilton, 2007], вулканитов и собственно зеленокаменных прогибов. Причины заложения таких прогибов, осадочных или, точнее, вулканогенно-осадочных, связываются с разными тектоническими — геодинамическими режимами преимущественно по аналогии с фанерозойскими режимами — платформенным и/или рифтогенным. Име-

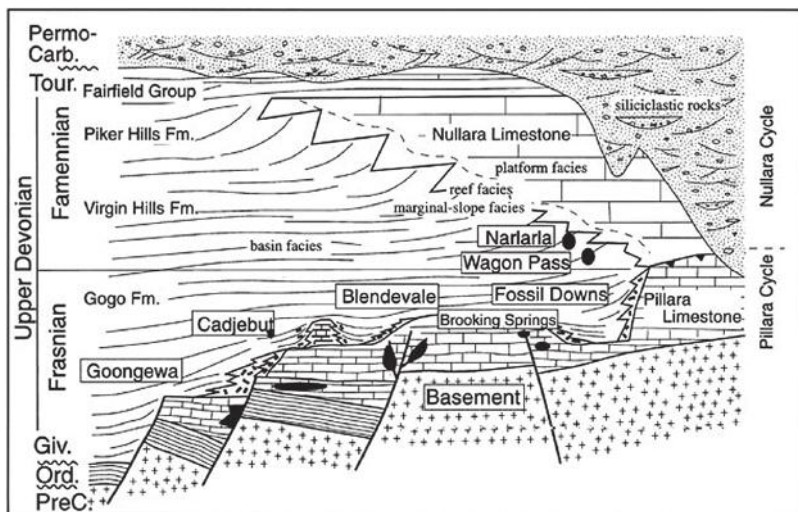


Рис. 60. Схематическая иллюстрация взаимоотношений разломов, осадочных фаций и минерализации Леннард Шельфа (Dorling et al., 1998)

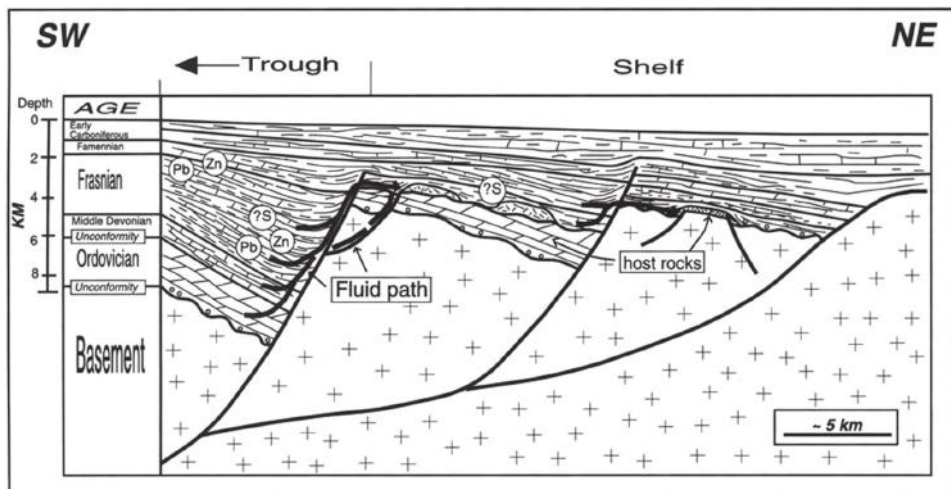


Рис. 61. Интерпретационная система восходящих потоков рассолов металла и серы в бассейне.

Металлонесущие флюиды интерпретируются как генерированные в глубокой части трога и инфильтрующие по направлению к мелководному шельфу (Dorling et al., 1998)

ет право на существование версия, которой придерживается и автор в своих публикациях [Блюман, 1992, 2005, 2007, 2013] об импактном — космогенном происхождении таких бассейнов. В цитированных версиях не рассматривается вопрос о природе гидросферы этих изолированных осадочных бассейнов, формирование которых происходит во время активного взаимодействия протокоры основания бассейнов и протоатмосферы. Этот вопрос так же в связи с процессами импактного взаимодействия протокоры и протоатмосферы рассматривается в заключительной части работы. Именно под знаком появления первой гидросферы в истории развития Земли можно рассматривать временной интервал 3,6–2,5 млрд лет. При этом первые осадочные бассейны были относительно невелики по размерам и размещались изолированно и крайне неравномерно по поверхности планеты, и в их формировании участвовали, активно взаимодействуя, еще не «остывшая» гранулитовая кора, уже в достаточной степени окисленная атмосфера, а также уже сформированная гидросфера с отчетливыми признаками участия биогенных структур в формировании гигантских концентраций железистых кварцитов (полосчатых железорудных формаций — ВИФ). Именно это взаимодействие, активно побуждаемое к развитию космогенными импактными процессами, привело в дальнейшем к их обоюдному относительному «охлаждению» и преобразованию, заложившим основы для формирования видоизмененных процессов следующего временного интервала 2,5–1,1 млрд лет. Именно такой переход означает эволюционную направленность процессов геологического и металлогенического развития

Земли. Применительно к этому периоду отметим не прекращающуюся и созидательную роль космогенных импактных процессов, унаследованную от предыдущего временного интервала. Эта роль может заключаться в причинах формирования зеленокаменных прогибов и в создании в них первичной гидросферы и биосферы. Не исключено влияние таких процессов на формирование купольных гранитоидно-гнейсовых структур в субстрате зеленокаменных прогибов. Таким образом, сочетание в этот промежуток времени космогенных и эндогенных процессов могло определить появление в значительных масштабах разнообразного оруденения, а исключительная длительность таких процессов могла также определять появление крупных и сверхкрупных месторождений при том, что в их формировании в роли рудоносных образований принимали участие вулканы ультраосновного и основного состава, значительно обогащенные большим количеством в том числе и рудных элементов. Ключевой вопрос образования рассматриваемых прогибов: каким образом гигантские массы плотных, «тяжелых» ультрамафитов и ассоциированных с ними мафитов могли прорваться на поверхность сквозь значительно менее плотную гранулитовую кору? Другой вопрос: что могло способствовать формированию гидросферы этих прогибов и гигантскому всплеску биогенной активности? Ответы на этот и другие связанные вопросы, на наш взгляд, заключаются в большом значении взаимодействия космогенных и эндогенных процессов при активной роли космогенных, вероятно, инициировавших как формирование (заложение) таких прогибов, так и последующее проявление в них эндогенных процессов — создание длительно живущих термоградиентных систем, способствовавших мобилизации, миграции и локализации — концентрации многих рудных элементов.

Другой, уже не металлогенической, а тектонической — геодинамической особенностью этого временного интервала является фиксированное положение рассмотренных прогибов, их «неокеанский» характер, что подтверждается мелководным осадконакоплением, преобладанием хемогенного осадконакопления, отсутствием или крайне незначительным распространением терригенных отложений и многим другим, что полностью исключает возможность использования базовых положений тектоники плит для данного временного интервала. Для подтверждения фиксированного положения таких прогибов можно привести единичный, но убедительный факт: в прогибе Витватерсранд после завершения его становления была сформирована импактная структура Вредефорт, что, кстати, повторяется уже в следующем временном интервале в прогибе Атабаска, в котором также после завершения его становления формируется импактная структура Карсуэлл.

ГЛАВА 4

События временного интервала 2,5–1,9 млрд лет

Весьма показателен в отношении особенностей геологического развития и металлогении временной рубеж 2,5 млрд лет, начиная с которого увеличивается в планетарных масштабах распространение осадочных бассейнов, заметно сокращаются проявления формирования гранит-зеленокаменных областей, масштабы проявления процессов полиметаморфического преобразования тоналит-трондьемит-гнейсовых комплексов. Создается впечатление, что временной интервал 2,5–1,9 млрд лет фиксирует существование относительного геодинамического покоя, когда происходит заметное сокращение эндогенной активности и становление осадочных бассейнов. Как и в других временных интервалах геохронологические границы относительно условны, но событийно значимы. Так, в интервале 2,5–1,9 млрд лет формируются преимущественно осадочные бассейны, в основании которых размещены древние метаморфизованные коры выветривания. И в этих бассейнах практически не проявлен коровый кислый вулканизм, хотя в этом же временном интервале проявлен базитовый вулканизм и магматизм. В отдельных регионах в бассейнах сохраняются особенности состава и строения, присущие гранит-зеленокаменным прогибам, преобладающе распространенным в предыдущем временном интервале. Наиболее значимой событийной границей, обозначающей завершение этого интервала и начало следующего, являются проявления кислого вулканизма и гранитного магматизма (формирование гранитов рапакиви) и впервые проявленная тектоническая (геодинамическая) дифференциация становления осадочных бассейнов, формирующихся в относительно стабильных и мобильных условиях (см. далее).

Важная в глобальной последовательности геологических и металлогенических событий особенность их эволюции заключается в том, что отчетливо проявляется заметное перекрытие предыдущих событий последующими, т. е. все менее отчетливо проявлены временные границы этих событий, и события предыдущей стадии «проникают» в последующие временные интервалы. Одновременно возрастают неравномерность и разно-

образии их проявления в глобальном масштабе — все более отчетливо проявлена специфика развития отдельных структур разных континентов. Эта особенность развития и распространения геологических и металлогенических событий, пожалуй, наиболее отчетливо впервые проявляется в пределах рассматриваемого временного интервала, когда сходные события (формирование осадочных бассейнов, прогибов) прослеживаются (проникают) в последующий интервал 1,9–0,9 млрд лет. В основном это касается рассматриваемых далее осадочных бассейнов при том, что граница следующего временного интервала 1,9 млрд лет, как показал Л. И. Салоп [1982], отчетливо обозначена относительно синхронным в глобальном масштабе проявлением наземного риолитового вулканизма и гранитного магматизма (граниты рапакиви) и соответствующей им металлогении.

По мере перехода от временных интервалов ранней истории Земли к последующим все более возрастает разнообразие состава и строения как собственно геологических, так и металлогенических образований. Непосильной (как показал индивидуальный опыт автора) становится задача уследить за этим разнообразием и пытаться выявить какие-либо закономерности геологического и металлогенического развития при том, что автор анализирует лишь сугубо фактографический, эмпирический материал. Посильной (об этом судить коллегам) оказалась задача проанализировать лишь типичные для этого промежутка времени осадочные бассейны, в составе и строении которых фиксируются особенности, наследующие в различной степени характеристики бассейнов предыдущей стадии (Хамерсли, Витватерсранд), но обладающих индивидуальными особенностями и некоторыми чертами сходства (об этом далее). Такой «избирательный» (в силу субъективных обстоятельств) метод совокупного геологического и металлогенического материала, тем не менее, позволяет подойти к решению ряда принципиальных геологических и металлогенических вопросов.

Наиболее интересными в части совокупного рассмотрения геологических и металлогенических данных оказались осадочные бассейны, так как в них более отчетливо проявляются признаки, характеризующие время и природу их заложения. В таких осадочных бассейнах в отличие от собственно эндогенных месторождений выявляются и хорошо задокументировано взаимодействие экзогенных — седиментогенных, постседиментогенных и эндогенных, в том числе и рудообразующих, процессов. Кроме того, с этими бассейнами ассоциированы, как и на предыдущей стадии, крупные месторождения полезных ископаемых. В качестве примеров выбраны бассейны разного возраста и геологического положения, но все они характеризуются в той или иной мере проявленным и масштабным оруденением. Бассейны (прогибы — об этом далее) размещены по мере увеличения времени их становления: Удоканский, Онежский, Атабаска и Мак Артур. Они носят «вневременной» характер, т. е. их заложение и формирование начинается во временном интервале 2,5–1,9 млрд лет, но и продолжается в последующем времени, отражая при этом и региональные особенности их становления и металлогении в пределах разных структур различных континентов. Во времени в пределах разных континентов бассейны сочета-

ются со структурами, присущими последующему временному интервалу, подчеркивая тем самым нарастающую со временем глобальную неоднородность геологических и металлогенических событий.

В меденосном Кодаро-Удоканском прогибе [Геолого-минерагеническая..., 2000] на юге Олекминского блока удоканский комплекс общей мощностью 9000–10 800 м разделен на две части. Нижняя часть палеопротерозойского разреза — карбонатно-терригенная кодарская серия — залегает со структурным несогласием на толщах сахабория и характеризуется повышенным метаморфизмом и многоэтапной складчатостью, по сравнению с верхней частью, сложенной молассоидными вулканогенно-терригенными формациями и содержащей строматолиты, онколиты и медузоиды, стратиграфическое значение которых неясно. Это дает основание некоторым исследователям оспаривать палеопротерозойский возраст верхов удоканского комплекса. К-Ar и U-Pb датировки удоканского комплекса не выходят за пределы 1880–2100 млн лет. Возраст осадконакопления, полученный для пепловых прослоев чинейской серии, 2180 млн лет. Изотопные датировки гранитов (кодаро-удоканского и тукурингского) комплексов, ассоциированных с удоканским комплексом, составляют от 1860 до 1460 млн лет (U-Pb, Rb-Sr методы). Отложения улканской серии залегают с резким угловым несогласием на коре выветривания метаморфических образований Алдано-Станового щита и фиксируют время окончательной консолидации кристаллического фундамента Сибирской платформы. Они в свою очередь перекрыты нижнерифейскими отложениями учурской серии с базальными конгломератами в основании, с которых начинается уже разрез плитного комплекса. U-Pb возраст граносиенитов, гранитов и щелочных гранитов улканского комплекса колеблется в пределах 1703 ± 18 – 1727 ± 6 млн лет; близкие цифры получены для кислых вулканитов 1660 ± 10 – 1727 ± 11 млн лет.

Обстоятельная характеристика литолого-фациальных особенностей состава и строения и меденосности Кодаро-Удоканского бассейна приведена в работе коллектива авторов «Стратифицированные месторождения меди СССР», в которой даны сведения, важные для понимания палеофациальных обстановок меденакопления в этом бассейне и в том числе для сопоставления их с другими осадочными бассейнами.

По условиям образования среди пород меденосной толщи месторождения Удокан выделяются [Богданов и др., 1973] следующие основные фациальные типы отложений: 1) песчаные осадки подводно- и наземно-русловых протоков; 2) песчаные осадки шлейфов подводнорусловых выносов; 3) песчаные осадки прирусловых кос и валов; 4) магнетитсодержащие песчаные осадки пляжей и отмелей; 5) песчаные осадки приустьевых баров, кос и пересыпей; 6) песчано-алевритовые осадки зон волнения заливно-лагунного мелководья; 7) алеврито-глинистые осадки зон спокойной седиментации заливно-лагунного мелководья; 8) алеврито-глинистые, иногда карбонатно-глинистые осадки дельтовых озер, переходящих в такыры.

В целом литолого-фациальные особенности отложений меденосной толщи месторождения Удокан свидетельствуют об их формировании за счет

подводно- и наземно-дельтовых осадков, тесно чередующихся с заливно-лагунными отложениями. Лагунно-дельтовые отложения месторождения Удокан образуют крупную линзу максимальной мощностью до 330 м среди прибрежно-морских и подводно-дельтовых песчаных отложений. Об общей форме линзы судить трудно, так как от эрозии сохранилась только часть, ограниченная контурами Намингинской брахисинклинали. Линза лагунно-дельтовых отложений имеет сложный состав и распадается на многочисленные, сравнительно незначительные по размерам линзовидные тела песчаников, конусов выноса, отдельных рукавов дельты, которые кулисообразно смещаются вверх по разрезу от северного борта Намингинской брахисинклинали к южному с одновременным уменьшением мощности лагунно-дельтовых отложений от 330 м до первых метров. Это позволяет определить общую мощность интервала разреза верхней подсвиты сауканской свиты в 440 м. Разрез представлен лагунно-дельтовыми отложениями. В южном и восточном направлениях лагунно-дельтовые отложения сменяются песчаными прибрежно-морскими и частично подводно-дельтовыми образованиями. Перекрываются лагунно-дельтовые отложения мелководными песчано-алевритовыми прибрежно-морскими осадками.

Фациальный контроль оруденения выражается в приуроченности медной минерализации к определенным литолого-фациальным парагенезам, тяготеющим к средним и верхним частям осадочных серий. Меденосные горизонты первого типа, как было показано выше, всегда располагаются среди глинисто-алевритовых отложений парагенеза заливно-лагунных осадков, меденосные горизонты второго типа — среди алеврито-песчаных отложений парагенеза лагунно-дельтовых осадков. На основании литолого-формационного анализа карбонатно-терригенных отложений удоканской серии в истории ее формирования выделяются три полных тектонических цикла седиментации. На общем фоне периодов регрессивного развития каждого цикла намечаются трансгрессивно-регрессивные циклы второго порядка.

Меденосные горизонты тяготеют к средним и верхним частям осадочных серий, формировавшимся в средние и конечные этапы тектонических циклов седиментации, характеризующиеся замедлением воздымания области денудации и опускания ложа бассейна седиментации. Замедление воздымания области денудации обуславливает пенеппенизацию ее рельефа, что приводит к увеличению роли химического выветривания. Интенсивные процессы химического выветривания пород в области денудации ведут к высвобождению из их состава огромной массы подвижных и слабоподвижных элементов-примесей и поступлению этих элементов в конечные бассейны стока.

Замедление скорости опускания бассейна седиментации вызывает его обмеление, в результате чего создаются благоприятные условия для возникновения широкой полосы лагунного побережья, и сам бассейн седиментации в прибрежной зоне приобретает черты залива, а при наличии впадающей в него реки — дня возникновения крупной дельты лопастного типа, отгороженной придельтовыми барами. В лагунах, заливах и дельтовых озерах привносимые элементы аккумуляровались в тонкозернистых

осадках, что и обуславливает возникновение горизонтов с повышенным содержанием меди.

Наряду с общим фациальным контролем медного оруденения, намечается зависимость зональности оруденения от особенностей распределения различных дельтовых фациальных типов пород. Характерна приуроченность вкрапленности халькозина и борнита к осадкам прибрежной полосы, халькопирита и пирита — к отложениям предбаровой полосы подводной дельты. При этом халькозин и борнит широко распространены в песчаниках фации наземно- и подводно-русловых протоков и отмечаются в песчаниках прирусловых кос и в песчаниках и алевропесчаниках зоны волнений заливно-лагунного мелководья. Вкрапленность халькопирита и пирита развита преимущественно в песчаниках и алевропесчаниках шлейфов подводно-русловых протоков зоны спокойной седиментации подводной дельты и дельтовых озер и песчаников подводно-русловых протоков на предбаровой полосе подводной дельты.

Литологический контроль оруденения выражен довольно отчетливо и играет большую роль в создании промышленных концентраций меди. Намечается приуроченность к некоторым литологическим разновидностям пород руд определенного состава и качества. Пирит-халькопиритовое оруденение обычно приурочено к мелко- и среднезернистым полевошпатово-кварцевым крупно-косослоистым песчаникам с хорошоокатанным и среднесортированным кластическим материалом и кальцитово-серицитово-кварцевым цементом. Нередко вкрапленность пирита и халькопирита развита в горизонтально- и волнисто-слоистых алевролитах и алевропесчаниках, тонко переслаивающихся с мелкозернистыми песчаниками, слоистость которых подчеркнута полосчатыми скоплениями сульфидов. Перечисленные разновидности пород вне зон с благоприятной для меденакпления фациальной обстановкой часто бывают безрудными, очень редко содержат вкрапленность борнита и халькозина. Для халькозин-борнитового оруденения наиболее характерны три литологические разновидности пород. Это, во-первых, кварцитовидные полевошпатово-кварцевые и кварцево-полевошпатовые клиновидно-косослоистые песчаники, часто несколько обогащенные магнетитом, для которых характерна вкрапленность только халькозина и борнита. Во-вторых, это песчаники, сильно обогащенные магнетитом. В-третьих, халькозин и борнит тяготеют к волнисто-слоистым алевропесчаникам и кварцево-полевошпатовым мелкозернистым песчаникам. В последних часто отмечаются поверхности размыва и трещины усыхания, свидетельствующие о мелководных условиях их отложения.

Влияние литологического фактора, очевидно, больше всего сказалось при процессах диагенеза и катагенеза, когда происходили вторичная карбонатизация, окварцевание и переотложение сульфидов. Богатые борнит-халькозиновые руды приурочены к песчаникам со вторичным кальцитовым и кварцевым цементом, а также к магнетитсодержащим песчаникам. Рядовые руды борнит-халькозинового состава тяготеют к волнисто-слоистым алевропесчаникам и песчаникам с кальцитово-кварцево-серицитовым цементом.

Источником меди для формирования медного оруденения удоканской серии могли служить магнетитсодержащие породы денудированных частей архейского фундамента Алданского щита.

Ю. В. Богданов и др. [1973] представляют выводы о закономерностях размещения и геологических условиях образования медистых песчаников и алевролитов в Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоне:

1. Месторождения и рудопроявления медистых песчаников и алевролитов в пределах Кодаро-Удоканской зоны приурочены к определенным частям стратиграфического разреза мощной толщи карбонатно-терригенных отложений удоканской серии нижнепротерозойского возраста.

2. Среди меденосных горизонтов выделяются два генетических типа: первый — горизонты медистых алевропесчаников, алевролитов и аргиллитов, связанные с образованиями замкнутых и полужамкнутых бассейнов лагунного типа (александровская, талаканская, намингинская свиты); второй — горизонты медистых песчаников, связанные с дельтовыми образованиями (читкандинская, сакуканская свиты). Горизонты первого типа обычно имеют незначительные мощности (до 10 м). Выдержанность их по площади различна: нередко они прослеживаются по простиранию на одном стратиграфическом уровне на протяжении до 10–15 км. В разрезе осадочных серий могут располагаться в средних или верхних частях их, формируясь в средние и конечные этапы развития тектонических циклов седиментации. Меденосные горизонты второго типа характеризуются значительными мощностями, достигающими 400 м, и крайней невыдержанностью по площади. Их формирование приурочено к средним этапам второго и третьего тектонических циклов седиментации.

3. В истории развития Кодаро-Удоканской зоны в нижнем протерозое выделяются три основные эпохи меденакопления: читкандинско-александровская, верхнеталаканская и сакуканско-намингинская. Каждая эпоха меденакопления связана со средними и конечными этапами развития тектонических циклов седиментации.

4. Каждой эпохе меденакопления соответствует своя полоса меденосности. Полосы меденосности совпадают с площадями развития отложений лагунного и дельтового парагенеза, выделяемых в составе соответствующих свит.

5. Размещение оруденения в пределах отдельных меденосных горизонтов местами отчетливо контролируется радиальными и литологическими факторами. Намечается литолого-фациальный контроль зональности оруденения, который, по-видимому, связан как с условиями седиментации, так и с особенностями размещения органического вещества в дельтовых и прибрежно-морских осадках. Наблюдаются зональные серии регрессивного типа (снизу вверх): пирит — халькопирит — борнит — халькозин, изредка встречаются серии трансгрессивного типа, характеризующиеся обратным расположением минеральных зон снизу вверх по разрезу: халькозин — борнит — халькопирит — пирит.

6. Региональный метаморфизм медистых отложений, соответствующий стадии метagenеза и начальным стадиям зеленосланцевой фации, вызывал лишь перекристаллизацию цемента песчаников, незначительную регене-

рацию рудных минералов и образование метаморфических кварцево-сульфидных жил.

7. Складчатые и разрывные нарушения отчетливо пострудные. Вблизи разрывных нарушений имеются смещения горизонтов медистых песчаников. При этом перераспределения рудного вещества около них не наблюдается.

8. Медное оруденение рассматриваемого региона имеет осадочное происхождение. Однако седиментационные концентрации были, вероятно, непромышленными. Промышленные руды сформированы в результате проявления последующих постседиментационных процессов. В силу этого месторождения и рудопроявления Кодаро-Удоканской зоны являются полистадийными образованиями.

9. Перспективны для поисков новых месторождений меди в Кодаро-Удоканской зоне площади развития подводно-дельтовых отложений указанных выше свит, располагающиеся в пределах выделяемых полос меденосности.

Уникальное Удоканское месторождение медистых песчаников (Минерагения, 2004), локализовано в сакуканской свите удоканской серии в пределах Намингинской брахисинклинали (10 × 15 км). Месторождение Удокан находится на территории Северо-Восточного Забайкалья в пределах Олекмо-Витимской меденосной металлогенической провинции. Оно приурочено к крупному протерозойскому Кодаро-Удоканскому прогибу в архейском кристаллическом фундаменте. Прогиб заполнен карбонатно-терригенными отложениями удоканского комплекса общей мощностью 9–12 тыс. м, в котором выделены (снизу вверх) три формации: углеродсодержащая песчано-сланцевая флишоидная, молассоидная пестроцветная карбонатно-алевритопесчаная и молассоидная алевритопесчаная. Меденосные отложения приурочены к верхней части комплекса. Структурная позиция месторождения определяется мульдообразной складкой, вытянутой в северо-западном направлении на 12 км при ширине до 4,5 км, осложненной мелкой складчатостью, взбросо-сдвигами и дайками габбро-диабазов. Месторождение занимает площадь около 30 км². Центральная часть синклинали сложена свитой алевролитов, аргиллитов и песчаников мощностью до 1000 м. Залегающая ниже рудовмещающая толща мощностью от 650 до 800 м на 95% сложена серыми и розовато-серыми ритмично переслаивающимися песчаниками, в меньшей степени алевролитами и аргиллитами (рис. 62).

Меденосный горизонт, приуроченный к средней части толщи, имеет мощность от 50–100 до 250–270 м; в нем установлены четыре рудоносных уровня. Рудные тела характеризуются согласным залеганием, пластообразно-изометричной, линзовидной, лентовидной формами. Богатые залежи тяготеют к поверхностям размыва в локальных депрессиях и русловых впадинах. Протяженность рудных тел достигает 2–3 км. Главные первичные минералы руд — халькозин, борнит, магнетит, второстепенные — халькопирит, пирит, ильменит. Редкие минералы многочисленны: самородное серебро, аргентит, штроемерит, золото, валлериит, идаит, блеклые руды, молибденит, сфалерит, галенит, пентландит, кобальтин, арсенопирит и

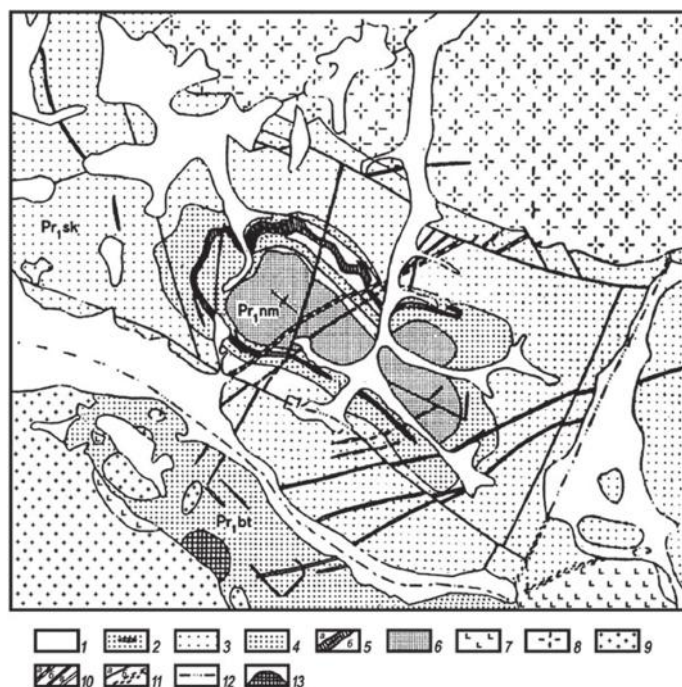


Рис. 62. Схематическая геологическая карта района Удоканского месторождения

1 – четвертичные отложения; 2 – бутунская свита; 3 – сауканская свита; 4 – рудовмещающая толща; 5 – рудоносный горизонт (а) и рудные тела (б); 6 – намингинская свита (PR₁); 7–9 – комплексы: 7 – чинейский (PR₁), 8 – копарский (PR₂), 9 – ингамакитский (PR₂); 10 – дайковые тела комплексов (а – чинейского, б – доросского, в – кодарского); 11 – тектонические разломы 1-го (а) и 2-го (б) порядков; 12 – предполагаемое продолжение разломов под четвертичными отложениями; 13 – магнитная аномалия

киноварь. Выделяются пирит-халькопиритовые, халькопирит-борнитовые и борнит-халькопиритовые руды. Регрессивный тип рудоносной толщи обуславливает смену в пределах рудоносных уровней (снизу вверх) пирит-халькопиритовых руд борнит-халькозиновыми. Средние содержания меди в рудных телах, оконтуренных по бортовому содержанию 0,6%, 1,34–1,67%. Содержание серебра в балансовых рудах в среднем 12,9 г/т. Запасы меди на месторождении более 20 млн т. Имеются указания на наличие МПГ. Попутно из концентрата могут извлекаться серебро (13 г/т) и золото (до 2–10 г/т). Среди сульфидных руд ведущими являются борнит-халькозиновые (Рудные месторождения СССР. Т. 2. 1978).

Несколько по-иному, в отличие от Ю. В. Богданова [1973], характеризует «Удоканскую структуру» С. И. Турченко [2007], который в пределах Алдано-Станового щита выделяет интракратонные бассейны палеопротерозоя возрастного интервала 2,1–1,85 млрд лет, представленные Удоканской структурой и ее аналогами (Нижне-Ханинская, Олдонгсинская и Угуйская

грабен-синклинали), распространенными в западной части щита. Здесь терригенные отложения удоканской серии, слагающей бассейн, несогласно залегают на метаморфических толщах чарской и олекминской толщ архея. Хорошо выражен наложенный характер Удоканского интракратонного бассейна, формировавшегося в условиях воздыманий и компенсирующих их погружений, связанных с межблоковыми разломами, развивающимися при прогрессирующем рифтогенезе (здесь и далее сохранена тектоническая терминология С. И. Турченко. — Б. Б.) этой структуры. Удоканский бассейн отличается наибольшими размерами в плане и мощностью осадочной толщи, достигающей 9–12 км. Терригенные толщи удоканской серии в своей нижней части (кодарская и чинейская подсерии) представлены ассоциациями пород, содержащими углеродную песчано-сланцевую флишоидную сероцветную и карбонатно-алевролитопесчаную молассоидную пестроцветную формации, для которых характерен натриевый петрохимический профиль. Завершающая разрез удоканской серии кеменская подсерия сложена главным образом алевролитопесчано-молассоидной пестроцветной формацией преимущественно с аркозовым характером песчаных пород, более высокой зрелостью терригенных ассоциаций и их существенно калиевой специализацией. Осадочные породы претерпели зональный региональный метаморфизм, преимущественно низких ступеней. Степень метаморфизма усиливается к бортовым частям впадины до амфиболитовой фации, где локализованы купола реоморфических гранитов куандинского комплекса. В складчатости сочетаются первоначально простые брахиформные структуры, преобладающие в этих прогибах, и складки сложной морфологии, имеющие более позднее происхождение, и локализованные в краевых частях прогибов в зонах влияния гранито-гнейсовых куполов. Время формирования пород удоканской серии, определенное U-Pb методом по циркону из туфопесчаников этой серии, составляет 2180 ± 50 млн лет. Для удоканской серии характерны ритмичность и зональность в распределении литофаций, соответствующих условиям накопления осадков в прибрежно-морских, дельтовых и лагунно-озерных фациях. К подобным отложениям приурочено гигантское по запасам Удоканское месторождение меди в медистых песчаниках [Богданов и др., 1973], сформированное в результате взаимодействия экзогенных рудообразующих процессов, катагенеза и последующего регионального метаморфизма и деформаций. Руды большей частью представлены рассеянным вкрапленным типом, а линзы и пласты богатых руд, составляющих собственно рудные тела месторождения, образованы в результате действия процессов переотложения рудного вещества. Руды подразделяются на три минеральных типа: пирит-халькопиритовый, халькопирит-борнитовый и борнит-халькозиновый. В их размещении намечается зональность по латерали и в разрезе меденосной толщи. Как правило, борнит-халькозиновые руды приурочены к дельтовым, а пирит-халькопиритовые к более глубоководным фациям. Седиментационные концентрации меди обычно незначительны, а богатые рудные тела сложены эпигенетическими борнит-халькозин-халькопиритовыми ассоциациями гидротермально-активизационного генезиса.

Независимо от геодинамической трактовки происхождения — причины заложения Удоканского прогиба следует выделить ряд принципиально важных особенностей его строения, в известной мере сближающих его отчасти независимо от времени заложения с прогибами бассейнов Атабаска Канады и Мак-Артур Австралии:

- заложение на выветрелой поверхности кристаллического основания;
- дельтовые и озеро-лагунные условия осадконакопления;
- зависимость рудообразования от фациальных обстановок осадконакопления: борнит-халькозиновые руды приурочены к дельтовым, а пирит-халькопиритовые к более глубоководным фациям.

Принципиальное отличие Удоканского бассейна от упомянутых выше бассейнов Канады и Австралии — борнит-халькозиновый и пирит-халькопиритовый состав медных руд. Автору не удалось найти объяснение такой рудной специализации, но нельзя исключить возможность геохимической специализации кристаллического основания бассейна.

В 2011 г. В Петрозаводске издана монография под ред. Л. В. Глушанина, Н. В. Шарова, В. В. Щипцова «Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)». По мнению авторов и редакторов этой работы, Онежская структура (ОС) — это сложнопостроенная мультимасштабная по поверхности фундамента структура земной коры, выполненная вулканогенно-осадочными отложениями палеопротерозоя. Северная часть ОС — Северо-Онежский синклиниорий — охватывает северную половину Онежского озера с его побережьями. Восточный край синклинория образует пологую дугу, в принципе соответствующую Повенецкому заливу Онежского озера. Западным ограничением синклинория служит субмеридиональная Койкарско-Выгозерская зона сдвиговых деформаций, которая в области северо-западного замыкания синклинория сливается с Кумсинской зоной дислокаций. На северо-западе и севере он переходит в систему постепенно утоняющихся и сильно пережатых синклинальных структур: Салвиламбинской, Ялгамской и упомянутой выше Кумсинской. При движении на юг и юго-запад образования синклинория надстраиваются верхними горизонтами палеопротерозоя (вепсия), приуроченными к пологой эллипсоидной Южно-Онежской мульде. И наконец, все перечисленные толщи перекрыты отложениями венда и фанерозоя неопротерозойского Петрозаводского грабена (что, впрочем, не подтверждено прямыми наблюдениями) и современными осадками впадины Онежского озера.

Наиболее значимые фактические данные, содержащиеся в работе «Онежская палеопротерозойская структура», касаются в основном палеофациальных обстановок осадконакопления, времени становления структуры, кратко охарактеризована ее минерагения. В основании палеопротерозойских комплексов ОС размещены коры выветривания и тектонизированные базальные (в том числе соленосные) образования на границе архейских и палеопротерозойских комплексов. В низу разреза палеопротерозоя, непосредственно на гранитно-метаморфическом архейском комплексе залегают отложения сумийского и сариолийского надгоризонтов, которые с несо-

гласием перекрываются осадочными и вулканогенными образованиями ятулийского надгоризонта, состоящего из двух частей. Нижняя часть (сегозерский горизонт: янгозерская и медвежьегорская свиты; суммарная мощность 0–400 м) сложена кварцитами, кварцито-песчаниками, алевролитами, сланцами, кварцевыми и гранитными гравелитами и конгломератами, а также потоками базальтовых лав с прослоями их пирокластитов и габбро-долеритовыми силлами. Кроме этого, на отдельных участках в основании разреза располагаются толщи (галитовая и улитинская) суммарной мощностью около 500 м, представленные солями и ангидритами. Верхняя часть (онежский горизонт: туломозерская свита; мощность 150–500 м) выполнена пестроцветными и красноцветными доломитами, строматолитовыми и онколитовыми известняками, кварцито-песчаниками, гравелитами и различными сланцами. Отложения вмещают габбро-долеритовые силлы. По данным многих исследователей, которые подтверждаются и наблюдениями авторов (Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцова), ятулийские породы почти повсеместно залегают на коре выветривания, сформированной по гранитам архейского фундамента. Литоседиментационные особенности осадочных отложений ятулия отвечают условиям обширного мелководного эпиконтинентального морского бассейна и его прибрежных областей без резкого рельефа, тектонических уступов и проявления серьезных внутриформационных тектонических событий. Об этом свидетельствуют высокая степень сортировки и окатанности обломочного материала; зрелость осадков; присутствие кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов; отсутствие грубообломочных фаций типа фангломератов и признаков лавинной седиментации; косая слоистость, следы капель дождя и трещин усыхания; карбонатные породы со строматолитами и онколитами, в том числе пестроцветными доломитами, фациальные переходы и местные перерывы; признаки размыва и стратиграфических несогласий в подошве всех горизонтов и отсутствие при этом структурных несогласий.

Вулканогенные образования ятулия представлены базальтовыми лавовыми потоками, в том числе миндалекаменными, и их пирокластитами, а также зеленокаменными измененными габбро-долеритовыми силлами. Все вулканогенные породы расположены внутри толщи мелководных осадков эпиконтинентального морского бассейна. Залегающие выше по разрезу толщи людиковия подразделяются на два горизонта. Нижний (заонежская свита; мощность 300–1800 м) сложен слюдисто-полевошпатовыми, карбонатными и шунгитоносными сланцами, песчаниками и известняками с горизонтами базальтов и их туфов. Верхний (суйсарская свита; мощность до 500 м) представлен чередованием туфосланцев и туфопесчаников, базальтов, пикробазальтов, пикритов и их туфов, туффитов, туфоконгломератов. Описаны также вулканические некки и интрузии ультраосновного состава. Вверх по разрезу суйсарские вулканы надстраиваются отложениями калевия (кондопожская, падоская, вашезерская свиты; общая мощность около 550 м). Эти отложения в западной части Северо-Онежского синклинария представлены мелководно-бассейновыми и континентальными мо-

лассоидными отложениями: сероцветными граувакковыми и вулканомиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов в основании разреза.

Протерозойский разрез надстраивается отложениями вепсийского надгоризонта Южно-Онежской мульды, которые представлены мелководно-бассейновыми и континентальными молассоидными отложениями: сероцветными полевошпат-кварцевыми кварцитопесчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов петрозаводской свиты (внизу) (мощность до 600 м) и красноцветными, часто косослоистыми кварцитопесчаниками с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов шокшинской свиты (вверху) (мощность до 1000 м). В песчаниках часто встречаются плохоокатанные обломки шунгитоносных сланцев и алевролитов, сопоставимых с породами заонежской свиты. Шокшинская свита расслоена мощным габбро-долеритовым силлом.

Строение разреза и возрастной интервал осадконакопления указывают на чрезвычайно длительное развитие бассейна с относительно медленным осадконакоплением. За 300 млн лет (ятулий — людиковий) образовалось около 2500 м отложений; за более чем 600 млн лет (ятулий — вепсий) — около 5000 м, что свидетельствует о растянутом во времени медленном и дискретном проседании дна седиментационного бассейна.

Значимый элемент структуры и тектонической эволюции региона — субслойные магматические тела, относимые к категории силлов. Исходя из оценки мощностей вмещающих толщ (первые сотни метров) внедрение силлов происходило в условиях глубин порядка нескольких сотен метров в обводненные горизонты, что подтверждается наличием флюидизатов и трубок взрыва. Магматический расплав при этом не изливался на поверхность Земли в виде лавовых потоков, а формировал субслойные интрузии. Наиболее вероятной причиной остановки движения расплава к поверхности для силлов ранней фазы стало достижение обводненных горизонтов, играющих роль флюидных барьеров. На завершающем этапе развития бассейна происходило образование толщ пирокластического и хемогенного материала и лав суйсарской свиты мощностью около 400 м в пределах западного борта структуры (Куликов и др., 1999, 2008; Светов, 1979) на ограниченной площади около 2 тыс. км². Эксплозия суйсарских вулканов имела субаэральный характер в условиях существования мелководных бассейнов с глубинами, не превышающими 300–400 м.

Северо-Онежский бассейн на постумном (постсилловом) этапе развития (калевий и вепсий) характеризуется образованием амагматичных мелководных терригенных шунгитоносных, вулканомиктовых и аркозовых толщ флишоидного типа. Мощность толщ постсиллового этапа — 450 м. Местами отмечены коры выветривания и размыв. В основании расположены конгломераты, с угловым несогласием залегающие на подстилающих образованиях заонежской и суйсарской толщ. Эти факты свидетельствуют о том, что толщи «досиллового» и «субсиллового» этапов развития Северо-Онежского бассейна претерпели незначительную деформацию (кондопожский этап), последовавшую за эпохой силлообразования. Онежскую структуру четко характеризуют следующие признаки:

— длительное и постепенное прогибание территории Северо-Онежского синклинория в начале раннего протерозоя, частично наследуемое формированием вепсйской Южно-Онежской мульды и современной впадины Онежского озера;

— накопление мелководно-морских и лагунных, а затем континентальных отложений незначительной мощности;

— слабое проявление трансгрессивных процессов с течением времени: область осадконакопления в основном сохраняет свои очертания, но при этом испытывает некоторую миграцию с севера на юг;

— сочетание относительно изометричной формы седиментационных бассейнов и общей синклинорной формы с линейным внутренним структурным планом;

— пространственная и парагенетическая связь с долгоживущими зонами сдвиговых деформаций, обрамляющих и пронизывающих данную структуру; диагонально-кулисное размещение даек основных пород; указывающее на режим транстенсии в период накопления вулканогенно-осадочных комплексов;

— четко фиксируемый режим сдвига со сжатием (транспрессия) свекофеннской фазы диастрофизма с формированием дискретных структур «цветка» и кулисно-эшелонированных складок;

— развитие базального срыва и области пластического течения в основании протерозойского разреза;

— наличие сплошного «гранитного» слоя под всей территорией мульды; повышенная (но дискретная) проницаемость корового слоя с поступлением мантийных составляющих (вулканизм, метасоматическая минерализация);

— проявление процессов вертикально- и горизонтально-плоскостного тектонического течения в породах чехла и кристаллического фундамента.

Все эти признаки авторам (Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов) позволяют рассматривать ятулийско-людиковий Северо-Онежский синклинорий, вепсйскую Южно-Онежскую впадину, рифейско-палеозойский Онежский (Петрозаводский) грабен и современную депрессию Онежского озера в качестве единой области перманентного прогибания. Не исключено, что режимы сменялись во времени более часто, а также проявлялись синхронно в динамически связанных тектонических обстановках (Леонов и др., 1995). Об этом свидетельствует также длительное и периодическое проявление процессов гидротермально-метасоматической минерализации свекофеннского (1730 ± 40 млн лет), позднепротерозойского (1100–900 млн лет) и мезозойского (150–100 млн лет) времени, которые происходили в обстановке растяжения литосферы с выносом на поверхность Земли мантийного вещества. Метасоматические образования, как правило, связаны с процессами расланцевания, брекчирования и катаклаза, что свидетельствует о периодической смене условий декомпрессии обстановками сжатия.

Временные рубежи становления Онежской структуры лаконичного охарактеризованы в диссертационной работе А. В. Полещука (2011). В со-

стае Онежской мульды выделяются две меньшие по размеру структуры — Северо-Онежская и Западно-Онежская мульды, отличающиеся временем заложения и особенностями развития, которые выражены в различном характере выполнения и возрасте вулканогенно-осадочных толщ, разным рисунком структурного плана, а также временем процессов силлообразования.

Северо-Онежская мульда площадью около 17 000 км² развивалась начиная с середины и до конца палеопротерозоя в ятулии — вепсии (2,3–1,65 млрд лет). Очертания общей структуры мульды изометричные, внутренняя структура линейно-ориентированная, представлена серией слабодислоцированных синклиналей, разделенных узкими сжатыми зонами складчато-разрывных дислокаций (Афанасьева, 1997; Кондаков и др., 1986; Леонов, 2008).

Западно-Онежская мульда площадью около 7000 км² заложилась в позднем ятулии, но основное развитие получила в конце палеопротерозоя в вепсии (1,65 млрд лет). Общая вытянуто-коробчатая форма с центриклинальным пологим падением слоистых толщ осложнена приразломными дислокациями в пределах западного борта структуры. В эволюции Онежской мульды А. В. Полещук выделяет два крупных этапа силлообразования: позднеятулийско-людиковый, охвативший Северо-Онежскую мульду в период от 1,983 до 1,975 млрд лет, и вепсийский, охвативший Западно-Онежскую мульду, где проявился одноактно на рубеже около 1770 млн лет.

В составе Карельского мегаблока (Онежский прогиб) выявлен ряд уран-ванадиевых месторождений: Средняя Падма, Верхняя Падма, Костозерское и др., объединенные в Костозерско-Падминский рудный узел, уникальных по содержанию ванадия и относящихся к крупнейшим в мире (Михайлов и др., 1999). Оруденение располагается в базальных горизонтах шунгит-содержащих сланцев и алевролитов и в кровле доломитов и терригенно-карбонатных пород, подстилающих сланцы, нижнего протерозоя. Среднее содержание V₂O₅ 1,0–3,5%, а в отдельных сечениях до 5–11%. Уран — попутное полезное ископаемое. В комплексных рядах установлены повышенные концентрации Au, Pt, Rh, Pd, Ag и др. Радиологический возраст оруденения 1,73±0,40 млрд лет.

В Онежском прогибе выявлен ряд уран-ванадиевых месторождений: Средняя Падма, Верхняя Падма, Космозерское, объединенных в Костозерско-Падминский урановорудный узел, уникальных по содержанию ванадия и относящихся к крупнейшим в мире (Михайлов и др., 1999).

Месторождение Средняя Падма расположено в Заонежье и приурочено к юго-западному крылу Падминской антиклинали, которая на участке месторождения характеризуется близкой к изоклиальной форме с углами падения крыльев около 70°, при более крутом залегании пород на рудомещающем юго-западном крыле (рис. 63).

Продуктивные зоны месторождений представляют собой ореолы околорудных изменений пород, развитых вдоль продольных субгоризонтальных зон дробления (катаклаза, брекчирования, трещиноватости) алевро-

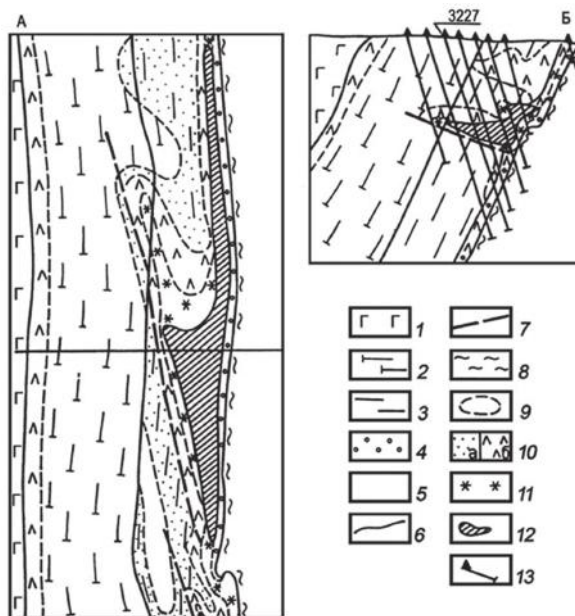


Рис. 63. Морфология рудной залежи и метасоматических ореолов северного фланга месторождения Средняя Падма.

А — план горизонта; Б — разрез по профилю 197

(Месторождения металлических полезных ископаемых, 1999)

1 — габбро-диабазы; 2 — сланцы пестроцветные; 3 — сланцы черные; 4 — алевролиты; 5 — доломиты; 6 — контакты пачек; 7 — разрывные нарушения; 8 — зоны смятия и расланцевания; 9 — границы метасоматических ореолов; 10 — ореолы альбитизации: а — слабой, б — сильной; 11 — ореолы слюдизации; 12 — контур обобщающей рудной залежи; 13 — скважины

литов и сланцев заонежской свиты. Зоны дробления лучше всего развиты в пределах горизонта алевролитов и на участках сопряжения посплойной и поперечной слоистости клиновидных зон нарушения сплошности пород. Выделяются дорудные и рудные метасоматиты, в совокупности образующие зональный ореол, центральные части которого вмещают ванадиевое с золотом и ураном оруденение. Процессы метасоматоза захватывают все разновидности вмещающих пород — от доломитов до габбродиабазов, но наиболее проявлены в шунгитовых алевролитах. В рудной зоне наблюдается следующая метасоматическая зональность (от внешней зоны к внутренней): осветленные породы, альбититы, слюдизированные альбититы, слюды и слюдино-карбонатные метасоматиты (рис. 63).

Пострудные процессы характеризуются появлением прожилков переменного кварц-карбонатного состава, в которых могут присутствовать хлорит, альбит, флюорит, гипс, халькопирит, молибденит. Рудные тела с весьма неоднородным распределением полезных компонентов, как правило, не имеют четких очертаний. Урановое оруденение локализовано в

двух конформных обобщенных метасоматическим ореолом кулисообразных рудных залежах — Северной и Южной (рис. 63).

Северная залежь сигарообразной формы, полого склоняющаяся в северо-северо-западном направлении, находится в кровле алевролитов и экранируется слоем доломитов (снизу). Богатое жильное оруденение располагается преимущественно вдоль подошвы клиновидной зоны дробления и постепенно выклинивается по простиранию. Медно-сульфидная минерализация в алевролитах удалена от рудной залежи по простиранию более чем на 500 м.

Южная залежь отличается большим вертикальным размахом (130–450 м) и преимущественно послойным развитием в крутопадающем пласте алевролитов. К последним приурочено до 5–7 клиновидных зон дробления, что обусловило сложную пилообразную форму метасоматических ореолов и рудной залежи, масштабы которой сокращаются в южном направлении.

Наиболее выдержанные рудно-метасоматические образования — альбититы, которые наследуют контуры послойных и секущих зон катаклаза и смятия пород. К наиболее альбитизированным участкам приурочены ориентированные вдоль и вкрест слоистости слюдиты в виде жил и гнезд, выполняющих трещины отрыва. Таким же образом ориентированы и слюдисто-карбонатные жилы. Основная масса рудных жил с высоким содержанием полезных компонентов в северной залежи сконцентрирована в нижних частях ореолов карбонатно-слюдистых метасоматитов, выполняющих клиновидные зоны дробления, и в алевролитах, в местах сопряжения с клиновидными зонами.

Основной компонент руд месторождения Средняя Падма — ванадий. Среднее содержание V_2O_5 в рудных телах 1,9–2,6 при борте 0,5%, а запасы ванадия в рудах отвечают крупному месторождению. Ванадий концентрируется в роскоэлите, ноланите, карелианите, монтрозите, ванадиевом гематите. Наряду с ванадием интерес могут представлять уран и молибден. Медь, селен, золото, платиноиды, висмут, серебро и рений отмечаются в примесных концентрациях. Медно-молибденовое оруденение с рением и золотом находится вне контура запасов ванадия и может быть оконтурено в самостоятельные рудные тела.

Оруденение располагается в базальных горизонтах шунгитсодержащих сланцев и алевролитов, а также в кровле доломитов и терригенно-карбонатных пород, подстилающих сланцы нижнего протерозоя. Среднее содержание V_2O_5 1,0–3,5%, а в отдельных сечениях до 5–11%. Уран является попутным полезным ископаемым. В комплексных рядах установлены повышенные концентрации Au, Pt, Rh, Pd, Ag и др. Радиологический возраст оруденения $1,73 \pm 0,40$ млрд лет.

Месторождение Карку. Кристаллический фундамент в Центральном горсте сложен гранитогнейсами, амфиболовыми и амфибол-биотитовыми сланцами, а также гранитизированными биотитовыми графит- и сульфидсодержащими сланцами, в которых содержания графита и различных сульфидов достигают 5–7% и более. Кристаллические породы, залегающие непосредственно под контактом с рифейскими осадками, подвергнуты пло-

шадной механической и химической дезинтеграции, обусловленной, по-видимому, процессами предрифейского выветривания. Эти специфические образования, получившие название «реголиты», имеют мощность от 1–2 до 7–8 м. Позже они претерпели хлорит-гидрослюдистые изменения.

Осадочный комплекс представлен на участке месторождения полого-залегающими слабометаморфизованными терригенными осадками (кварц-полевошпатовыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами) мощностью 27–30 м и перекрывающим их 85–90-метровым горизонтом миндалекаменных и порфиroidных базальтов (рис. 64).

Терригенные осадки подверглись катагенетическим изменениям, которые выразились в иллитизации их глинистого цемента и проявлениях сопряженного процесса растворения и переотложения обломочного кварца. По данным бурения, в кристаллическом фундаменте установлены круто-

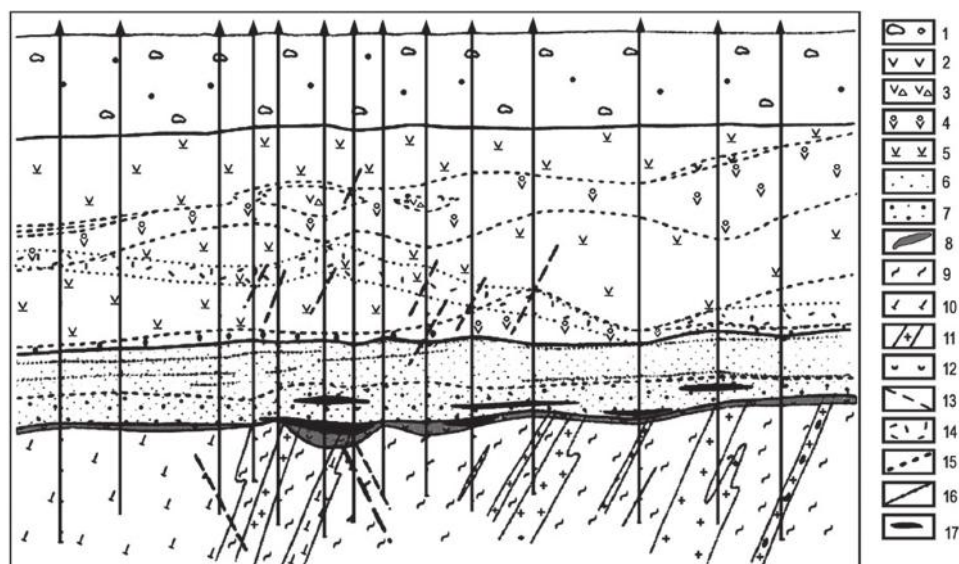


Рис. 64. Месторождение Карку. Геологический разрез по профилю XXVII а (Крупные и суперкрупные месторождения..., 2004)

1 – четвертичные отложения; 2–7 – вулканогенно-осадочные породы приозерской свиты: базальты афировые (2), лавобрекчии (3), базальты миндалекаменные (4), базальты порфиroidные (5), песчаники, гравелито-песчаники с прослоями аргиллитов и конгломератов (6), гравелиты, гравелито-конгломераты с прослоями песчаников и конгломератов, подвергшиеся процессу растворения и регенерации обломочного кварца (7); 8 – аргиллиты; 9–11 – метаморфические породы фундамента: сланцы биотит-графитовые (9), сланцы биотит-амфиболовые с графитом (10), граниты пегматоидные, кварц-микрклиновые породы (11); 12 – предрифейская кора выветривания; 13–15 – разрывные нарушения: милонитовые швы и зоны брекчирования (13), зоны трещиноватости (14), бластокатаклазиты (15); 16 – кварц-карбонатные и карбонатные прожилки; 17 – рудные тела

падающие разрывные нарушения, которые представлены реликтами древних бластокатаклазитов и швами раздробленных пород, «залеченными» предрудными хлорит-карбонатными метасоматитами и прожилками того же состава. В породах выявлены системы мелких сближенных субслоистых, реже секущих трещин, нередко контролирующих развитие процессов хлоритизации, карбонатизации и гематитизации.

Богатые урановые руды месторождения Карку и основная часть бедных руд сосредоточены в низах толщи песчано-гравелитовых отложений в зоне мощностью 10–15 м, *непосредственно* (курсив мой. — Б. Б.) прилегающей к поверхности несогласия. Существенно меньшее количество бедных руд встречено в реголитах. Их вертикальный размах не превышает 4 м. В пределах современной площади месторождения Карку выявлены три разбросанные урановорудные залежи. Установлено, что породы фундамента, залегающие гипсометрически ниже уранового оруденения, повсеместно представлены биотитовыми сланцами с высокими (до 10%) содержаниями графитового вещества и сульфидов. Основная масса богатых руд со средними содержаниями урана от 0,5–1 до 3–5, иногда 18%, находится в третьей рудной залежи. Богатые руды этой залежи сконцентрированы в пологозалегающем лентообразном рудном теле шириной до 30 м мощностью от 1 до 4–5 м, прослеженном в субмеридиональном направлении на 250 м. Пространственное положение этого тела строго контролируется поверхностью несогласия и зоной сближенных крутопадающих минерализованных разрывов фундамента, ориентированных вдоль его длинной оси.

Урановое оруденение третьей рудной залежи заключено в ореоле полифациальных эпигенетических изменений, проявившихся в гравелито-песчаниках основания терригенного комплекса. На поздней стадии катагенеза указанные породы подверглись воздействию вод, которые вызвали растворение обломочного кварца и его частичное переотложение, приведшее к резкому увеличению проницаемости исходных пород (рис. 65). Затем в измененных таким образом гравелито-песчаниках последовательно проявились, телескопируя друг друга, метасоматические процессы, в ходе которых возникли субореолы хлоритизации, карбонатизации, в меньших объемах — пиритизации и флюоритизации. Общая мощность отмеченного полифациального гидротермально-метасоматического ореола достигает 15–20 м. Охарактеризованные метасоматические процессы проявились также в реголитах, в которых развились Fe-хлорит и Mn-содержащий кальцит, в меньшей степени пирит и флюорит. Необходимо отметить, что рассматриваемый предрудный метасоматический ореол по составу и последовательности образующих его субореолов резко отличается от известных на гидротермальных урановых месторождениях околорудных метасоматитов отсутствием какой бы то ни было зональности. В терригенных породах возраста месторождения Карку достаточно широко распространены рассеянные скопления оксидов и гидроксидов железа, которые встречаются как в реликтовой форме, так и в виде новообразований. Достаточно мощный ореол гематитизации выявлен в базальтовом горизонте (рис. 66).

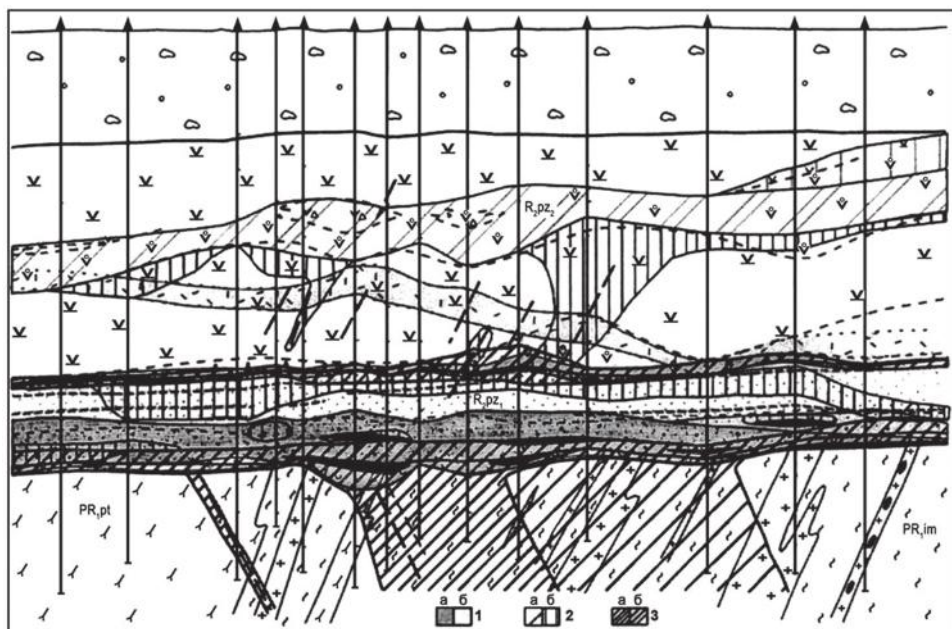


Рис. 65. Положение ореолов эпигенетических изменений в разрезе профиля XXVII а месторождения Карку (Крупные и суперкрупные месторождения, 2004)

1 – ореолы хлоритизации: а – интенсивной, б – слабой; 2 – ореолы гематитизации: а – интенсивной, б – слабой; 3 – ореолы карбонатизации: а – сильной, б – слабой. Остальные усл. обозн. на рис. 64

Главный минерал богатых урановых руд – настуран, подчиненное значение имеет коффинит, а также разнообразные сульфиды (пирротин, галенит, молибденит, сфалерит, арсениды Ni–Co–Fe и др.) и углеродистое вещество. Установлены по меньшей мере три генерации настурана. Две ранние обычно образуют единые агрегаты, в которых радиально-лучистые сферокристаллы высокоотражающего настурана I замещаются и/или цементируются низкоотражающим, нередко рентгеноаморфным настураном II. Последний представляет собой гетерогенный агрегат, в составе которого можно выделить еще несколько субгенераций. Отличительная особенность обеих основных генераций – высокие содержания в них SiO_2 (в настуране I до 3,4, в настуране II от 8 до 10,6%), PbO (8,5–11,4 и 5,2–14,2%) и CaO (4,0–5,3 и 1,9–3,6%). Агрегаты настурана I и II тесно ассоциируют с высокомагнезиальным хлоритом. Третья генерация настурана, представленная концентрически-зональными сферолитами, встречается достаточно редко. В настуране III также выявлены значительные примеси SiO_2 (7,4–9,9%), но меньше, чем в ранних генерациях, содержания PbO (3–5,6%). В малых количествах в богатых рудах присутствует коффинит. Он образуется после настурана I, но до настурана II, который почти целиком его заместил. Остальные минералы, сопровождающие настуран (селе-

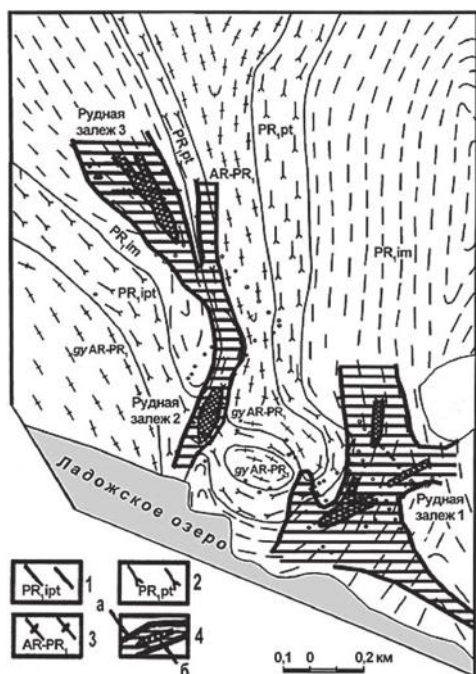


Рис. 66. Геологическая карта месторождения (Крупные и суперкрупные месторождения, 2004)

1 – биотитовые сланцы с графитовым веществом; 2 – амфибол-биотитовые сланцы с графитовым веществом; 3 – гранито-гнейсы; 4 – урановое оруденение (а и б – в контуре содержаний $\leq 0,03$ и $\geq 0,3\%$) Карку

ниды, сульфоселениды свинца, сфалерит, гринокит, арсениды, халькопирит), распространены в резко подчиненных количествах. В рудах выявлены твердое углеродистое вещество (антракосилит и керит), содержание которого достигает 1,34%. На месторождении Карку развиты также рядовые и бедные урановые руды. Они распространены значительно шире, чем богатое оруденение. Эти руды формируют различные по мощности и площади пластообразные залежи, которые встречаются на разных уровнях 10–15-метровой зоны гравелит-песчаниковых рифейских пород, непосредственно примыкающих к поверхности несогласия. Небольшие количества бедных руд установлены в реголитах.

Главный минерал бедных и рядовых руд – коффинит, тесно ассоциирующий с пирротинном, реже с другими сульфидами (пиритом, молибденитом, галенитом, сфалеритом и др.), а также с титановыми минералами и смешаннослойными алюмосиликатами. Коффинит из бедных руд отличаются значительные (1,6–4,25%) содержания Ce_2O_3 . В виде отдельных реликтов в бедных рудах встречен настуран II. Обращает на себя внимание, что и богатые, и бедные руды представлены в основном агрегатами чрезвычайно мелких минеральных индивидов, размеры которых варьируют от десятых долей единиц до первых десятков микронов. Характерны сфероидальные колломорфные формы выделения минералов, а также их изометричные микроскопления, что может свидетельствовать о возможном присутствии в минералообразующей среде коллоидных растворов. Главная масса минералов формировалась метасоматическим способом. Выделение

минералов путем выполнения открытых полостей имеет ограниченное проявление.

По данным С. И. Турченко [2007], в отношении наложенной эпигенетической минерализации Онежский интракратонный бассейн заслуживает особого внимания в связи с тем, что здесь наряду с известными месторождениями шунгита в углеродисто-карбонатных слоях (крупнейшее из них Зажогинское) в последнее десятилетие установлено платинометалльное, хром-ванадий-урановое и золоторудное оруденение сложного полигенно-полихронного генезиса, связанное с углеродистой формацией. Целесообразно уделить внимание особенностям формирования именно платинометалльного оруденения в стратифицированных углеродсодержащих толщах палеопротерозойского осадочно-вулканогенного Онежского интракратонного бассейна в связи с тем, что в последнее десятилетие новые геолого-геохимические данные и геологоразведочные работы дали основание для выявления нового нетрадиционного типа промышленно значимых платинометалльных месторождений, залегающих в углеродсодержащих (черносланцевых) толщах стратифицированных комплексов. Общие особенности этого типа платинометалльного оруденения:

- связь платинометалльного оруденения с углеродистыми осадочными и осадочно-вулканогенными породами широкого возрастного диапазона с повышенным фоновым содержанием Ni, Cu, Co, Mo, Au, Ag, Zn, Pb, As, U, V и их обогащенность сульфидами железа;

- низкая степень регионального метаморфизма пород осадочно-вулканогенных комплексов и высокая степень проявления наложенных линейных и секущих зон складчато-разрывных дислокаций, сопровождаемых зонами низкотемпературного метасоматоза в осадочных и вулканогенных породах;

- в формационном отношении рассматриваемый тип платинометалльного оруденения принадлежит платиносодержащей полиметалльной формации черных сланцев и метасоматитов, которая относится к классу полигенных месторождений (Додин и др., 2000), поскольку ее геолого-генетическая природа связана с формированием углеродсодержащих пород в осадочно-вулканогенных бассейнах, их последующим низкотемпературным метаморфизмом и наложенными гидротермально-метасоматическими изменениями. По закономерностям проявления платинометалльное оруденение этих районов может быть сопоставлено с известными промышленными месторождениями полиметалльно-платиноидных руд. Позднее здесь наряду с полигенными проявлениями платинометалльного и золото-платинометалльного гидротермально-метасоматического типа были обнаружены проявления платинометалльного стратиформного оруденения (Савицкий и др., 1995), приуроченного к углеродсодержащим отложениям.

Важнейшие особенности Онежского интракратонного бассейна, как считает С. И. Турченко [2007], – полнота и гетерогенность разреза осадочно-вулканогенных комплексов нижнепротерозойского возраста, составляющих около 3800 м его мощности. Здесь сосредоточены отложения различного хроностратиграфического возраста: представляющие надгоризонты сумийский 2500–2400 млн лет (кумсинская), сариолийский 2401–2300 млн лет

(пальеозерская), ятулийский 2300–2100 млн лет (сегозерская серия, состоящая из трех свит) и людиковийский 2100–1950 млн лет (онежская серия, сложенная снизу вверх туломозерской, заонежской и суйсарской свитами). Другая особенность Онежской структуры – интенсивное и неоднократное проявление на всех этапах ее развития базальтоидного мафитового и ультрамафитового магматизма, проявленного в формировании многоуровневных эффузивов и внедрении пластовых интрузий долеритов и пикритов.

Характеризуемое С. И. Турченко платинометалльное оруденение приурочено к породным ассоциациям заонежской свиты и ее контактовым частям с доломит-сланцевыми породами нижележащей туломозерской свиты или туфопикрит-алевролит-сланцевыми горизонтами вышележащей суйсарской свиты. Упомянутые два этапа деформаций привели к формированию зон линейных сжатых антиклиналей, вдоль которых мафит-ультрамафитовые вулканы и осадочные породы заонежской свиты со слоями углеродистых пород приведены в тесное соприкосновение с прорывающими их пластовыми интрузиями того же мафит-ультрамафитового состава в кварц-сульфидно-карбонатных с битумоидами метасоматитах, развитых в черных сланцах.

Вещественное выражение активизационных структурных признаков проявлено полями распространения метасоматических пород, приуроченных именно к зонам складчато-разрывных дислокаций. Эти зоны трассируются ореолами метасоматитов, внешние части которых в вулканических породах представлены щелочно-амфиболовыми пропилитами, а внутренние кварц-альбитовыми и слюдисто-карбонатными (с ванадийсодержащей слюдой – роскоэлитом) метасоматитами, вмещающими уран-ванадий-платиноидно-полиметалльное оруденение.

Платинометалльная рудоносность и характерная полиметалльная металлогеническая специализация Онежской структуры связаны именно с ятулийско-людиковийским трапповым вулканогенно-осадочным структурно-формационным комплексом, который был образован в условиях рифтогенной обстановки. Максимальное накопление углеродистого вещества, происхождение которого можно связывать с углеводородным эндогенным флюидонасыщением породных систем при рифтогенезе и последующей его биоредукцией в форме свободного углерода, приходится на время формирования как раз заонежской свиты людиковийского надгоризонта в раннепротерозойском разрезе Онежского рифтогенного бассейна. Эта концентрация углерода проявлена здесь в виде высокоуглеродистых ($C_{орг}$ до 20–47%) пластов шунгитов, шунгитсодержащих алевролитовых сланцев и туфосланцев, а также углеродистых карбонатно-глинистых туфосланцев, в которых содержание $C_{орг}$ не превышает 10%.

Характерная особенность углеродистых вулканогенно-осадочных горизонтов заонежской свиты – их насыщенность сульфидами железа (пирит, пирротин, иногда с халькопиритом и сфалеритом). Именно в этой углеродсодержащей формации вулканогенно-терригенного комплекса в 1990-х годах работами ГПП «Невскгеология» и ГПП «Карельская экспедиция» было установлено платинометалльное оруденение трех типов: 1) платиноидно-

полиметалльное стратиформное в замках синклинальных складок и на их крыльях в черносланцевых горизонтах заонежской свиты, 2) золото-платиноидные руды, контактирующие с мафитовыми вулканитами и силлами, подверженные метасоматическим изменениям фации пропилитов-березитов и карбонатно-лиственитовых метасоматитов, в которых среди кварц-сульфидно-карбонатно-углеродистых пород развита золото-платиноидная минерализация.

Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев в статье «Особенности формирования и перспективы никеленосности Онежской интракратонной впадины» (2010) характеризуют эту структуру следующим образом. Онежская впадина входит в систему нижнепротерозойских прогибов протяженностью более 1000 км с юго-востока на северо-запад в пределах Карельского геоблока (рис. 67). Образование этих прогибов связано с развитием в сумийское время Беломорско-Лапландской рифтовой структуры и ее процессами активизации. Время заложения и вулканогенно-осадочное наполнение впадин не равнозначны. Ключевыми моментами являются избирательное насыщение кислыми вулканитами одних и восстановленными формами углерода других. Лехтинская и Шомбозерская структуры закладываются в сумийское время как межсводовые прогибы при формировании на Карельском плече рифта Водлозерско-Сегозерского и Пяозерско-Тикшеозерского сводовых поднятий, в апикальных частях которых по зонам растяжения внедряются комплексы расслоенных интрузий — Бураковско-Монастырский и Койлисмаа-Олангский. Возраст расслоенных интрузивов и вулканитов дацит-риолитовой формации Лехтинской и Шомбозерской впадин одинаков — 2431–2440 млн лет (рис. 67). Заложение Онежского прогиба произошло позднее за счет сокращения площади сводов в связи с процессами активизации рифта. Этому процессу предшествовала длительная эпоха пенеппенизации (сумий, сариолий), конечным продуктом которой явилось формирование кор выветривания существенно кварцевого состава. Основной объем этого материала был сгружен в Янгозерскую структуру, мощность кварцито-песчаников в которой достигает 500 м. Вдоль всего западного борта Онежской впадины прослеживаются маломощные горизонты кварцевых конгломератов и гравелитов, переслаивающиеся с лавами основных вулканитов и перекрытые карбонатными породами туломозерской свиты. На восточном борту Онежской впадины в основании разреза находятся розовые доломиты туломозерской свиты — был вскрыт гипсовый горизонт вертикальной мощностью 11,3 м, залегающий в 50–100 м от основания разреза свиты. Параметрической скважиной в центральной наиболее прогнутой части впадины, как и на восточном борту, установлено отсутствие ятулийских конгломератов и лав. При этом разрез туломозерской свиты начинается с галитов, которые сменяются гипсами и ангидритами. Все вышесказанное позволяет предположить, что Онежская впадина начала формироваться как замкнутый континентальный бассейн на границе ятулия и людиковия с эвапоритовой формацией в основании разреза. Выше по разрезу эвапоритовая формация туломозерской свиты ятулия сменяется сульфид-, углеродсодержащей терригенно-карбонатной заонеж-

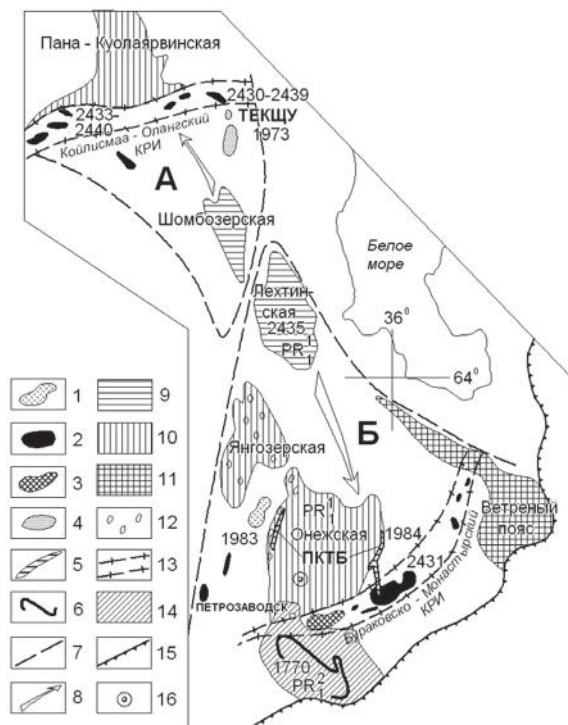


Рис. 67. Схема образования сводов и впадин на стадиях заложения и активизации рифта [Трофимов, Голубев, 2010]

1 – Семченский дифференцированный плутон габбродиоритовой формации (лопий); 2 – комплекс расслоенных интрузивов рифтогенного этапа (сумий): Бураковско-Монастырский (БМКРИ) и Койлисаа-Олангский (КОКРИ); 3 – положительная гравиметрическая Петрозаводская аномалия, сопоставляемая с БМКРИ; 4 – Тикше-Ельтозерский плутонический комплекс щелочно-ультраосновной формации (ТЕКШУ) – людиковый; 5 – Пудожгорский комплекс дифференцированных пластовых интрузивов толеит-базальтовой формации (ПКТБ) – людиковый; 6 – Ропручейский силл толеит-базальтовой формации – вепсий; 7 – рифтовые сводовые поднятия (сумий): А – Пяозерско-Тикшеозерское; Б – Водлозерско-Сегозерское; 8 – направление воздымания сводов; 9 – межсводовые рифтовые впадины – Лехтинская и Шомбозерская – сумий; 10 – пострифтовые впадины (авлакогены): Онежско-Янгозерский; Пана-Куоляярвинский – ятулий – людиковый; 11 – перикратонный прогиб Ветренный пояс с пострифтовой активизацией; 12 – основные области накопления продуктов сарилийских кор выветривания кварцевых конгломератов и гравелитов; 13 – зоны растяжения в апикальных частях сводов; 14 – свекофенские континентальные красноцветы (аркозовые кварцито-песчаники) – вепсий; 15 – граница Русской платформы (фанерозой); 16 – параметрическая скважина

ской свитой людиковия. Мощности углеродистых пластов (шунгита) достигают 35–120 м при среднем содержании углерода 33%. Основные объемы углерода и серы сконцентрированы в средней заонежской подсвите. Разрез заонежской свиты начинается с нижней подсвиты, имеющей терригенно-карбонатный состав и незначительную мощность 170–200 м. Она

маркирует появление первых порций восстановленного углерода — 1,3–2,4%. Средняя подсвета состоит из переслаивающихся туфогенно-осадочных пород с силлами долеритов, покровами и потоками базальтов.

Онежская впадина по занимаемой площади 14 тыс. км² в иерархии бассейнов относится к крупным прогибам и рассматривается авторами [Трофимов, Голубев, 2010] как континентальный конседиментационный прогиб, основание которого (туломозерская свита ятулия) формировалось в условиях аридного климата. Однако имеется ряд моментов, унаследованных прямо или косвенно от предшествующего рифтового этапа. Онежская впадина входит в протяженную (>1000 км) структуру, состоящую из серии впадин с контрастным вулканизмом — кислым высококалийным и основным.

Завершая рассмотрение материалов по Онежской структуре автор работы не может не обратить внимания читателя на разнообразие геодинамической интерпретации условий заложения и становления структуры и в том числе на неоднократно упоминаемый рифтогенный характер ее становления нередко в ассоциации с активизационными процессами.

Урановорудная провинция Атабаска (Минерагения, 2004) находится в юго-западной части Канадского щита, в пределах блока Черчилл, между двумя выступами Сьюпериор и Слейв. В строении провинции участвуют три структурных этажа: переработанное в протерозое архейское основание, палеопротерозойские складчатые комплексы и мезо-неопротерозойский платформенный чехол (формации Мартин и Атабаска). Центральную часть провинции занимает подвижный пояс Кри-Лейк, ограниченный с востока разломом Нидл-Фолс, а с запада зоной разрывов Вирджиния Ривер. В этом поясе выделяются блоки Вирджин-Ривер, Маджейстик и Волластон-Лейк, к которым приурочены почти все урановые месторождения провинции. Гнейсы в основании формации Атабаска несут следы выветривания. Среди урановых месторождений здесь выделяются месторождения типа несогласия, жильные гидротермальные месторождения и ураноносные пегматиты.

Среди месторождений урана провинции Атабаска ведущее положение занимают месторождения типа несогласия, сконцентрированные в трех рудных районах — Раббит-Лейк, Ки-Лейк и Клафф-Лейк. Внутри самой провинции месторождения локализируются вдоль восточного обрамления одноименного бассейна и в районе кольцевой структуры Карсуэлл. В числе выявленных и разведанных месторождений известны такие гиганты, как Сигар-Лейк, среднее содержание урана в котором составляет 12%, и ряд крупных — Ки-Лейк Норт, Игл-Пойнт, Мидуэст-Лейк, Раббит-Лейк. Урановое оруденение контролируется поверхностью регионального несогласия в основании позднепротерозойского чехла, располагаясь ниже и выше нее, а также зонами разрывов и интенсивного изменения рудовмещающих пород, включая реголиты. Урану сопутствуют Ni, Co, Se, Au, Ag, Вi и другие элементы.

В урановорудном районе Раббит-Лейк размещены месторождения Раббит-Лейк с запасами урана около 20 тыс. т, Мидуэст-Лейк (40 тыс. т), Доон-Лейк и Маклин-Лейк (по 5 тыс. т).

Месторождение Раббит-Лейк приурочено к надвигу, по которому раннепротерозойские сланцы надвинуты на песчаники Атабаски. В лежащем и висячем боках надвига концентрируются альбититы, в контакте которых с метааркозами располагается зона дробления, контролирующая размещение уранового оруденения (рис. 68, 69).

Альбититы сложены в основном альбитом, в котором присутствуют включения клинопироксена и клиноамфибола, флогопит, карбонаты и сульфиды. В западной стенке карьера вскрыты массивные доломитовые мраморы, растворенные вдоль трещин. В самой рудной зоне доломиты, по-видимому, полностью выщелочены. Наиболее высокосортные руды приурочены к метааркозам. В рудовмещающей зоне дробления породы брекчированы, аргиллизированы, хлоритизированы до глиноподобного состояния. Наиболее изменена средняя часть зоны, сложенная крупночешуйчатым неориентированным хлоритом, кварцем, доломитом и дравитом. И основная масса, и обломки пересекаются прожилками кварца. Основные урановые минералы месторождения — настуран и коффинит; встречаются также сульфиды, кальцит, доломит, радиоактивный турмалин, гематит, радиоактивное углеродистое вещество «тухолит», ангидрит, гипс и барит. Выделяется несколько стадий изменения пород, ведущая из них — хлоритизация совмест-

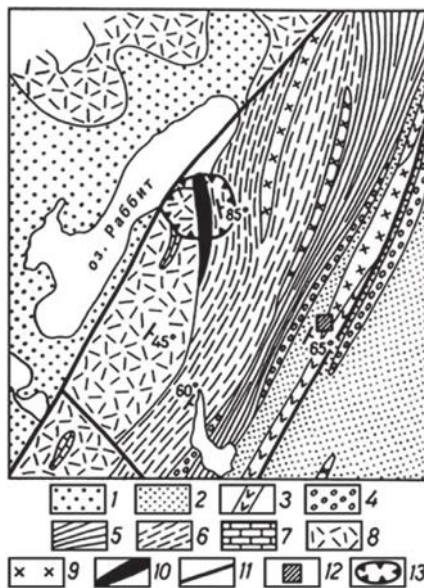


Рис. 68. Геологическая карта района Раббит-Лейк (Лаверов и др., 1983)

1 — хеликий, формация Атабаска; 2–9 — афебий: 2 — кварциты и метааркозы, 3 — амфиболиты, 4 — метааркозы, частично гранитизированные, 5 — гнейсы, иногда с графитом, 6 — переслаивающиеся известково-силикатные породы и метааркозы («верхние гнейсы»), 7 — мрамор, 8 — плагиоклазиты, 9 — розовые биотитовые граниты; 10 — рудная зона; 11 — разломы; 12 — рудник Раббит-Лейк; 13 — границы карьера

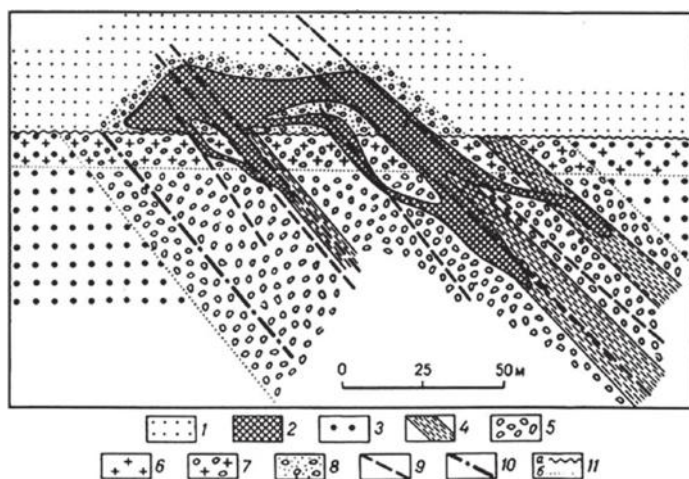


Рис. 69. Схема расположения рудных тел на месторождениях типа несогласия – Раббит-Лейк, Ки-Лейк и др. (Лаверов и др., 1983)

1 – формация Атабаска; 2 – рудное тело; 3 – неизменные гнейсы нижнепротерозойского фундамента; 4 – графитовые сланцы; 5 – измененные породы фундамента; 6 – реголиты; 7 – измененные реголиты; 8 – измененные породы формации Атабаска; 9 – сбросы; 10 – надвиг Раббит-Лейк; 11 – региональное несогласие (а), границы распространения измененных пород, в том числе реголитов (б)

но с турмалином и гематитом. Выделяется несколько генераций урановых минералов: две генерации настурана 1–2 – колломорфного и массивного и настуран 3 совместно с коффинитом. Наиболее поздние – урановые черни и коффинит. Возраст руд – 1075 млн лет. На месторождении отмечается феномен «роллового фронта» – скопление урановых черней на границе окисленных и неокисленных руд. Резкое возрастание урана в указанной зоне предполагает возможное проявление здесь зоны вторичного обогащения.

Месторождение Мидуэст-Лейк расположено внутри бассейна Атабаска, примерно в 20 км от современной границы распространения пород этой формации. Разведанные рудные залежи Мидуэст-Лейк, как и месторождения Раббит-Лейк, контролируются, с одной стороны, зоной разрывов и интенсивного изменения пород в фундаменте, а с другой, поверхностью несогласия в основании позднепротерозойского чехла. Рудная зона имеет ширину почти 250 м, протяженность одной из рудных залежей 2400 м. Оруденение развивается выше и ниже поверхности регионального несогласия. Чехол сложен здесь толщей кварцевых песчаников формации Атабаска мощностью до 200 м. Раннепротерозойские образования фундамента представлены гнейсами, содержащими иногда до 20% графита, включающими линзы кварц-полевошпатовых парагнейсов и пегматитов. Положение рудной зоны субпараллельно простиранию пород и совпадает с осью впадины в фундаменте (рис. 70).

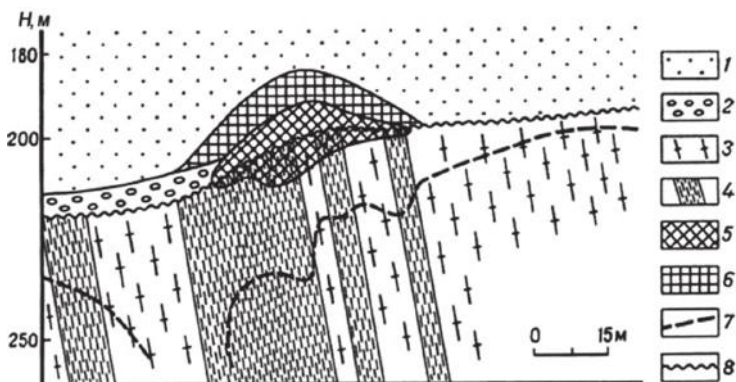


Рис. 70. Схематический разрез месторождения Мидуэст-Лейк (Лаверов и др., 1983)

Формация Атабаска: 1 — песчаники; 2 — конгломераты; 3 — пелитовые гнейсы; 4 — графитовые горизонты; 5 — массивные руды; 6 — сильноизмененные породы; 7 — граница зоны каолинизации; 8 — региональное несогласие

Вмещающие породы рассланцованы и слабо брекчированы (включая песчаники Атабаски). Они хлоритизированы (особенно отчетливо проявлена стадия светло-зеленого хлорита), серицитизированы и аргиллизированы. В песчаниках формации Атабаска отмечается лишь пятнистая гематитизация, а вблизи руд интенсивно проявлена серицитизация. Наиболее высокие концентрации урана приурочены к горизонтам графитосодержащих пород. На месторождении Мидуэст-Лейк выделяются три типа руд. Непосредственно вблизи поверхности несогласия в интенсивно измененных породах фундамента развиты почковидные или массивные настурановые руды с Ni-Co арсенидами, содержащими галенит, сфалерит, сульфиды меди и марказит. В фундаменте на глубине до 100 м от поверхности несогласия в зоне слабой каолинизации устанавливаются настурановые и эритрин-аннабергитовые руды, располагающиеся в зонах брекчирования и трещинах. В песчаниках Атабаски настуран образует вкрапленность в зонах серицитизации и «пленки» в мелких трещинах. Руды отличаются сложным химическим составом. Торий в них практически отсутствует. Содержания урана от 0,28 до 14, никеля от 0,94 до 4,8, мышьяка от 1,68 до 7,62, меди от 0,18 до 0,42%; концентрация серебра достигает 68,3 г/т. При значительных уже установленных запасах (до 40 тыс. т урана) месторождение пока еще не полностью оконтурено на флангах и слабо разведано на глубину.

Урановорудный район Ки-Лейк находится на юго-восточной окраине бассейна Атабаска. В нем известны крупное месторождение Ки-Лейк и рудопроявление Кри-Лейк.

Месторождение Ки-Лейк открыто в 1975 г. при проверке выявленных геохимических аномалий. В 1980 г. запасы месторождения оценивались примерно в 60 тыс. т урана и 30 тыс. т никеля. Разведаны две главные рудные залежи — Гертнер и Дейлманн, приуроченные к единой зоне раз-

ломов и брекчирования пород. Предполагают, что эти рудные залежи первоначально представляли единое тело и разобщены пострудной эрозией (Лаверов и др., 1983). Район месторождения сложен породами архея (?), раннего протерозоя и позднепротерозойской формацией Атабаска. Архейские (?) породы обнажаются лишь в ядрах антиклиналей. К ним относятся гранат-биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с метабазитами, а также крупнозернистые пегматоиды и анатектические гнейсы. Нижнепротерозойские образования — в основном биотит-плагиоклаз-кордиеритовые гнейсы с прослоями графитосодержащих сланцев. Позднепротерозойская формация Атабаска сложена песчаниками, содержащими до 95% кварца. В ее основании залегают конгломераты, содержащие выветрелые обломки раннепротерозойских пород. Рудные тела месторождения Ки-Лейк имеют форму уплощенных линз, вытянутых вдоль взброса и прослеживающихся ниже поверхности несогласия на глубину до 120 м. Залежь Гертнер имеет ширину от 10 до 90 м, а залежь Дейлманн от первых до 200 м. Протяженность первой залежи 1500, а второй 800 м. Главная масса урановых руд концентрируется непосредственно на пересечении сброса с поверхностью несогласия. Лишь крутопадающие рудные апофизы жильной формы прослеживаются по зоне разрывов вдоль горизонтов графитовых гнейсов на глубину. Отмечаются и пологопадающие апофизы, которые развиваются вдоль зоны несогласия (рис. 71, 72). Руды на месторождении комплексные, никель-урановые. По внутреннему строению залежи близки

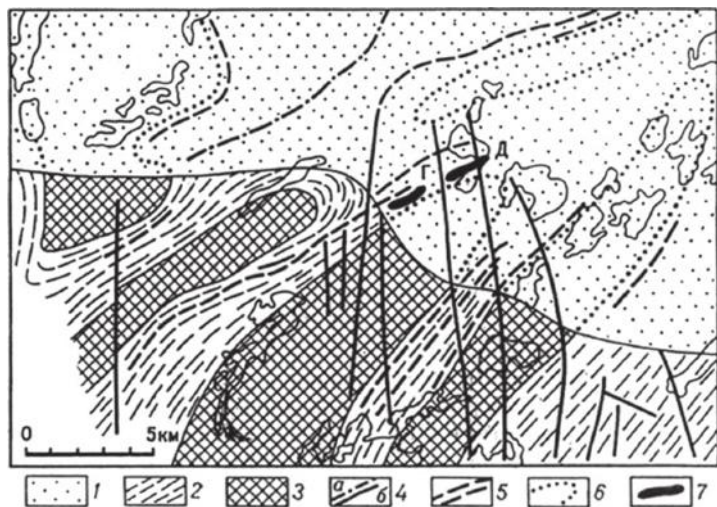


Рис. 71. Геологическая карта района месторождения Ки-Лейк (Лаверов и др., 1983)

1 — формация Атабаска; 2 — нижнепротерозойские породы; 3 — архейские гнейсы; 4 — нарушения: *a* — предполагаемые по геофизическим данным, *b* — установленные; 5 — графитосодержащие, электропроводные зоны; 6 — предполагаемые границы комплексов; 7 — рудные залежи месторождений: Г — Гертнер, Д — Дейлманн

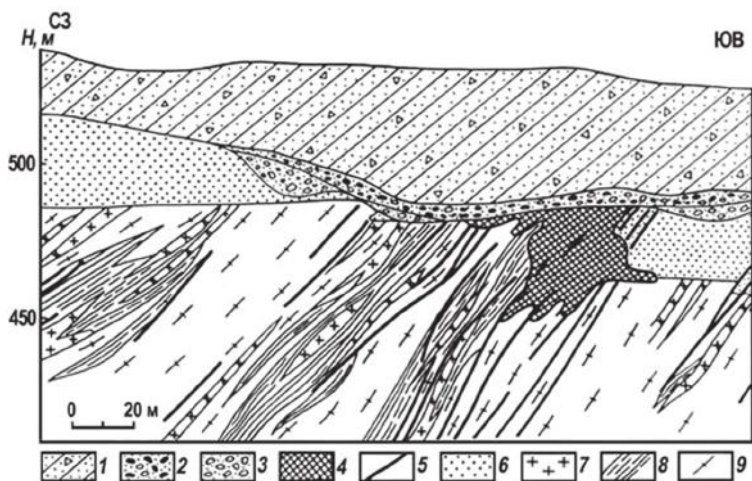


Рис. 72. Схематический геологический разрез через центральную часть рудной залежи Гертнер (Лаверов и др., 1983)

1 – песок и гравий; 2 – валунные руды; 3 – ледниковые отложения; 4 – рудная зона; 5 – зоны расланцевания; 6 – песчаники формации Атабаска; 7 – пегматиты; гнейсы: 8 – графитовые, 9 – биотитовые

к сложным штокверкам. Содержание урана сильно варьирует и в среднем составляет 2,4 в залежи Гертнер и 1,79% в залежи Дейлманн. Максимальное содержание урана 33% на мощность 2 м. Среднее содержание никеля 1–2,67%. Зоны высоких концентраций урана и никеля в основном совпадают, но все же отмечается тенденция обогащения никелем нижних горизонтов месторождения. В рудной зоне хорошо проявлены признаки неоднократных перемещений пород по разлому, их брекчирования и милонитизации. Наиболее характерное изменение пород – хлоритизация. Наблюдается также окварцевание, встречаются кварцевые жилы. Основные урановые минералы – настуран, урановая чернь и коффинит. Из сопутствующих рудных минералов широко распространены сульфиды и сульфоарсениды никеля: герсдорфит, миллерит и никелин, гидроокислы и окислы железа (гематит и лимонит). В небольших количествах присутствует бравоит. Отмечаются незначительные количества пирита, сфалерита и халькопирита; повсеместно развит галенит со свинцом радиогенного происхождения. Массивные руды практически не содержат жильных минералов. Установлен лишь бледно-зеленый хлорит (дорудный и послерудный). В трещинах, пересекающих руды, вместе с хлоритом встречаются кальцит и сидерит. Настуран представлен двумя разновидностями: колломорфными агрегатами и идиоморфными кристаллическими выделениями. Коффинит тесно ассоциирует с урановыми чернями и заполняет трещины усыхания в колломорфном настуране. Настуран образует зональные сростания с герсдорфитом, но чаще является более ранним. Обычны тесные сростания герсдорфита и миллерита с урановыми чернями. Иногда пленки

урановых черней заключены в «рубашку» из кремнезема. Из арсенидов никеля наиболее распространен герсдорфит, менее развит миллерит, на более глубоких горизонтах преобладает никелин. Рудные минералы в основном образуют вкрапленность и заполняют трещины, встречаются и массивные скопления, в которых вмещающие породы сохраняются в виде останцев. Намечается минеральная зональность. Арсениды никеля преобладают в лежащих боках залежей, а сульфиды в висячих. Богатые (вкрапленные) руды в основном локализируются в хлоритовых породах зоны разлома, а бедные (прожилковые) в измененных биотитовых гнейсах и кварцитах.

Урановое месторождение Карсуэлл находится в кольцевой структуре Карсуэлл, расположенной в западной части бассейна Атабаска и осложненной радиальными разрывами. По поводу ее происхождения существуют две гипотезы. Согласно одной предполагается вулканическая природа этой структуры, согласно другой (астроблемной) — формирование в результате падения крупного метеорита. На возможное метеоритное происхождение указывают признаки динамометаморфизма пород в ядерной части структуры. Однако с подобным представлением плохо согласуются значительная амплитуда поднятия кристаллического фундамента в ее ядре (более 1000 м) и отсутствие классических импактных образований. Характерная для района «брекчия Клафф» образует дайкообразные и трубчатые тела и относится, скорее всего, к изверженной породе дацитового или риодацитового состава. Большая часть исследователей склоняется в пользу вулканического генезиса структуры. Вероятный возраст ее, определенный К-Аг методом по материалу цемента «брекчии Клафф», составляет 470 млн лет. Породы рудоносной части структуры Карсуэлл несут следы интенсивного метаморфизма и последующих многоэтапных гидротермальных изменений, среди которых преобладает хлоритизация.

Урановые месторождения района Клафф-Лейк локализируются только в южной зоне кольцевых разломов кольцевой структуры Карсуэлл. Оруденение развивается в измененных гнейсах, графитовых и амфиболовых сланцах раннего протерозоя, в конгломератах и песчаниках Атабаска. Три известных месторождения Клод, N и D располагаются на расстоянии 2–5 км друг от друга на участке широкого развития жил и даек, сложенных «брекчией Клафф» (рис. 73).

Месторождения Клод и N сходны между собой по геологическому положению, минеральному составу руд и околорудным метасоматитам.

Месторождение Клод расположено в зоне пересечения крутопадающих разломов северо-восточного и широтного простираний. Основная рудная залежь имеет сложные формы взаимосвязанных линз, локализующихся в пологих зонах дробления в милонитах или в зоне «брекчий Клафф». Вмещающие кварц-полевошпатовые гнейсы хлоритизированы и серицитизированы, в рудной зоне присутствует графит. Протяженность главной залежи 600 м при ширине ее до 200 м и глубине распространения до 90 м. Руды сложены уранинитом и коффинитом. С ними ассоциируют пирит и марказит, в незначительных количествах присутствуют халькопирит, галенит и молибденит, а также углеродистое вещество.

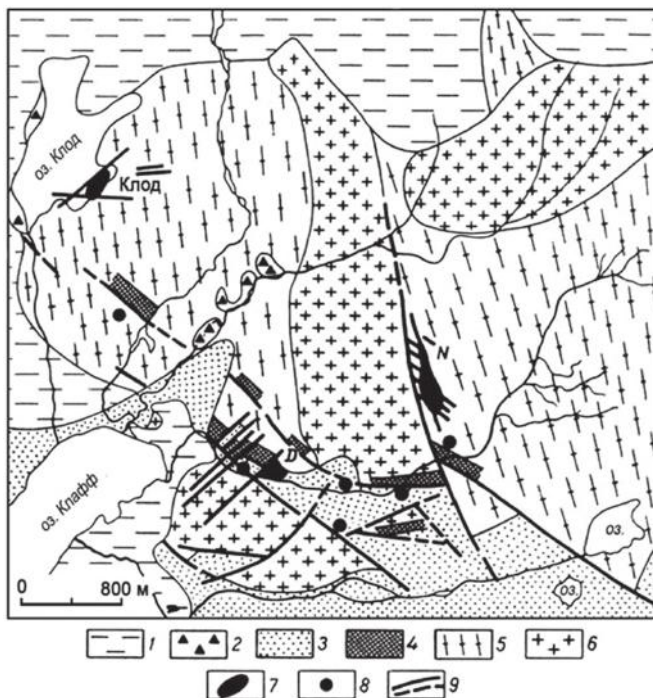


Рис. 73. Геологическая карта района Клафф-Лейк (Лаверов и др., 1983)

1 – четвертичные отложения; 2 – брекчия Клафф; 3 – породы формации Атабаска; 4 – останцы древней коры выветривания; 5 – кварц-полевошпатовые гнейсы (графитистые и амфиболовые разности); 6 – красные гранито-гнейсы; 7 – урановые месторождения; 8 – рудопроявления; 9 – разломы

Месторождение N приурочено к межпластовой зоне дробления, отделяющей красные гранито-гнейсы и амфиболовые кварц-полевошпатовые сланцы от прослоев графитсодержащих пород. Зона имеет меридиональное простирание. В ней выделяются тектонические швы с пологим и крутым падением. Богатые руды отмечаются на участках пересечения разрывов. Рудное тело имеет протяженность 1200 м при максимальной ширине 200 м. Минерализованные породы представлены темными хлоритовыми сланцами, местами содержащими графит. Однако графита здесь значительно меньше, чем на месторождении Ки-Лейк. Широко проявлена аргиллизация пород. Главные рудные минералы – почковидный настуран и коффинит, сопутствующие – пирит, халькопирит и галенит. Отмечается ураноносный «органический минерал». В зоне современного окисления развиты казолит, уранофан и другие вторичные минералы. Среднее содержание урана в рудах 0,3%.

Месторождение D локализовано в пологопадающей зоне дробления, по которой раннепротерозойские породы надвинуты на песчаники Атабаски. Руды приурочены к слюдистым и графитсодержащим алевролитам, а также к хлоритизированным трещиноватым гнейсам. Основная рудная залежь

образует линзообразное тело протяженностью 140 и шириной 25 м. Руды отличаются высоким качеством. Содержания урана в отдельных интервалах достигают 40% при минимальном 0,3%. Минеральный состав руд сложный. Среди урановых минералов выделены уранинит, настуран и тухолит. Из сопутствующих минералов отмечаются самородный селен, селениды кобальта, никеля, свинца (клаусталит) и висмута, самородное золото и теллуриды золота, халькопирит, галенит и пирит. Содержание золота в отдельных пробах достигает 45 г/т. Возраст оруденения определен в 1050 млн лет.

Принципиально важны для рассмотрения состава, строения и металлогени сведения о бассейне Атабаска в современном варианте, суммированные группой канадских геологов (Jefferson, Thomas et al., 2005). Рассматриваемые ими бассейны Канады (рис. 74) заполнены пологолежащими и относительно неметаморфизованными осадками протерозоя, датируемыми в интервале 1,8–1,55 млрд лет (граница палеопротерозоя и мезопротерозоя), представленными главным образом речными красноцветными конгломератами, песчаниками и глинистыми породами.

Гнейсы основания интенсивно выветрели и глубокоэродированы с сохранившимся красным глинистым гематитовым реголитом. Породы основания представлены высокометаморфизованными архейскими и протерозойскими гранитоидами и супракрустальными гнейсами, вмещающими графитовые метapelиты, в которых локализуется значительное число урановых месторождений, изохронный возраст уранинита которых от 1600 до 1350 млн лет. Оруденение представлено двумя разновидностями. Моно-

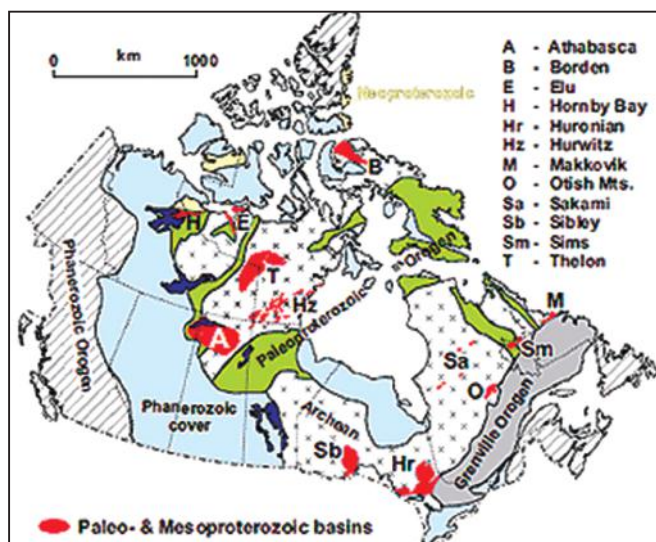


Рис. 74. Палео- и мезопротерозойские бассейны Канадского щита, вмещающие урановые месторождения типа зон несогласия (Атабаска и Телон) или бассейны, потенциальные для обнаружения оруденения этого типа [Jefferson et al., 2007]

металлическое урановое располагается преимущественно в породах основания. Жилы заполнения и брекчии локализируются в зонах разломов. Полиметаллические обычно горизонтально залегающие уранинитовые линзы замещения, располагающиеся, как правило, в зоне несогласия, содержат кроме урана никель, кобальт, мышьяк, медь, редкоземельные элементы и железо. Авторы отмечают относительное сходство месторождений бассейна Атабаска с месторождениями рудного поля Аллигейтор Риверс Австралии. Ими же отмечено, что исследования урановых месторождений типа несогласия проводятся, кроме бассейна Мак Артур Австралии, также в пределах Алданского и Анабарского щитов (Molchanov, 2002), в бассейнах Китайской и Индостанской платформ, сходных по ряду признаков состава и строения с бассейнами Атабаски в Индии (к сожалению, описание этих бассейнов в цитируемой работе не приводится). Краткая, но содержательная характеристика осадочных бассейнов и уранового оруденения типа несогласия приведена в статье А. В. Молчанова, А. В. Толстого, С. А. Ефимова «Металлогения урана древних щитов» (2003).

Вернемся к работе канадских геологов по геологии и металлогении осадочных бассейнов провинции Черчилл Канадского щита. Бассейн Атабаска (Jefferson, Thomas et al., 2005) занимает площадь свыше 85 000 км², но значительная часть месторождений располагается (96%) в ограниченной восточной части бассейна. Бассейн Телон подобного размера вмещает лишь 9% ресурсов региона, размещающихся преимущественно в зоне несогласия. То же относится и к бассейну Мартин. Эти бассейны размещены в западной части провинции Черчилл между эродированными останцами двух орогенических поясов: магматической зоной Талсон (1,9 млрд лет) и Трансгудзонским орогеном (1,8 млрд лет) (рис. 75, 76).

Значительная величина теплового потока в этих орогенах способствовала появлению в них радиогенно обогащенных гранитоидных интрузий. Типичные бассейны Канады и Австралии характеризуются наличием в их основании экстенсивного палеореолита, мощность которого в основании бассейна Атабаска достигает 220 м, образуя глубокие карманы в зонах тектонических нарушений. Верхняя часть реолита — красные гематитовые изменения, которые вниз сменяются зеленоватыми хлоритовыми породами, переходящими в неизменные породы основания. Красные гематитовые породы в зонах оруденения сменяются белыми. Считается, что верхняя часть коры выветривания была эродирована до отложения осадков бассейна Атабаска. Реолит считается результатом латеритного выветривания в окислительных условиях, в подтверждение чего приводятся и сведения об обнаружении онкоидальных микробиологических образований. Уже давно в регионе установлена тесная связь между урановым оруденением и проявлениями разломной «хрупкой» тектоники. Распределение таких разломов обнаруживает связь со стратиграфическими фаціальными особенностями строения разреза, а также с русловыми аллювиальными палеотечениями. Различные суббассейны отделены в разных местах разломными зонами. Однажды территория бассейна была палеотопографическим поднятием, которое позднее начало аккумулировать осадки. Осадкообразо-

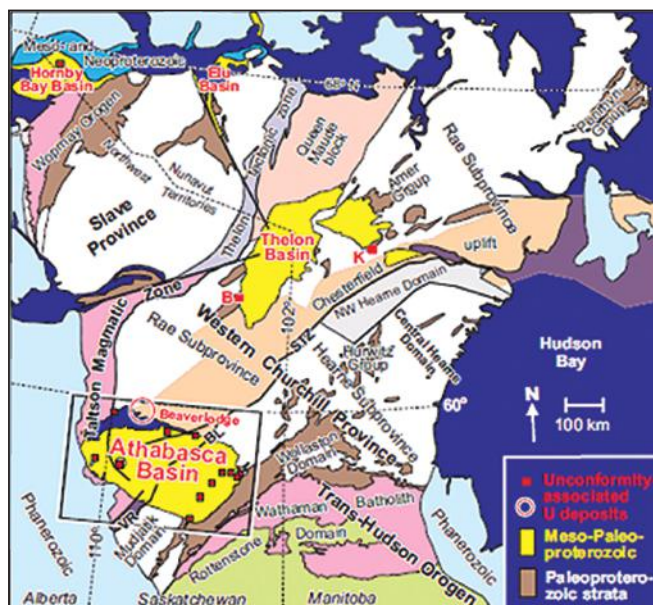


Рис. 75. Размещение месторождений зон несогласия в бассейне Атабаска в соотношениях с главными тектоническими структурами Канадского щита. Урановые месторождения, ассоциированные с зонами несогласия; желтое – мезо- палеопротерозой; коричневое – палеопротерозойские слои [Jefferson et al., 2007]

вание, прерывавшееся несогласиями, продолжалось в течение 200 млн лет, и в это время менялись и источники сноса. Различные палеотечения, суббассейны определены сейсмическими данными. Графитосодержащие гнейсы основания – ключевой момент для эмпирического прогнозирования месторождений урана в бассейне Атабаска и на юго-западе бассейна Телон.

Эти зоны являются тектонически потенциально ослаблены и влияют таким образом на размещение зон деформаций в процессе региональной складчатости, разломообразования и поздних хрупких деформаций. Особо авторы отмечают длительно существовавшие 200 млн лет высокотемпературные условия диагенеза в бассейне Атабаска, в котором выделяются дополнительно к палеовыветриванию и гидротермальным изменениям в основании и два типа изменений регионального масштаба: бассейновые в целом и диагенетические изменения песчаников, предшествующие рудообразованию суббассейновые тренды гало изменений и кластеры урановых месторождений. Отдельно выделяются изменения, связанные с формированием импактной структуры Карсуэл.

В бассейне Атабаска мощность осадочных толщ оценивается (Jefferson, Thomas et al., 2005) в 1700 м, и в их составе выделяются 12 формаций (рис. 77). Установлено [Jefferson et al., 2007], что осадконакопление в восточной части бассейна началось около 1740–1730 млн лет; возраст верхней

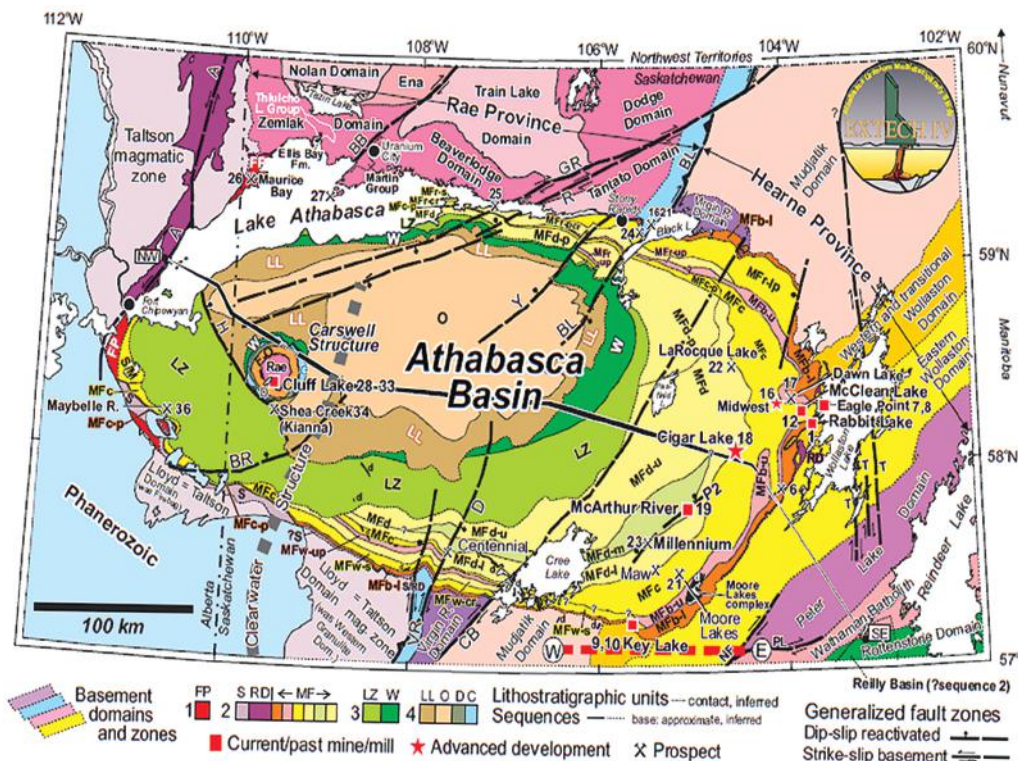


Рис. 76. Геологическая карта бассейна Атабаска с указанием размещения месторождений: разрабатываемых – красный прямоугольник; планируемых к разработке – красная звездочка; прогнозируемых – скрещенные молотки, а также размещение главных зон разломов и литостратиграфических подразделений [Jefferson et al., 2007]

части разреза 1640–1620 млн лет, и выделяются два гидротермальных рудообразующих процесса: 1600–1500 и 1460–1350 млн лет. Возраст мафических пород в отложениях бассейна около 1780 млн лет. Примеры состава и строения отдельных месторождений бассейна показаны на рис. 78, а варианты рудообразующих систем на рис. 79.

Считается, что в обоих случаях «ingress» и «egress» типы флюидных потоков развивались по реактивированным системам разломов основания, и если гидротермальная конвекция интегрирована в происхождение урановых месторождений зон несогласия, каждая разломная система потенциально может быть рудообразующей (рис. 80).

Автор этой работы попытался сопоставить природу – тектоническую, геодинамическую – становления прогибов (бассейнов) провинций Атабаска и Телон. Наибольшие разногласия исследователей касаются интерпретации их формирования – рифтовые прогибы, интракратонные впадины, но ни в одной из перечисленных работ (может быть, за исключением ра-

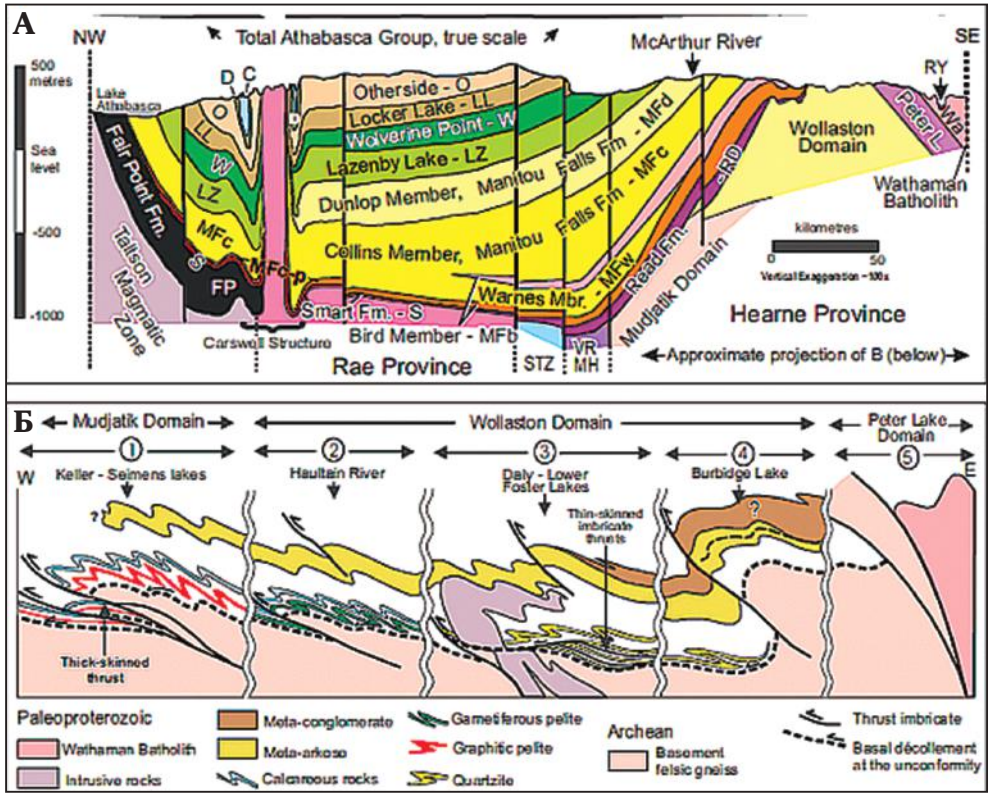


Рис. 77. А – литостратиграфический разрез бассейна Атабаска. Разрез начинается с формации Маниту Фоллс; MFw. Б – схематический структурный разрез южнее Ки Лейк, показывающий структурную геометрию переходной зоны Волластон Муджатик, в основании которой размещены наиболее экономически продуктивные области восточной части бассейна Атабаска [Jefferson et al., 2007]

Палеопротерозой: Ватаман батолит; интрузивные породы; метаконгломераты; метааркозы; известковистые породы; гематитизированные пелиты; графитизированные пелиты; кварциты; архей: фельзитические гнейсы основания, разрывные нарушения

боты канадских геологов) не рассматривается принципиально важный вопрос: каким же образом сформировалась гидросфера в отдельных изолированных прогибах (бассейнах)? Во многих работах (опять же за исключением работы канадских геологов) практически не уделено внимание вопросам палеофациальных обстановок осадконакопления, до-, син- и пострудной тектоники и т. д. Основываясь на результатах работ канадцев (Jefferson, Thomas et al., 2005), по бассейнам Атабаска и Телон важно выделить, как и в бассейне Мак Артур Австралии, русловые аллювиальные отложения, палеодолины и пр. Эти данные в некотором отношении сближают эти бассейны с материалами по бассейну Витватерсранд, по периферии кото-

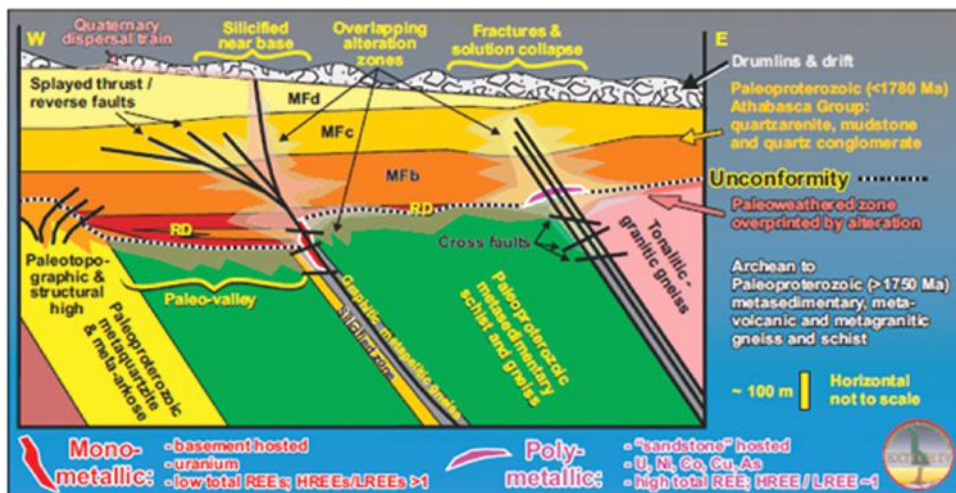


Рис. 78. Генерализованные геологические элементы моно- и полиметаллических урановых месторождений типа несогласия в восточной части палеопротерозойского бассейна Атабаска. Эти эмпирические геологические модельные построения демонстрируют два конечных стиля руд, известных также в бассейне Мак Артур Ривер Австралии и месторождении Сигар Лейк, между которыми существует спектр разновидностей, известных даже в пределах одного месторождения или группы месторождений (Jefferson et al., 2007)

рого там, где размещено, как и в бассейнах (более молодых, чем Витватерсранд), урановое и комплексное оруденение так же широко распространены аллювиальные отложения. Не случайно наличие в бассейнах Витватерсранда и Атабаски импактных структур Вредефорт в первом случае и Карсуэлл во втором. Важно и свидетельство присутствия кор выветривания в основании разреза впадин Канады и Австралии, при этом указывается (Атабаска), что до начала формирования бассейнов эти коры имели более широкое распространение и были эродированы в процессе формирования бассейнов. Эти данные указывают на продолжающиеся в это время и на предыдущих стадиях процессы термохимического взаимодействия, атмосферы и по-прежнему «не остывшей коры», свидетельством чего является и активно проявленные в осадках бассейнов диагенетические изменения, поддерживающие отложения в геохимически возбужденном состоянии, которое в свою очередь способствует подвижности элементов в породах и поровых растворах и, соответственно, их активному участию в процессах миграции, перераспределения и концентрации элементов, в том числе и рудных, часть которых характерна и для геохимически специализированного субстрата (углеродистые гнейсы фундамента, пегматиты с повышенной радиоактивностью там же и пр.).

Мак Артур бассейн (прогиб) (1,7–1,4 млрд лет). Интракратонные прогибы расположены в пределах Северо-Австралийского геоблока [Геолого-

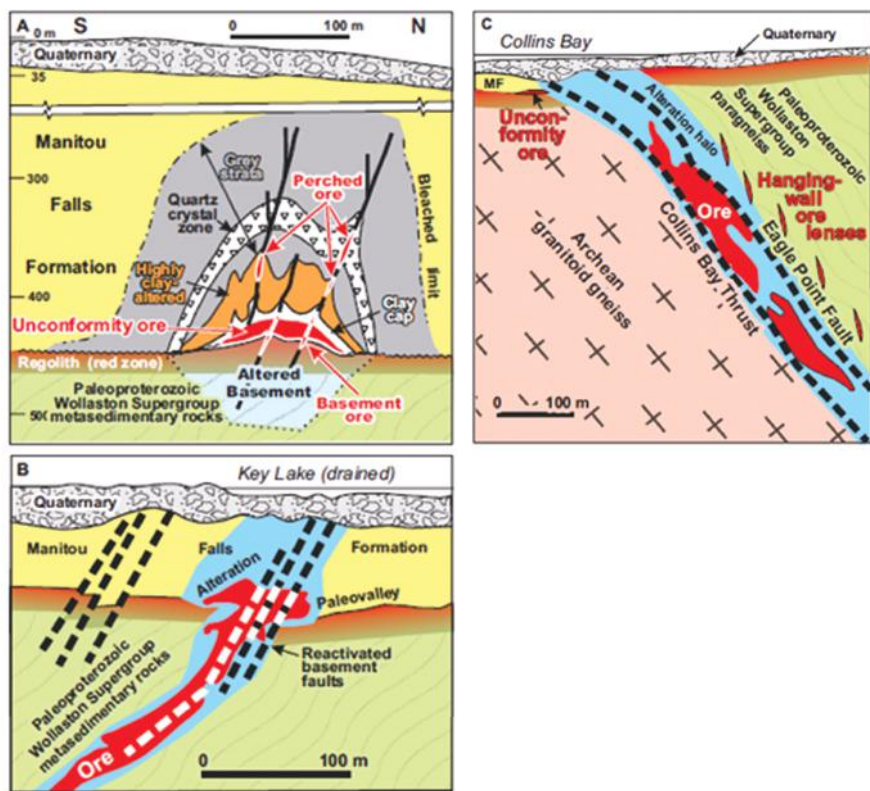


Рис. 79. Примеры трех конечных форм и позиций урановых месторождений типа несогласия, размещенных в юго-восточной части бассейна Атабаска [Jefferson et al., 2007]

А – Сигар Лейк (шахта), руды, размещенные в зоне несогласия с основанием преимущественно в основании и в вышележащих отложениях формации Маниту Фоллс; В – Дейлманн – открытый карьер в Ки Лейк, включающий и руды, размещенные в основании и в зоне несогласия; С – Игл Пойнт, размещенное преимущественно в основании

минерагеническая карта Мира, 2000]. Восточнее блока Кимберли находится сложный по строению мозаичный блок Баркли. Он состоит из нескольких средне-позднепротерозойских складчатых зон, разделенных впадинами платформенного типа. На северо-западе блока в зоне Пайн-Крик в куполовидном поднятии выходят деформированные кристаллические сланцы, гранитоиды, метадiorиты и граниты (2,5 и более миллиардов лет). Выше несогласно залегают нижнепротерозойские отложения, состоящие из чередования мощных пачек аркозовых и граувакковых песчаников и реже конгломератов, кремнистых и водорослевых доломитов, туфов и вулканитов основного состава, прорванных гранитоидами и перекрытых толщей андезитов, дацитов и липаритов. Возраст этих магматических образований 1,8–1,75 млрд лет. Общее простирание линейных складок северо-

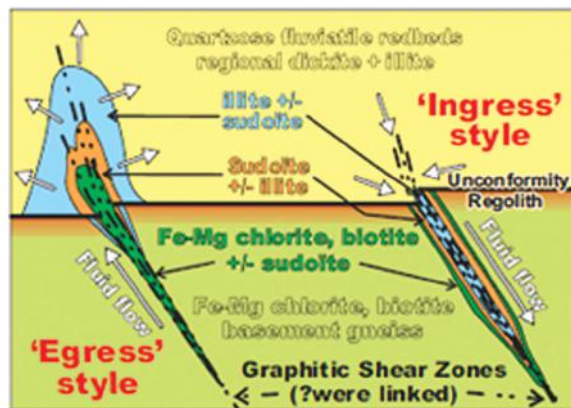


Рис. 80. Диаграмма, показывающая урановые месторождения зон несогласия.

Флюиды, происходящие из основания восстановлены, флюиды из красноцветных слоев окислены и содержат уран. Модель предполагает смещение таких флюидов в зоне несогласия и выделение урана. Могут быть связаны зоны деформаций и потоки флюидов [Jefferson et al., 2007]

западное. Древние породы Арнхем (Арнем) представлены высокометаморфизованными (до гранулитовой фации) толщами (2,0–1,94 млрд лет). В полосе Давенпорт – Теннант – Крик-Танами преобладают мощные (до 6000 м) толщи терригенных пород, несогласно перекрытые песчаниками с прослоями конгломератов. Разрез венчают пестрые по составу вулканиты (от основных до кислых). Вдоль восточной границы блока Баркли протягивается прогиб Баттен, заполненный терригенно-карбонатными отложениями, иногда красноцветными с прослоями базальтов (внизу), кварцевых песчаников и слюдястых пелитов (вверху). Общая мощность отложений 6–14 км.

Северо-Австралийский геоблок отличается широким развитием древнего (поздний протерозой – ранний палеозой) платформенного чехла, в котором преобладают терригенно-карбонатные осадки мощностью до 3000–3500 м. Начало прогибания австралийские геологи относят к верхам палеопротерозоя (1,7–1,4 млрд лет), близкого по времени заложения прогибам провинции Черчилл Канадского щита (Атабаска, Телон и др). В это время формировались впадины Бирринуду и Мак Артур, где накапливались мощные терригенные толщи и базальты; эпоха их накопления приурочена к рубежу 1,4 млрд лет. К рассматриваемому геоблоку относится плита Карпентария. Слагающие ее протерозойские (?) толщи обнажены на западном побережье залива и на о. Грут.

Около 20% экономических ресурсов урана сосредоточено в крупных и уникальных месторождениях типа несогласия в северной части Северо-Австралийского геоблока (районы Аллигейтор Риверс, Саут Аллигейтор и Рам Джангл, месторождения Рейнджер-1, Джабилука, Кунгарра) (Минералогия, 2004). Все они приурочены к слабометаморфизованным углеродистым

и терригенным отложениям конца палеопротерозоя интракратонной впадины Пайн Крик и тяготеют к поверхностям несогласия между метаморфическими комплексами фундамента и платформенным чехлом.

Месторождение Рейнджер-1 расположено в 20 км к югу от месторождения Джабилука (Лаверов и др., 1983). На нем выявлены два рудных тела с общими запасами U_3O_8 100 тыс. т. Рудные тела сложены породами раннего протерозоя, прорванными пегматитами, перекрытыми песчаниками и конгломератами среднего протерозоя. Все породы начиная с третичного времени подверглись интенсивной латеритизации. В разрезе рудовмещающих раннепротерозойских отложений (~600 м) выделяются толща всячего бока — амфиболитов и сланцев и нижняя толща доломитовых мраморов. Породы рудных толщ брекчированы. Все рудные концентрации приурочены к всяческому боку крупного продольного разлома, отделяющего «рудные толщи» от гнейсов и мигматитов лежащего бока (рис. 81, 82).

Этот разлом пересекается поперечными и диагональными разрывами; в участках их сочленения проявлены предрудная хлоритизация, доломитизация и тела магнетитов. Процессы выщелачивания карбонатных пород этих участков выявили зоны проседания с интенсивной трещиноватостью, обусловившей в всячем боку создание благоприятных условий для локализации рудного тела-1 месторождения Рейнджер. Развитие в рудоносной толще зоны мелких трещин вмещают основную массу рудных прожилков и вкрапленность настурана, уранинита с небольшим количеством сульфидов. Джабилука — одно из крупнейших урановых месторождений в мире с общими запасами U_3O_8 230 тыс. т. (рис. 83).

Наибольшие концентрации урана сосредоточены в полностью хлоритизированных породах, примыкающих к нарушениям, расположенным под слоями графитовых сланцев. Важная роль в становлении месторождения принадлежит пологопадающему сбросу и серии поперечных разрывов, к которым примыкают рудные тела. В формировании урана отмечается роль карстогенных структур. В урановых рудах (настуран, уранинит) встречаются сульфиды — пирит, халькопирит, галенит, а также гематит и самородное золото. В рудах Джабилуки установлены повышенные концентрации Sc, Y, редких земель. В районе месторождения вскрыты грейзены с редкометалльной минерализацией с возрастом 1,7–1,8 млрд лет, но урановое оруденение в них отсутствует. Металлогенический облик этого региона, кроме урана, определяется наличием золота, которое сопровождает урановое оруденение в месторождениях типа несогласия.

Подведем некоторые итоги рассмотрения осадочных бассейнов (по мнению автора, предпочтителен именно этот термин), распространенных в различных кратонах различных континентов, формирование которых охватывает 2,5–1,9 млрд лет — палеопротерозой и часть мезопротерозоя. Прежде всего следует отметить несовпадение в глобальном смысле времени заложения таких бассейнов (за единичными исключениями — бассейны Атабаска Канадского щита и Мак Артур Западно-Австралийского). Кроме того, не исключая приведенных примеров, их (бассейнов) отличительной

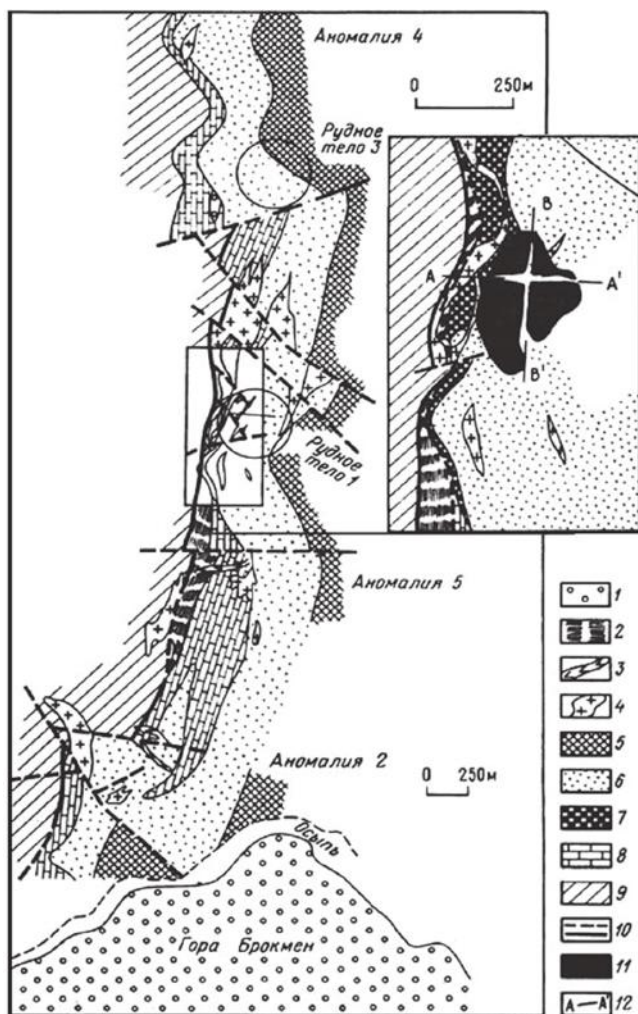


Рис. 81. Схема геологического строения рудного поля Рейнджер-1 (Лаверов и др., 1983)

1 — песчаники формации Комболджи; 2 — зона расланцевания лежачего бока; 3 — долериты; 4 — пегматиты; 5 — сланцы висячего бока; 6 — верхние рудные сланцы; 7 — нижние рудные кремнистые сланцы; 8 — перекристаллизованные доломиты; 9 — сланцы и гнейсы основания; 10 — разломы; 11 — проекция рудных тел на поверхность; 12 — линии разрезов (см. также рис. 82)

особенностью является несхожесть их развития и металлогении. Формирование таких бассейнов происходило в условиях повышенной пластичности консолидированной коры и активного взаимодействия атмосферы и коры, что выразилось в особенности, присущей всем перечисленным бассейнам, — залегании в основании их разрезов кор выветривания, кото-

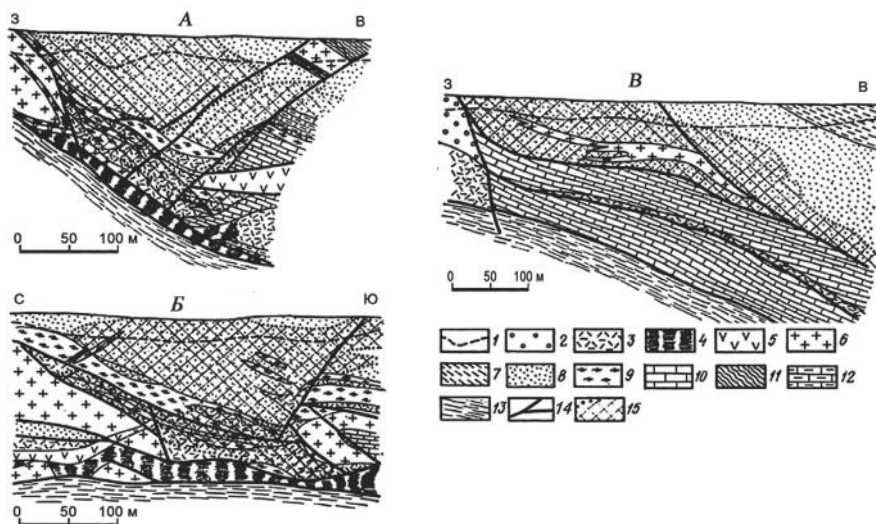


Рис. 82. Геологические разрезы (месторождение Рейнджер-1)
(Лаверов и др., 1983)

Разрезы через рудное тело: А – поперечный по линии А–А', Б – продольный по линии В–В', В – поперечный через рудное тело 3; 1 – граница зоны поверхностного окисления; 2 – песчаники формации Комболджи; 3 – хлоритизированные породы; 4 – зона расщепления лежащего бока; 5 – долериты; 6 – пегматиты; 7 – сланцы висячего бока; 8 – верхние рудные сланцы; 9 – нижние рудные кремнистые сланцы; 10 – хлорит-доломитовые породы; 11 – плойчатые сланцы; 12 – перекристаллизованные доломиты; 13 – гнейсы и сланцы лежащего бока; 14 – разрывы; 15 – рудные тела и их границы

рые, в соответствии с представлениями по бассейну Атабаска, ранее, до заложения бассейна, имели площадное распространение. Таким образом происходили, как и на более ранних стадиях развития, термохимическое взаимодействие атмосферы и ранее сформированной коры. Эта особенность, на наш взгляд, имеет немаловажное значение в том отношении, что формирующиеся коры выветривания, как и их фанерозойские аналоги, могли выступать в роли промежуточных коллекторов ряда элементов, специализированных для разнообразных по составу и строению докембрийских комплексов основания. В металлогеническом отношении становление самих бассейнов и син- и постседиментационные изменения в них происходили в условиях относительно повышенного палеоградиента и соответственно в этих условиях геохимическое состояние изменяющихся осадков было «возбуждённым», что могло определять повышенную миграционную способность элементов еще на этих стадиях к мобилизации и миграции, а синседиментационные и постседиментационные тектонические зоны могли определять и пути миграции элементов и экстенсивность этих процессов в условиях создаваемых ими дифференциально подвижных систем.

Попытаемся вначале определить некоторые признаки, сближающие условия становления таких бассейнов, что происходит в следующих ин-

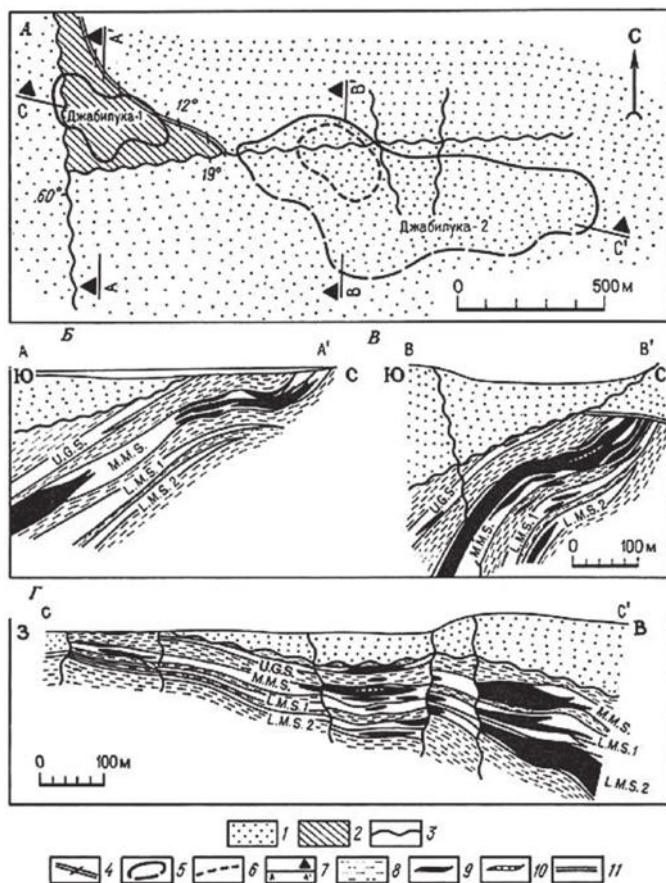


Рис. 83. Схема геологического строения месторождения Джабылука (Лаверов и др., 1983)

А – план; разрезы: Б-Б – поперечные, Г – продольный; отложения формации: 1 – Комболджи (песчаники), 2 – Кэжилл (U.G.S. – графитовые сланцы, M.M.S. – рудоносные кварц-хлоритовые сланцы, L.M.S.1 – нижние рудоносные хлоритовые сланцы, L.M.S.2 – нижние рудоносные карбонат-хлоритовые сланцы); 3 – сбросы; 4 – границы между формациями; 5 – граница урановых рудных тел на горизонтальной плоскости, прерывистой линией показано вероятное ее положение; 6 – проекция золоторудного тела на поверхности; 7 – разрезы; 8 – безрудные кварц-мусковит-хлоритовые сланцы; 9 – урановые рудные тела; 10 – золоторудное тело; 11 – межформационный сброс между песчаниками и сланцами

тервалах времени (млрд лет): Онежский – 2,3–1,6, Удоканский – 2,1–1,85, Атабаска и Телон – 1,7–1,6, Мак Артур – 1,7–1,4. В глобальном отношении отдельные из этих интервалов или продолжают предыдущие, или относительно незначительно перекрывают друг друга, за исключением близко-одновременных бассейнов Атабаска и Мак Артур.

Онежский прогиб (2,3–1,6 млрд лет). В основании палеопротерозойских комплексов Онежской структуры (ОС) размещены коры выветривания и

тектонизированные базальные (в том числе соленосные) образования на границе архейских и протерозойских комплексов. Кроме этого, на отдельных участках (район ОС) в основании разреза располагаются толщи (галитовая и улитинская) суммарной мощностью около 500 м, представленные солями и ангидритами. Литоседиментационные особенности осадочных отложений ятулия отвечают условиям обширного мелководного эпиконтинентального морского бассейна и его прибрежных областей без резкого рельефа, тектонических уступов и проявления серьезных внутриформационных тектонических событий. Об этом свидетельствуют высокая степень сортировки и окатанности обломочного материала; зрелость осадков; присутствие кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов; отсутствие грубообломочных фаций типа фангломератов и признаков лавинной седиментации; косая слоистость, следы капель дождя и трещин усыхания; карбонатные породы со строматолитами и онколитами, в том числе пестроцветные доломиты; фациальные переходы и местные перерывы; признаки размыва и стратиграфических несогласий в подошве всех горизонтов и отсутствие при этом структурных несогласий.

Признаки Онежской структуры:

— длительное и постепенное прогибание территории Северо-Онежского синклиория в начале палеопротерозоя, частично наследуемое формированием вепсийской Южно-Онежской мульды и современной впадины Онежского озера;

— накопление мелководно-морских и лагунных, а затем континентальных отложений незначительной мощности;

— слабое проявление трансгрессивных процессов с течением времени: область осадконакопления в основном сохраняет свои очертания, но при этом испытывает некоторую миграцию с севера на юг;

— сочетание относительно изометричной формы седиментационных бассейнов и общей синклинойной формы с линейным внутренним структурным планом.

Не исключено, что режимы сменялись во времени более часто, а также проявлялись синхронно в динамически связанных тектонических обстановках (Леонов и др., 1995). Об этом свидетельствует также факт длительного и периодического проявления процессов гидротермально-метасоматической минерализации свекофеннского (1730 ± 40 млн лет), неопротерозойского (1100–900 млн лет) и мезозойского (150–100 млн лет) времени. Метасоматические образования, как правило, связаны с процессами рассланцевания, брекчирования и катаклаза, что свидетельствует о периодической смене условий декомпрессии обстановками сжатия.

В пределах Онежской структуры оруденение размещено как внутри осадочного комплекса (Падма), так и в кристаллическом основании и на границе основания и осадочного чехла (ср. с размещением оруденения в структурах провинции Черчилл (Атабаска, Телон)). Продуктивные зоны месторождений Падма представляют собой ореолы околорудных изменений пород, развитых вдоль продольных субгоризонтальных зон дробления (катаклаза, брекчирования, трещиноватости) алевролитов и сланцев заонежской свиты.

В рудной зоне наблюдается следующая метасоматическая зональность (от внешней зоны к внутренней): осветленные породы, альбититы, слюдизированные альбититы, слюды и слюдисто-карбонатные метасоматиты.

В районе месторождения Карку кристаллический фундамент сложен гранитогнейсами, амфиболовыми и амфибол-биотитовыми сланцами, а также гранитизированными биотитовыми графит- и сульфидсодержащими сланцами, в которых содержания графита и различных сульфидов достигают 5–7% и более. Кристаллические породы, залегающие непосредственно под контактом с рифейскими осадками, подвергнуты площадной механической и химической дезинтеграции, обусловленной, по-видимому, процессами предрифейского выветривания. Эти специфические образования, получившие название «реголиты», имеют мощность от 1–2 до 7–8 м. Позже они претерпели хлорит-гидрослюдистые изменения. По данным бурения, в кристаллическом фундаменте установлены крутопадающие разрывные нарушения, которые представлены реликтами древних бластокатаклазитов и швами раздробленных пород, «залеченными» предрудными хлорит-карбонатными метасоматитами и прожилками того же состава. В породах выявлены системы мелких сближенных субпослойных, реже секущих трещин, нередко контролирующих развитие процессов хлоритизации, карбонатизации и гематитизации.

Локализация и размещение месторождений в Онежской структуре некоторым образом соответствуют закономерностям размещения и локализации оруденения в прогибе Атабаска, хотя масштабы и состав рудных образований, конечно, различны.

Удоканский прогиб (2,1–1,88 млрд лет). Отложения улканской серии залегают с резким угловым несогласием на коре выветривания метаморфических образований Алдано-Станового щита и фиксируют время окончательной консолидации кристаллического фундамента Сибирской платформы. К подобным отложениям приурочено гигантское по запасам Удоканское месторождение меди в медистых песчаниках (Богданов и др., 1973), сформированное в результате взаимодействия экзогенных рудообразующих процессов, катагенеза и последующего регионального метаморфизма и деформаций. Руды большей частью представлены рассеянным вкрапленным типом, а линзы и пласты богатых руд, составляющих собственно рудные тела, образованы в результате действия процессов переотложения рудного вещества. Руды подразделяются на три минеральных типа: пирит-халькопиритовый, халькопирит-борнитовый и борнит-халькозиновый. В их размещении намечается зональность по латерали и в разрезе меденосной толщи. Как правило, борнит-халькозиновые руды приурочены к дельтовым, а пирит-халькопиритовые к более глубоководным фациям. Седиментационные концентрации меди обычно незначительны, а богатые рудные тела сложены эпигенетическими борнит-халькозин-халькопиритовыми ассоциациями гидротермально-активизационного генезиса.

Для удоканской серии характерны ритмичность и зональность в распределении литофаций, соответствующих условиям накопления осадков в прибрежно-морских, дельтовых и лагунно-озерных фаций.

Атабаска бассейн (1,8–1,55 млрд лет) представлен главным образом речными красноцветными конгломератами, песчаниками и глинистыми породами. Гнейсы основания интенсивно выветрелы и глубокоэродированы с сохранившимся красным глинистым гематитовым реголитом. Породы основания представлены высокометаморфизованными архейскими и протерозойскими гранитоидами и супракрустальными гнейсами, вмещающими графитовые метапелиты, в которых локализуется значительное число урановых месторождений, изохронный возраст уранинита которых от 1600 до 1350 млн лет. В основании типичных бассейнов Канады и Австралии присутствует экстенсивный палеореололит, мощность которого в основании бассейна Атабаска достигает 220 м, образуя глубокие карманы в зонах тектонических нарушений. Верхняя часть реголита — красные гематитовые изменения, которые вниз сменяются зеленоватыми хлоритовыми породами, переходящими в неизменные породы основания. Красные гематитовые породы в зонах оруденения сменяются белыми. Считается, что верхняя часть коры выветривания была эродирована до отложения осадков бассейна Атабаска. Реололит считается результатом латеритного выветривания в окислительных условиях в подтверждение чего приводятся и сведения об обнаружении онкоидальных микробиологических образований. Таким же важным во многих отношениях является свидетельство присутствия кор выветривания в основании разреза впадин Канады и Австралии, при этом указывается (Атабаска), что до начала формирования бассейнов эти коры имели более широкое распространение и были эродированы в процессе формирования бассейнов. Уже давно в регионе установлена тесная связь между присутствием уранового оруденения и проявлениями разломной тектоники — «хрупкой» тектоники. Распределение таких разломов обнаруживает связь со стратиграфическими и фаціальными особенностями строения разреза, а также с русловыми аллювиальными палеотечениями. Различные палеотечения, суббассейны определены сейсмическими данными, графитсодержащие гнейсы основания являются ключевым моментом для эмпирического прогнозирования месторождений урана в бассейне Атабаска. Особо отмечается длительное существовавшие 200 млн лет высокотемпературные условия диагенеза в бассейне Атабаска, в котором выделяются дополнительно к палеовыветриванию и гидротермальным изменениям в основании и два типа изменений регионального масштаба: бассейновые в целом и диагенетические изменения песчаников, предшествующие рудообразованию. Установлено, что осадконакопление в восточной части бассейна началось около 1740–1730 млн лет; возраст верхней части разреза 1640–1620 млн лет и выделяются два гидротермальных рудообразующих процесса: 1600–1500 и 1460–1350 млн лет. Основываясь на результатах работ канадцев (Jefferson, Thomas et al., 2005), по бассейнам Атабаска и Телон важно выделить, как и в бассейне Мак Артур Австралии, русловые аллювиальные отложения, палеодолины и пр. Эти данные в некотором отношении сближают эти бассейны с материалами по бассейну Витватерсранд, по периферии которого, там, где размещено, как и в бассейнах (более молодых, чем Витватерсранд), урановое и комплексное ору-

денение, так же широко распространены аллювиальные отложения. Не случайно наличие в бассейнах Витватерсранда и Атабаски импактных структур Вредефорт в первом случае и Карсуэлл во втором.

Мак Артур бассейн (1,7–1,4 млрд лет). Начало формирования бассейна австралийские геологи относят к верхам палеопротерозоя (1,7–1,4 млрд лет), близкого по времени заложения прогибам провинции Черчилл Канадского щита (Атабаска, Телон и др.). В это время формировались впадины Бирринуду и Мак Артур, где накапливались мощные терригенные толщи и платобазальты; эпоха их накопления приурочена к рубежу 1,4 млрд лет. К рассматриваемому геоблоку относится плита Карпентария. На северо-западе блока в зоне Пайн-Крик в куполовидном поднятии выходят деформированные кристаллические сланцы, гранито-гнейсы, метадиориты и граниты (2,5 и более млрд лет). Выше несогласно залегают нижнепротерозойские отложения, состоящие из переслаивания мощных пачек аркозовых и граувакковых песчаников и реже конгломератов, кремнистых и водорослевых доломитов, туфов и вулканитов основного состава, прорванных гранитоидами и перекрытых толщей андезитов, дацитов и липаритов. Месторождения Аллигейтор Риверс, Саут Аллигейтор и Рам Джангл, Рейнджер-1, Джабилука, Кунгарра приурочены к слабометаморфизованным углеродистым и терригенным отложениям и тяготеют к поверхностям несогласия между метаморфическими комплексами фундамента и чехлом. Металогенический облик этого региона, кроме урана, определяется наличием золота, которое сопровождается урановое оруденение в месторождениях типа несогласия.

Что же следует подчеркнуть в качестве итога рассмотрения всех перечисленных бассейнов — именно бассейнов с учетом того, что здесь принципиально важны палеофациальные условия их формирования в значительном временном интервале и расположении в пределах различных кратонов различных континентов и их частей? Несмотря на их различия в глобальном размещении, времени заложения и длительности становления, у них есть общие условия:

- заложение на архейском кристаллическом основании, подвергшемся процессам латеритизации — выветривания латеритного профиля, достаточно глубоко проникающих в кристаллическое основание;

- мелководный характер бассейнов (озерный, лагунно-озерный) с присутствием в основании ряда бассейнов эвапоритов или русловых дельтовых аллювиальных отложений;

- относительно высокотемпературный характер постседиментационных отложений и насыщенность осадков поровыми флюидами (см. Онежский бассейн);

- проявление в период становления бассейнов различных форм магматизма и вулканизма;

- активная роль дизъюнктивных нарушений в размещении фаций осадконакопления и становлении гидротермально-метасоматических систем и сопутствующего им оруденения;

- намечающаяся (отсутствуют данные по Удоканскому бассейну) взаимосвязь между геохимической специализацией кристаллического основания и ведущими типами полигенного и полихронного оруденения.

Можно предположить, что сочетание ряда условий становления бассейнов, таких как их заложение на корях выветривания (возможный промежуточный коллектор), становление бассейна и содержащихся в нем осадков в условиях относительно повышенного геотермического градиента и насыщенность осадков поровыми флюидами, могли создать экстенсивный тепло- и массообмен между кристаллическим основанием и осадочным бассейном в условиях определенной геохимической специализации и кор выветривания и рудоносных — рудообразующих флюидов. Пути миграции таких флюидов могли стать зоны деформаций в основании и в чехле, а рудолокализирующими факторами — геохимические и литолого-фашиальные барьеры и в чехле, и в основании. Пожалуй, наиболее принципиальным во всем этом является повышенный в целом геотермический градиент, в условиях которого формировались бассейны, проходили постседиментационные изменения. Все это в совокупности создавало геохимически возбужденный фон, в условиях которого могли формироваться повышенные концентрации и реализовываться термоградиентные условия мобилизации, миграции и концентрации рудных элементов. Отсутствие таких повышенных градиентов в последующей истории развития осадочных бассейнов в неопротерозое и затем в фанерозое, возможно, исключало такие благоприятные условия становления бассейнов и процессов рудообразования в них.

В осадочных бассейнах рассматриваемого (2,5–1,9 млрд лет) временного интервала по-прежнему, как и в предыдущие временные интервалы, распространены полосчатые железистые кварциты (бассейн Набберу, Западная Австралия), стратиформные марганцевые руды (бассейн Набберу, Пик Хилл); медные жилы (Тадуна). В бассейне Аравалли-Бундельканд (Индия) известно Zn-Pb стратиформное оруденение в карбонатных породах (Дариба, Рампура, Завар).

В интервале 2,3–2,1 млрд лет продолжается формирование осадочных бассейнов, сопряженных с формированием гранит-зеленокаменных областей в Южной Америке (Гайана) (2,2–1,9 млрд лет), в Западной Африке (2,3–2,1 млрд лет) с присущими им, как и ранее, месторождениями ПЖК (Иматака, Южная Америка), марганцевых гондитов и золота в конгломератах, а также золоторудных месторождений зон расланцевания.

Металлогения осадочных бассейнов во многом близка металлогении гранит-зеленокаменных областей, возможно, свидетельствуя об их парагенетической связи. В этих бассейнах известны месторождения ПЖК (провинция Сьюперитор, Сокоман, Канада), «Железный хребет» оз. Сьюперитор (Маркетт, Гогбин, Айрон-Ривер).

В минерации Пенокийской складчатой системы главенствующую роль играют медные, никелевые, железные и урановые руды при существенном значении руд кобальта, серебра и цинка протерозойской металлогенической эпохи. В пределах этой системы располагается знаменитый район железорудных месторождений Верхнего озера в железистых формациях Анимикской супергруппы раннего протерозоя в прогибе Анимики с богатыми рудами железа нескольких разновидностей типа верхнего озера (Рудные м-ния США, 1973).

Наиболее крупные месторождения сосредоточены в рудных районах Месаби, Ганфлинт, Маркетт, Айрон-Ривер, Гайана, Гобебек, Меномини (рис. 84).

Общие запасы рядовых руд железа в районе Верхнего озера – 70 млрд т, таконитовых руд (магнетитовых) – 24 млрд т, обогащенных руд (метаморфизованных и окисленных) – 2,3 млрд т.

Район Верхнего озера является продолжением на территории США структур Канадского щита. По периферии оз. Верхнее залегают киватинские отложения, сменяющиеся к югу и западу породами гуронской системы (серия Анимики), в основании разреза которой фиксируется резкое несогласие. Железистые формации, развитые в отдельных рудных хребтах, поддаются корреляции. В ряде хребтов они подстилаются горизонтом кластических пород в основном кварцитов, кварцевых аргиллитов и аргиллитов мощностью от 50 футов до нескольких сотен футов. Перекрывает формацию толща аргиллитовых осадков мощностью несколько тысяч футов.

Промышленные руды района Маркетт в Мичигане. Все известные в районе промышленные тела приурочены к участкам обогащения первичного осадка железом в связи с процессами диагенеза, метаморфизма и/или вторичного окисления и выщелачивания (рис. 85).

Содержание железа в неизмененных отложениях формации Негони составляет в среднем 26%, в обогащенных телах в среднем 31, до 35%. Вторично обогащенные отложения железистой формации установлены на глубинах до 5 тыс. футов. Производимые в районе железорудные агломераты содержат 61–65% железа. Высокосортные мягкие металлургические руды составляют около 70% добычи района Маркетт, т. е. более 200 млн т. Рудные тела образуют залежи мощностью до 260 футов и длиной до нескольких тысяч футов, приурочены к синклиналиям или грабенообразным структурам, ограниченным с одной или двух сторон дайками основных пород. Твердые руды составляют около 20% добычи района Маркетт, или 70 млн т. Рудные тела залегают в основном в верхней части разреза железистой формации Негони. Форма тел контролируется складчатыми или разрывными дислокациями. Рудные концентраты получаются в результате тонкого дробления сырых руд с целью получения железорудного концентрата с содержанием железа 65%. Происхождение «мягких» руд района связывается с гидротермальным воздействием, о чем свидетельствуют большие глубины вторичного обогащения и признаки структурного контроля залежей руд. Твердые руды, требующие обогащения, скорее всего, связаны с диагенетическими преобразованиями первичного рудного вещества. В ряде других рудных районов, в том числе в хр. Маркетт, за счет эрозии и выветривания железистых отложений и руд в конгломератах содержание железа оказывается настолько высоким, что оправдывает их промышленную эксплуатацию. В товарных кремнистых железных рудах оз. Верхнее содержание кремнезема превышает 18%. К магнетито-таконитовому типу руд относятся руды с повышенным содержанием магнетита, допускающим рентабельное получение высокосортных концентратов с применением тонкого дробления и магнитной сепарации. Яшмоидные руды

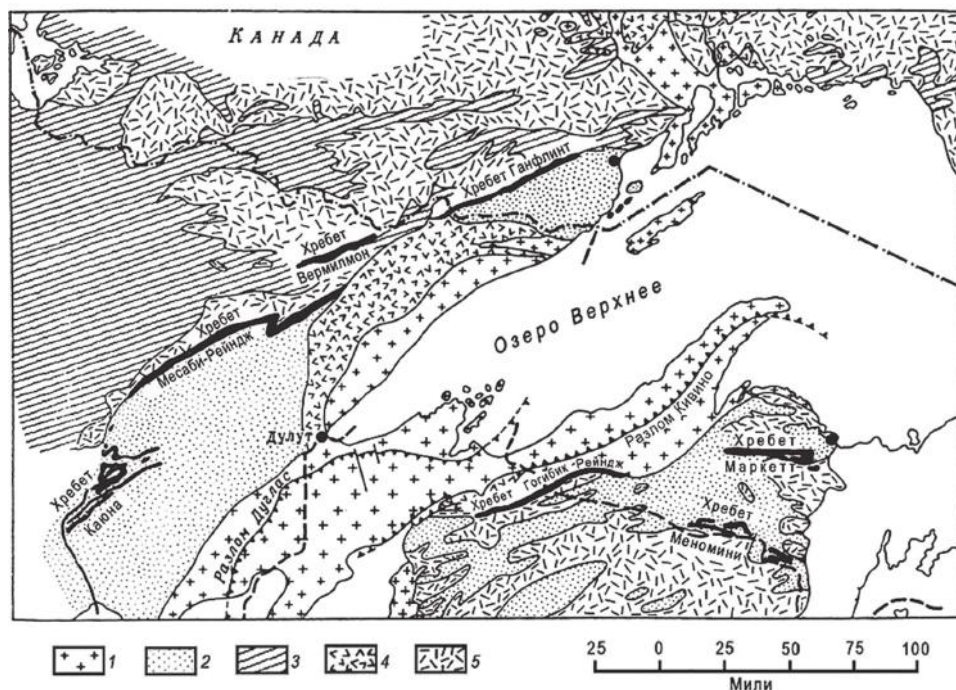


Рис. 84. Геологическая карта района оз. Верхнее (Рудные м-ния США, 1973)

1 — отложения кивинской системы; 2 — отложения гуронской системы; 3 — нерасчлененные отложения тимискамингской и киватинской систем; 4 — интрузивный комплекс габбро Дулут; 5 — граниты

образованы тонкополосчатым переслаиванием кварца и гематита. Они имеют промышленное значение, если гематит после тонкого дробления может быть отделен в высокосортный концентрат.

Как и в предыдущих временных интервалах, известны месторождения урана в конгломератах (Эллиот Лейк, группа Гурон, Северная Америка). Там же выявлен ранее не известный тип Ag-As-Co жил (Кобальт), хотя время формирования этого типа оруденения может быть и более поздним. Известны стратиформные Pb-Zn сульфидные месторождения (Перинг, Трансвааль, Южная Африка).

Временной интервал 2,0–1,8 млрд лет — условно «заключительный» период глобального распространения гранит-зеленокаменных областей и парагенетически связанных с ними осадочных бассейнов, притом что в этом временном интервале полиметаморфические преобразования тоналит-трондьемит-гнейсовых комплексов практически исчезают. Гранит-зеленокаменные области этого времени установлены в пределах щитов Северной и Южной Америки и Евразии с достаточно «типовым» набором рудных месторождений: полосчатые железистые кварциты — Украинский щит (Кривой Рог), Бразильский щит (Квадрилатеро Ферриферо); ПЖК и стратиформ-

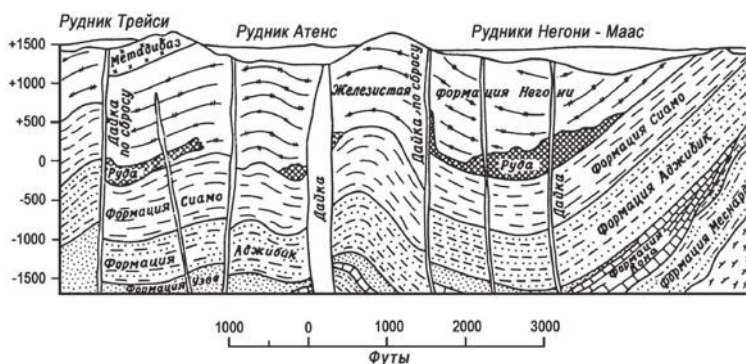


Рис. 85. Схематический меридиональный геологический разрез через среднюю часть рудного района Маркетт (Рудные м-ния США, 1973)

ные месторождения марганца (Серра-дус-Каражас); золото в зонах расланцевания (Северная Америка, Южная Америка), щит Сан-Франсиску (Морру Велью); массивные Cu-Zn-Pb сульфидные руды (Флинн-Флонн, Сноу-Лейк, Северная Америка); Балтийский щит (Скелефтео, Виханти, Оутукумпу), никель-сульфидные руды (Линн-Лейк, Северная Америка); уран в альбититах (Желтые Воды, Украинский щит; Лагоа Реал, Южная Америка).

Железорудное месторождение Серра-дус-Каражас. Там, где Каражасский хребет подстилается железистой формацией, твердая гематитовая корка канги мешала росту высокого тропического леса, в результате чего образовались очищенные от леса участки саванны, низкие кустарники; в низинах встречаются озера и болота (Геология и генезис..., 1972). Рельеф этих участков формируется ундулирующими плато и холмами, или глыбами, поднимающимися над остальной частью плато на 100 м. Эти саваннообразные плато, совпадающие с залежами железа, прослеживаются от 1 до 30 км, а в ширину на 500–2000 м (рис. 86, 87).

Ввиду того, что выщелачивание и обогащение в районе Серра-дус-Каражас происходили очень интенсивно, свежий неизмененный итабирит встречается редко. Железистый кварцит и итабирит обнаружены в горах к северу от залежей железа. На этом основании можно предполагать, что седиментация железосодержащих осадков не происходила на одних лишь хребтах Каражас.

Итабирит состоит из чередующихся прослоек кварца и железных окислов мощностью 0,05–10 мм. Основные минералы в этой породе — кварц (перекристаллизованный «черт»), магнетит и гематит, второстепенные — гетит, мартит, гиббсит и редко серицит. Гематит почти всегда периферичен по отношению к зернам магнетита. Это свидетельствует о том, что гематит растет за счет магнетита. Детальное картирование рудных залежей завершено лишь в северном хребте. Главные рудные залежи под холмами, возвышающимися над поверхностью плато. Хотя склоны холмов покрыты кангой, гребни обычно образованы гематитом (рис. 88, 89).

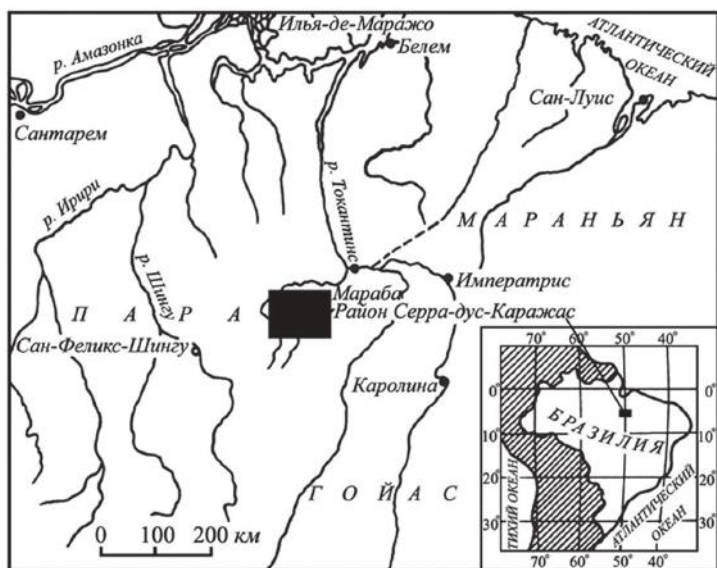


Рис. 86. Карта-схема района Серра-дус-Каражас (Геология и генезис..., 1972)

Главные рудные тела сложены из рыхлого гематита и занимают неправильной формы зону между выходами твердого гематита или пустой кангой и залегающим ниже невыщелоченным итабиритом. Мощность рудных тел зависит главным образом от предела проникновения метеорных вод, выщелачивающих железистые формации. Рыхлая руда, по наблюдениям в штольнях, имеет темный красновато-коричневый или металлический серый цвет. При частичном отборе образцов рудных тел получено среднее содержание железа более 65%. Содержание железа в рудных телах, по-видимому, постоянно для всех глубин, достигнутых бурением. Выделены минералы (подтверждено рентгеноскопией): гематит, спекулярит, магнетит, гетит и мартит. Текстура рыхлого гематита гранулярная или пластинчатая, обычные размеры зерен 0,03–0,2 мм. Гетит — наиболее важный вторичный материал — замещает гематит по границам зерен и в трещинах. Сопровождаемый гиббситом он часто заполняет промежутки и пустоты. Твердый гематит встречается на сводах холмов, где он обычно сохраняет слоистую структуру первичной руды и, кроме того, образует линзы и таблитчатые тела внутри мягких рудных залежей. Он состоит из металлически серого гематита и спекулярита и содержит 66% железа и более. Поверхностный тип твердого гематита образует корку толщиной 10–20 м и обычно содержит больше воды и фосфора, чем подстилающие руды. Местами он частично выветрен и сцементирован гематитом или гетитом. Мощность линз твердой руды под поверхностью — несколько метров. Нормальная текстура этого материала — массивная, однако иногда встречается реликтовое напластование; залегание может быть как согласным, так и несо-

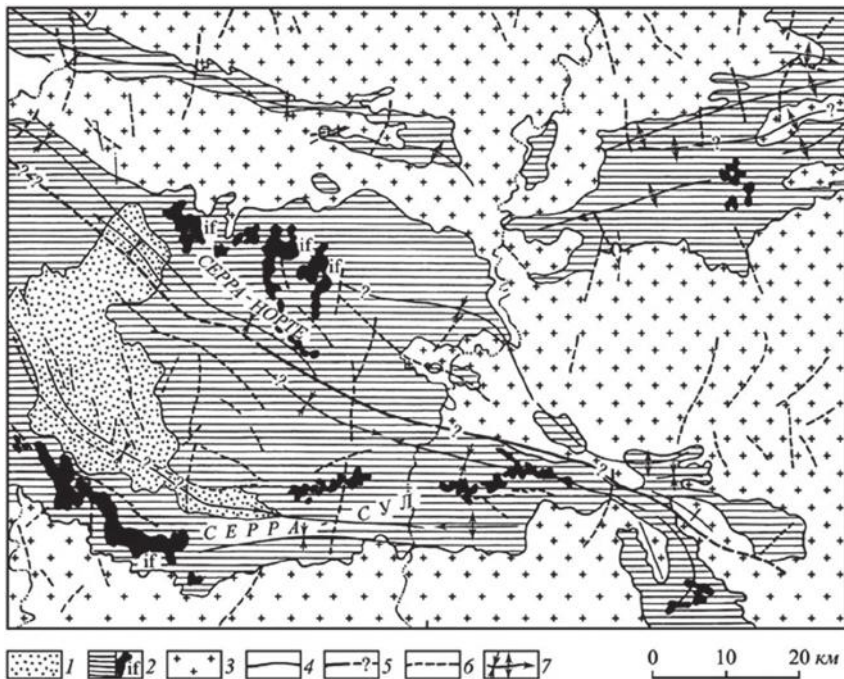


Рис. 87. Геологическая карта района Серра-дус-Каражас (Геология и генезис..., 1972)

1 — формация Горотайр (?); кварцевые песчаники, частично конгломератовые; 2 — кварциты, филлиты и слюдяные сланцы, переслаивающиеся с пластами железистой формации (if), обычно покрытые кангой; 3 — гнейсы и граниты; 4 — литологические контакты; 5 — разломы; в сомнительных случаях показаны штрихами (использована главным образом фотогеологическая интерпретация); 6 — структурные линеаменты. (фотогеологическая интерпретация); 7 — оси антиклиналей или синклиналей с указанием их погружения (фотогеологическая интерпретация)

гласным по отношению к вмещающим породам. Несмотря на немногочисленные данные, считается, что твердый гематит, который отличается от поверхностного материала, в большинстве случаев является продуктом метаморфизма и переотложения окислов железа.

Склоны холмов и плоские участки плато покрыты пустой породой, или кангой, мощностью 1–20 м. Канга состоит из неориентированных зерен гальки, обломков, сцементированных водными окислами железа и в небольшом количестве глиной. Обломочный материал представлен главным образом гематитом, гетитом, итабиритом, магнетитом, галькой и валунами ранее образовавшейся канги и глинистыми минералами. Результаты анализа нескольких проб канги показали, что железа в ней содержится более 60%, а среднее содержание фосфора 0,20%. Формирование рассматриваемых залежей началось в раннем или среднем докембрии с ритмического отложения железосодержащих химических осадков, переслаивающихся с кремнистыми

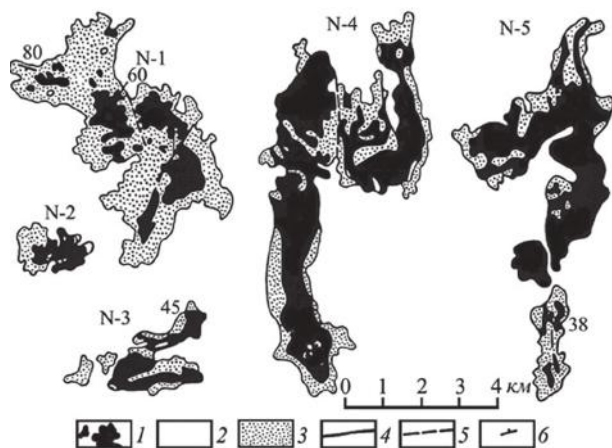


Рис. 88. Геологическая карта района Серра-Норте, показывающая расположение рудных тел (Геология и генезис..., 1972)

1 – богатые гематитовые руды; 2 – гематитовая канга; 3 – гематито-гетитовая канга; 4 – контакты; 5 – разломы; 6 – простирание и угол падения пластов

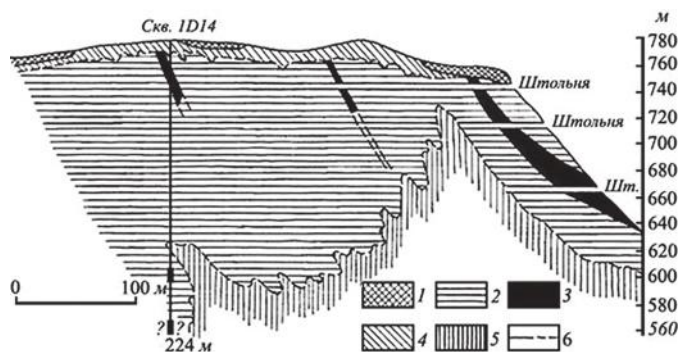


Рис. 89. Поперечный разрез участка № 1, Серра-Норте, на котором показаны соотношения между рудными телами, итабиритами, кангой и мафическими интрузивными породами (Геология и генезис..., 1972)

1 – канга; 2 – рыхлые гематитовые руды; 3 – мафические интрузивные породы; 4 – твердые поверхностные гематитовые руды; 5 – итабириты; 6 – геологические контакты, штриховой линией показаны предполагаемые контакты

и аргиллитовыми осадками в мелководном бассейне, вероятно, примыкающем или связанном со стабильным кратонным регионом. Бассейн отложения в длину с востока на запад примерно 300 км и ширину – 50–60 км.

Месторождение Морру-Велью расположено в штате Минас-Жерайс (Бразилия) и является одним из крупнейших и богатейших золоторудных месторождений в мире. В районе месторождения обнажаются переслаивающиеся докембрийские метаморфизованные осадочные и вулканогенные

породы (сланцистые кристаллические сланцы, филлиты, железистые кварциты, линзы мраморов). Эти породы на западе несогласно перекрываются кварцитами, сланцами, филлитами, конгломератами и карбонатными породами серии Минас. Осадочные породы представлены граувакками, песчаниками, конгломератами, линзами кварцитов или карбонатно-силикатных гранулитов. Породы смяты в сжатые складки. Оруденение приурочено к гранулитам, сидеритовым кварцитам (в их составе кварц и анкерит) и локализуется в замках складок (рис. 90). Главное рудное тело представляет собой уплощенный столб (ленту), погружающийся к востоку под углом от 45 до 15° (на глубине). Оно приурочено к зоне скалывания или сплющивания вытянутой вдоль осевой поверхности сжатой складки. Мощность рудной залежи 14 м, ширина 180 м и протяженность 4,8 км (по падению). Минеральный состав руд – кварц, арсенопирит и пирит. В подчиненном количестве встречаются халькопирит и еще реже вольфрамит, шеелит, борнит и сфалерит, турмалин, гранат, серицит, альбит и анкерит. Золото (в основном субмикроскопическое) распределяется в рудах равномерно и связано с арсенопиритом и пиритом, реже встречается видимое золото. Содержание его 8–9 г/т. Глубина разработки достигла 2700 м. Морру-Велью занимает резко выделяющееся экономическое положение среди коренных месторождений Бразилии. К 01.01.1970 из этого месторождения было добыто примерно 250 т золота. Глубина разработки около 3000 м. Г. Шнейдерхён относит его к типу турмалинсодержащих золото-кварцевых жил наряду с такими месторождениями, как Колар (Индия), Керкленд Лейк (Канада). Типичные кварцевые жилы редки. Рудные тела обычно представлены зонами минерализации, в которых содержится 20–30% квар-

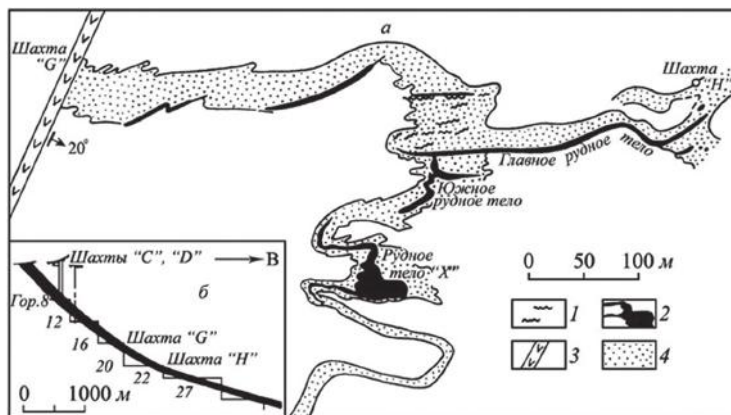


Рис. 90. Геологический план 20-го горизонта (1750 м ниже устья шахты) месторождения Морру-Велью (а) и разрез по Главному рудному телу (б) (Вольфсон, Дружинин, 1982)

1 – зоны скалывания; 2 – рудные тела; 3 – диабазы; 4 – Лапа-Сека (кремнисто-доломитовая вмещающая порода)

ца, 30–40% железистых и магнезиальных карбонатов и 30–40% сульфидов. Вмещают оруденение слюдяно-кальцитовые сланцы. Из сульфидов преобладает пирротин (28,5% от всей рудной массы), арсенопирит (5,04%), пирит (2,5%) и халькопирит (0,66%). Характерна графитизация пород в контакте с рудными залежами. Изверженные породы вблизи месторождения отсутствуют. Наряду с золотом на месторождении добывали мышьяк (в 1924 г. было добыто 154 т белого мышьяка).

Месторождение Флин-Флон представляет собой серию сульфидных рудных линз, подстилаемых весьма мощной прожилково-вкрапленной зоной. Оно находится в толще смятых в изоклинальные складки пород, состоящих из нижней пачки подушечных лав мощностью свыше 500 м, перекрытых брекчией основных пород мощностью от 30 до 350 м, рудным горизонтом «кварцевых порфиров» мощностью от 3 до 150 м и подушечными базальтами висячего бока мощностью до 1 км (рис. 91).

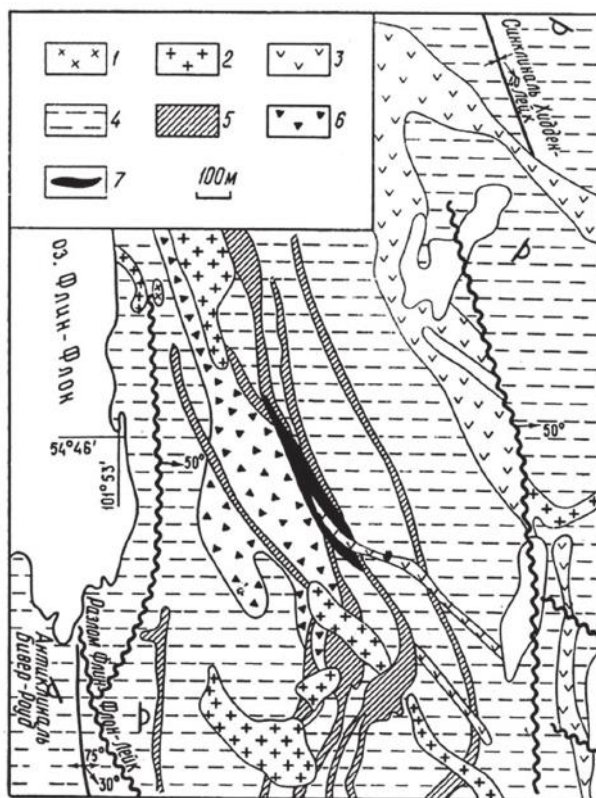


Рис. 91. Региональная карта рудного района Флин-Флон, Манитоба (Генезис рудных м-ний, 1984)

1 – граниты Фантом-Лейк; 2 – интрузивы Баундари; 3 – метадиориты группы Ампск; 4 – андезиты; 5 – «кварцевые порфиры»; 6 – андезитовые брекчии; 7 – месторождение Флин-Флон

Брекчия основных пород представляет собой, по-видимому, субмаринный обломочный поток, обломки основного состава заключены в тонкозернистом матриксе такого же состава. Кварцевые порфиры, вероятно, являются кислым потоком и содержат также рассеянные сульфиды прожилково-вкрапленной зоны, развитой под массивными рудами. Прожилково-вкрапленная зона прослеживается на сотни метров ниже порфиров в брекчию основных пород. В целом отличительная особенность месторождения Флин-Флон — сравнительно небольшое количество кислых пород и его тесная пространственная ассоциация с брекчией основных пород.

Цинковое месторождение Виханти — наиболее важный производитель цинка в Финляндии. К началу 1975 г. запасы рудника насчитывали 7 000 000 т цинковой руды и 14 000 000 т пиритовой руды, содержащих 600 000 т цинка, 70 000 т меди и 43 000 т свинца. Рудный комплекс связан с формацией слюдистых сланцев, которая образует антиклиналь, открытую в северо-восточном направлении. Простираение рудного комплекса Лампинсари приблизительно широтное, падение на юг (рис. 92). Основание формации слюдистых сланцев и ассоциирующихся с ними амфиболитов точно не установлено; сланцы контактируют с кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Слюдистые сланцы представляют собой рассланцованную тонкозернистую породу, которая обнаруживает полосчатую текстуру вследствие слоистого расположения роговой обманки и биотита. Скарны и амфиболиты образуют прослои различной мощности. Руды залегают в смятой карбонатной толще. Первоначально структура района интерпретировалась как синклиналь, однако последние данные бурения и проходки горных выработок на самых нижних горизонтах показали, что породы рудного комплекса продолжают по падению. Максимальная мощность рудного комплекса Лампинсари около 500 м. По простиранию, т. е. примерно в восточном направлении, он прослежен почти на 2 км. На восточном конце комплекс достигает поверхности, а на западном подсечен скважинами ниже горизонта 600 м. Погружение происходит на запад под углом примерно 20°. Сульфиды часто присутствуют в виде рассеянной вкрапленности, однако имеются и секущие тонкие сульфидные жилы и неправильные тела. Преобладают сульфиды железа, но встречаются также в различных количествах халькопирит, галенит и сфалерит. Открытие горизонта, содержащего уран и фосфор, вблизи висячего рудного комплекса внесло новое в понимание стратиграфической позиции последнего.

На месторождении Виханти выделяются два главных типа минерализации — цинковые и пиритовые рудные тела. Оба типа пространственно разобщены: более широко развитые цинковые тела приурочены к складчатому северному краю (лежащий бок) рудного комплекса, а пиритовые рудные тела — к южному краю (висячий бок). В цинковых рудных телах встречается незначительная пиритовая минерализация. Складчатость и разломы влияют на форму рудных тел, и по краям, выклиниваясь, тела расщепляются на несколько языков. Цинковые руды представлены рудным телом Ристонахо — Вилисари (около 900 м в длину и 5–50 м в ширину), располагающимся выше в контактовой зоне между кварц-полевошпатовыми

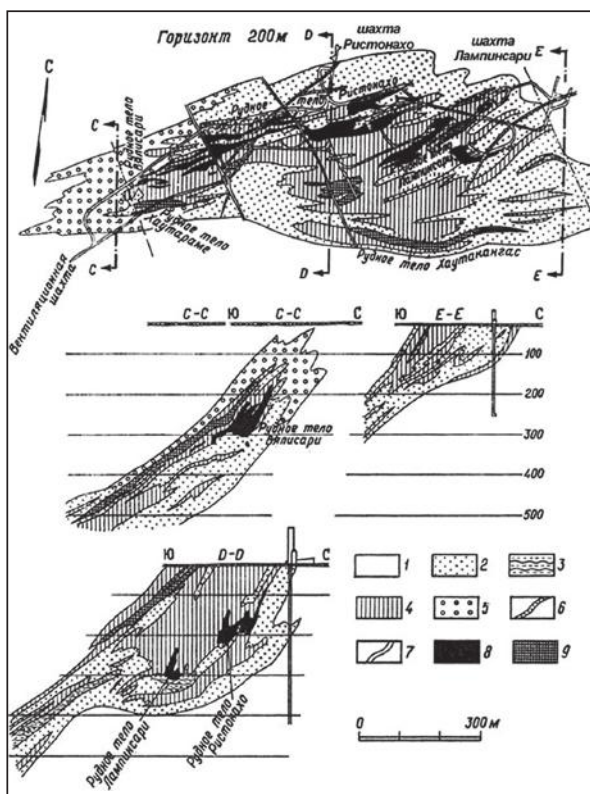


Рис. 92. Геологический план горизонта 200 м и три разреза через цинковое месторождение Виханти (Минеральные м-ния Европы. Т. 1. 1982)

1 – слюдяные сланцы; 2 – кварц-полевошпатовые сланцы; 3 – черные сланцы; 4 – карбонатные породы; 5 – кордиеритовые гнейсы; 6–7 – дайковые породы: 6 – граниты, 7 – долериты; 8 – цинковая руда; 9 – пиритовая руда

сланцами и карбонатными породами, и рудным телом Лампинсари (400 м в длину и 10–40 м в ширину), залегающем ниже. Рудовмещающей породой служат доломиты и скарны или реже кварц-полевошпатовые сланцы.

Главные рудные минералы – сфалерит (содержащий приблизительно 7–8% Fe), халькопирит и галенит, обычны также пирротин и пирит. К редким относятся кубанит, валлериит, арсенопирит, молибденит, тетраэдрит, гудмундит, буланжерит, пираргирит, самородное золото и серебро. Присутствуют также ганит, рутил и графит. Жильные минералы представлены баритом (в среднем 5% породы) и гранулированным кварцем. Подавляющая часть пиритовой руды сосредоточена в двух линзах, заключенных в кварц-полевошпатовых сланцах и располагающихся вдоль довольно прямого южного контакта рудного комплекса. На восточном конце пиритовая руда постепенно переходит в бедную цинковую. Пиритовая руда тянется в западном направлении примерно на 1,5 км, прослеживаясь от поверх-

ности вниз до горизонта 500 м и ниже. Небольшие пиритовые рудные тела залегают на продолжении цинкового рудного тела Лампинсари с обоих его концов. Главный минерал руды — пирит (30–60%), но всегда присутствует также определенное количество пирротина. Последний обычно преобладает по краям рудных тел, где пирит встречается в виде порфиробластов диаметром 1–10 см. Наряду с сульфидами железа пиритовая руда содержит небольшое количество сфалерита и халькопирита. Кварц — самый распространенный жильный минерал. Местами рудовмещающие породы силицифицированы и серицитизированы.

Этому временному интервалу присуще разнообразие в том числе и относительно «новых» типов оруденения — уран в зонах несогласий и в албититах. Осадочные бассейны распространены практически глобально и вмещают преимущественно стратиформное оруденение, сходное во многом с оруденением гранит-зеленокаменных областей — полосчатые железистые кварциты, стратиформное Pb-Zn и марганцевое оруденение (Моанда, бассейн Трансвилль, Африка); медное оруденение в зонах расщепления (Кхетри, Амбаджи-Дери, Индия); медное оруденение в зонах замещения (Мамут) и т. д. Появляется полигенное и полихронное оруденение, ассоциированное с гидротермально-метасоматическим перераспределением металлов (Cu, Pb, Zn, Ag — Брокен Хилл).

Месторождение Моанда находится вблизи г. Франсвилль в 350 км от побережья (рис. 93). Приурочено к докембрийским вулканогенно-осадочным отложениям франсвилльской серии, залегающей на архейском метаморфическом основании и местами перекрытой мезозойскими и кайнозойскими осадочными породами. Богатые марганцевые руды залегают в форме пластовых покровов на плато Окума (13 км) и Бангоме (19 км) (рис. 94). Верхняя часть разреза аргиллито-песчаниковая, безрудная, мощностью 10–40 м, ниже располагается рыхлый пизолитовый слой (5–6 м), содержащий 15% марганца, не эксплуатирующийся. Далее залегает переходный горизонт (0,5–1 м), содержащий рудные обломки, агрегаты пизолитов, сцементированный конкреционный криптомелан и блоки крупнозернистого кавернозного песчаника. Ниже следует сланцевый горизонт, являющийся основным продуктивным горизонтом мощностью 3–9 м. Он сложен пластинками и массивными обломками рудных минералов (полианита, реже псиломелана и манганита), заключенными в охристой основной массе, сложенной гидроокислами железа, алюминия, каолином и иллитом. В горизонте встречаются тонкие прослои песчаника. Богатые окисленные марганцевые руды этого горизонта образовались за счет окисления первичного осадочного родохрозита. Запасы месторождения оцениваются в 200 млн т при среднем содержании марганца 48%. Ежегодная добыча 2 млн т руд с содержанием марганца 50–52% и 70 тыс. т пиролюзитовых руд.

В 1996 г. Австралия, главный в мире производитель цинка, свинца и серебра, стала первой по свинцу, второй по цинку и пятой по серебру. Главные производители таких руд — стратиформные месторождения, такие как Брокен Хилл, Элгора, Кобар, Кейдия.

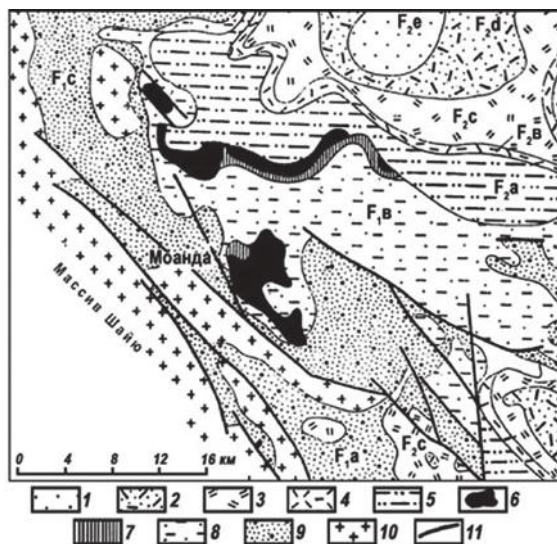


Рис. 93. Геологическая карта северо-западной части Франсвильского марганцеворудного бассейна (Геология и полезные ископаемые Африки, 1990)

1-5, 7-9 – песчаники, туфы, конгломераты среднего протерозоя; 6 – марганцевый горизонт; 10 – кристаллические породы архея; 11 – тектонические нарушения

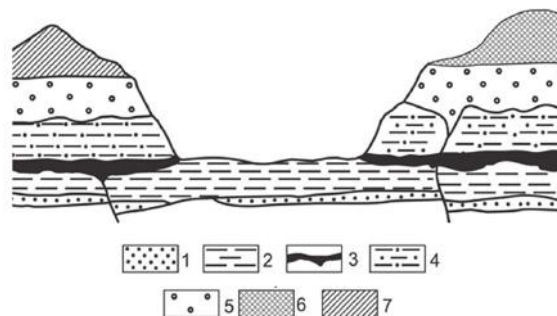


Рис. 94. Геологический разрез участка Бангоме месторождения Моанда (Геология и полезные ископаемые Африки, 1990)

1 – песчаники; 2 – глинистые сланцы; 3 – богатые марганцевые руды; 4 – глины с прослойками марганцевых стяжений; 5 – глины с непромышленным содержанием железомарганцевых конкреций; 6 – рудный отвал; 7 – отвал пустой породы

В отечественной геологической литературе многократно приводились сведения о месторождении Брокен Хилл – уникальном свинцово-цинковом объекте Австралии, на примере которого также разрабатывались различные генетические концепции рудообразования, а в последние десятиле-

тия — гипотеза осадочно-метаморфического происхождения свинцово-цинковых руд. Со времени открытия в 1883 г. это крупное месторождение дало 120 млн т серебряной, свинцовой и цинковой руды с содержанием суммы металлов более 25%, в недрах еще осталось 60 млн т руды со сходной концентрацией компонентов. Месторождение располагается в высоко-метаморфизованных (до гранулитовой фации) породах, среди которых выделяются гранито-гнейсы, амфиболиты, гнейсы, полосчатые железистые кварциты, силлиманитовые гнейсы, и жильный горизонт, включающий сульфидные рудные тела. Возрастное определение рубидиево-стронциевым методом показало, что максимальное проявление прогрессивного метаморфизма было 1700 млн лет назад, а исходный материал древнее еще на 200 млн лет. Месторождение по простиранию имеет длину 7,3 км, вертикальную протяженность 850 м и ширину 250 м. Общее падение крутое на северо-запад. В продольном сечении зона оруденения аркообразной формы; на юго-западном конце зона погружается под углами 15–20° на юго-запад; на северо-восточном конце погружение крутое на северо-восток. В поперечном сечении форма большой складки волочения. Главные промышленные минералы — галенит и сфалерит; последний содержит до 10% железа и почти повсюду на месторождении представлен марматитом. Серебро содержится в галените, тетраэдрите, дискразите, а также встречается в самородном виде. Обычные минералы — пирротин, халькопирит, арсенопирит и леллингит. Пирит редок и встречается почти исключительно как вторичный. Главные жильные минералы — кальцит и Ca-Mn-Fe силикаты (родонит, бустамит и мангангенденбергит). Другие важные жильные минералы представлены гранатом, полевым шпатом, флюоритом, ганитом, волластонитом, апатитом и реньеритом. За небольшим исключением контакты рудных тел с вмещающими породами параллельны минералогической и литологической слоистости пород (рис. 95). Приуроченность месторождения Брокен Хилл к вулканогенно-осадочному разрезу аналогична случаям с другими стратиформными месторождениями цветных металлов, расположенными в менее метаморфизованных районах.

Главные месторождения этого типа (Au-Cu-Ag-Pb-Zn) Элуро, Кобар, Чесни включают разновидности Au-Cu, Au-Cu-Pb-Zn, Cu-Zn-Pb-Ag и Ag-Pb-Zn-(Cu) (Lawrie and Himman, 1998). Запасы месторождений от 30 млн т руды с содержанием 14% Pb+Zn+Zn 139 г/т Ag (Элуро) до 4,6 млн т руды с содержанием 8,8 г/т Ag, 3% Cu+Pb+Zn.

Медно-золоторудное поле Кобар расположено в Новом Южном Уэльсе, Австралия (Некрасов, 1988). Главные месторождения Чесни Нью Оксидентал, а также Грейт Кобар и Нью Кобар, разрабатываемые с 1871 по 1891 г., дали к концу 1957 г. Au 39,8, Ag 64,7, Cu 136 180, Pb 4110 т. Рудное поле приурочено к прибортовой части горст-антиклинальной структуры, протянувшейся в северо-северо-западном направлении на 90 км. Оно имеет линейную форму и прослеживается вдоль западного борта горст-антиклинали почти на 30 км, хотя полоса собственно золоторудных и медно-золоторудных месторождений имеет протяженность 2,5–3 км и располагается в центральной части минерализованной площади (рис. 96). Вдоль

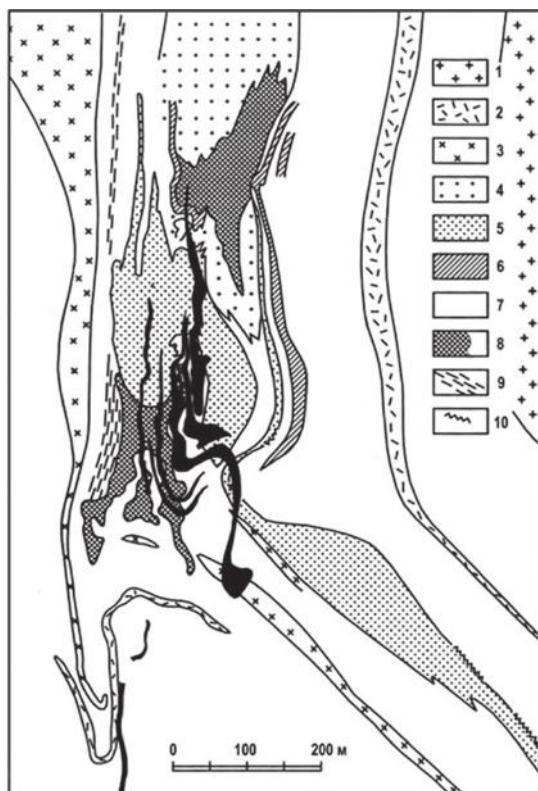


Рис. 95. Разрез месторождения Брокен Хилл (Константинов и др., 2003)

1 – гранитогнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – гнейсы потоси; 4 – пятнистые псаммопелиты; 5 – пелиты; 6 – пегматиты; 7 – гранатые кварциты; 8 – рудные тела и линзы; 9 – зоны рассланцевания; 10 – BIF-пластовая железная формация

западной границы горст-антиклинальной структуры, отделяя песчаники и сланцы (S) от кварцитовых и сланцево-кварцитовых толщ (D_1), прослеживается с севера на юг региональный рудоконтролирующий взброс, падающий круто на восток. На широте рудного поля он плавно перегибается, приобретая северо-северо-западное простирание. От выгнутой части в сланцевые и песчаниковые толщи (S) отделяется пучок субмеридиональных разломов. Те из них, которые приспособляются к нарушенному западному контакту ядерной части горста, сложенной туфогенными песчаниками и алевропесчаниками (S), выступают в роли локальных рудоконтролирующих и рудовмещающих нарушений. В частности, к ним приурочены рудные тела основных золоторудных месторождений Чесни Нью Оксидентал, Грейт Кобар и Нью Кобар. Если рассматривать это протяженное рудное поле с юго-востока на северо-северо-запад, нетрудно заметить, что оруденению подвергаются тектонические нарушения, расположенные на-

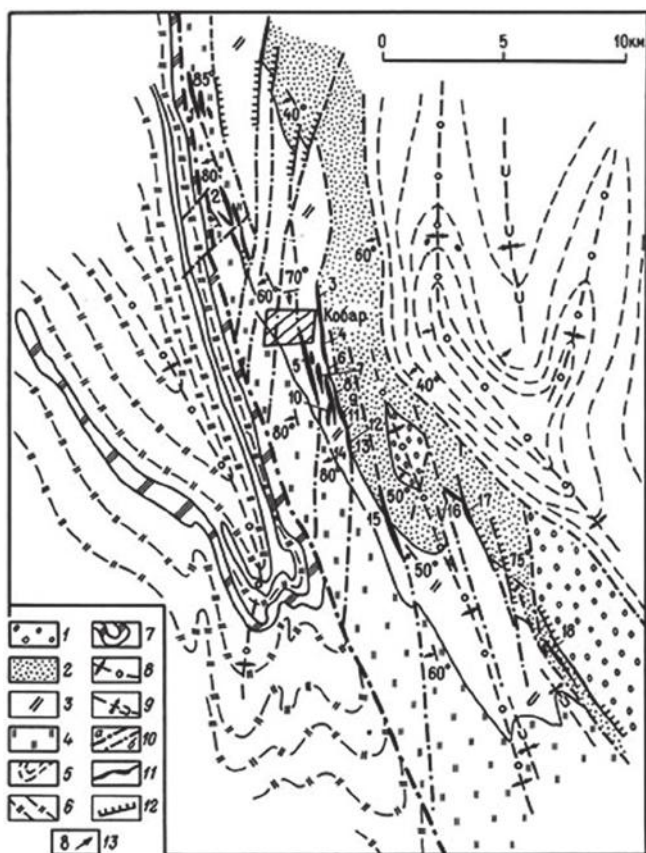


Рис. 96. Геолого-структурная схема медно-золоторудного поля Кобар (Некрасов, 1988)

1 – туфогенные песчаники, конгломераты с прослоями алевролитов (S); 2 – туфогенные песчаники и алевропесчаники (S); 3 – сланцы и алевролиты (S); 4 – кварциты, песчаники и глинистые сланцы (S); 5 – песчанико-сланцевая толща, венчающаяся известняками и кварцитами (S-D); 6 – кварциты и глинистые сланцы (D); 7 – кварциты (D); 8 – оси антиклиналей; 9 – оси синклиналей; 10 – разломы: *a* – региональные, *b* – локальные; 11 – промышленные рудные зоны; 12 – зоны бедных руд; 13 – номера и названия месторождений: 1 – КСА, 2 – Споттед Леопард, 3 – Тарсис, 4 – Ист Кобар, 5 – Грейт Кобар, 6 – Олд Форт Борис, 7 – Допвилл, 8 – Нью Кобар, 9 – Чесни, 10 – Глэдстоун, 11 – Баррабинджи, 12 – Маунт Плезент, 13 – Вуд Дак, 14 – Нью Оксидентал, 15 – Пик, 16 – Коронейшн, 17 – Бичворт, 18 – Куин Би

подобие левосторонне эшелонированных трещин; при этом максимальное содержание руд Cu устанавливается от центральной до северо-северо-западной части полосы, руд Au – в центральной части, Ag – в интервале между основными скоплениями Au и Cu . Интересно, что отношение $\text{Ag}:\text{Cu}$ снижается умеренно от северо-северо-западного фланга поля к центру (от 1:1430 до 1:3300 в Глэдстоуне), а $\text{Au}:\text{Cu}$ резко возрастает (от 1:10 000 до

1:600 в Нью Кобаре), что, возможно, свидетельствует о большей корреляционной связи Ag и Cu и меньшей — Ag и Au. Действительно, на фоне сравнительно небольших изменений серебряно-медного отношения, золото-серебряное, достигая максимума в Грейт Кобаре (1:5), к северо-северо-западу и юго-юго-востоку существенно снижается до 1:74 и 1:13. На южном фланге поля распространены только руды Cu. Для отрезка рудного поля, локализирующего золотое оруденение, характерны отношения Au:Cu = 1:2000, Ag:Cu = 1:2400–3300 и Au:Ag = 1:5–10.

Пожалуй, наиболее примечательны для этого временного интервала, кроме уже упоминавшихся «новых» типов оруденения, полигенные и полихронные месторождения. Этот знаменательный факт можно интерпретировать как следствие вовлечения ранее сформированных месторождений в последующие рудообразующие и рудопреобразующие процессы, определяющие увеличение сложности и масштабов оруденения, повышение качества и масштабов перераспределенных рудных концентраций.

Одним из принципиально важных результатов проведенного исследования является то, что в рассмотренном временном интервале 2,5–1,9 млрд лет, как показывают приведенные данные, не существовало бассейнов, хотя бы чем-то напоминавших современные океаны, и это является еще одним, на взгляд автора, убедительным основанием считать, что ни в это время, ни ранее в истории развития Земли не существовало обширных и глубоководных бассейнов, хотя бы в какой то мере напоминавших какой-либо из современных океанов и даже окраинно- и внутриконтинентальных морей. Одно это может убедительно свидетельствовать, что в как минимум рассмотренном временном интервале никоим образом не могут быть осуществимы базовые положения тектоники плит.

Другое принципиально важное следствие, вытекающее из проанализированного материала, — эволюционная направленность развития осадочных бассейнов, наследующих ряд особенностей состава и строения от бассейнов предыдущего временного интервала (3,6–2,5 млрд лет), которые видоизменялись, но сохраняли такие важные характеристики, как изолированность бассейнов друг от друга, их относительная немногочисленность и неравномерность распределения в глобальном отношении, мелководность (сочетание озерно-лагунных и аллювиальных отложений, присутствие эвапоритов и др.). Все это отличает бассейны этого временного интервала от последующих (после временного рубежа 1,9 млрд лет) обширных бассейнов, дифференцированных по режимам осадконакопления, проявления вулканизма, складкообразованию, метаморфизму и пр., рассмотрение которых находится за рамками этой работы. Важно лишь отметить, что осадочные бассейны рассмотренного временного интервала — в известном смысле предтечи более обширных и более тектонически дифференцированных бассейнов фанерозоя, которые завершают свое развитие чередующимися фазами складко- и надвигообразования, ареальными проявлениями магматизма, регионального метаморфизма. Такого рода рифейские, отчасти и фанерозойские, в большинстве своем осадочные бассейны по мере завершения развития превращаются в складчато-надвиговые области,

которые наряду с плитными комплексами платформ знаково характеризуют временные интервалы, следующие после периода 2,5–1,9 млрд лет, еще раз фиксируя направленную во времени и геологическом пространстве эволюцию геологических событий в истории развития Земли. Рассмотренный временной интервал характеризуется, с одной стороны, тем, что геологические и металлогенические события преемственны событиям предыдущего периода, с другой — появляются события, свойственные последующему времени. Такое, не присущее предыдущим интервалам «скрепление» событий во многом может быть связано со все более возрастающей со временем неоднородностью проявления этих событий в глобальном масштабе, все более возрастающей роли эндогенных процессов в их проявлении. Как отмечалось ранее [Блюман, 2007, 2013], время 2,5 млрд лет — рубеж перехода от экзогенной (космогенной) геодинамики к существенно эндогенной, когда все более возрастает роль процессов глубинной дифференциации в системе ядро — мантия и определяющими в проявлении процессов дифференциации геодинамических (эндогенных, по В. В. Белоусову) режимов являются процессы, инициируемые передачей глубинного тепла из мантии в образующуюся и преобразующуюся земную кору. Все это отражает процесс направленного, неравномерного и необратимого развития Земли [«Три НЕ в геологии», Блюман, 2013].

Но на рубеже 1,9 млрд лет, как показал анализ событий этого времени, проведенный Л. И. Салопом [1982], все-таки проявляются события глобального масштаба, в достаточной мере синхронные (риолитовый вулканизм и гранитный магматизм), знаменующие собой глобальную перестройку эндогенных режимов и геолого-металлогенических событий, фиксирующих начало вовлечения ранее сформированной и уже достаточно дифференцированной земной коры континентов в процессы, определяющие дифференцированный характер заложения осадочных бассейнов, тектонических условий их становления и глубинные процессы магмо- и рудообразования.

ГЛАВА 5

События временного интервала 1,9–0,9 млрд лет

Чем больше мы удаляемся от наиболее ранних стадий развития Земли с одновременным сокращением длительности временных интервалов, характеризующихся определенными сочетаниями геологических и металлогенических событий, тем более разнообразными становятся особенности состава и строения геологических структур и все более отчетливо проявляется тесная, унаследованная от более ранних интервалов развития взаимосвязь геологического и металлогенического развития таких стадий. Пожалуй, наиболее выраженными переходными особенностями геологического строения и металлогении отличается относительно «короткая» стадия развития 2,5–1,9 млрд лет, во время которой завершается в основном становление ГЗО и одновременно начинается становление разнотипных осадочных бассейнов, которое происходит в условиях дифференцированных по тектоническому режиму стабильных «платформенных» и мобильных структур с повышенными мощностями и скоростями осадконакопления, ареальными проявлениями наземного кислого вулканизма, гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма. Можно предположить, что геологические и металлогенические события происходят в условиях нарастающей консолидации земной коры, ее «остывания» и формирования в это время относительно стабильных и мобильных областей. В рассматриваемом временном интервале начинается знаковое проявление и распространение эндогенных процессов вулканизма и магматизма, а также преобладающее распространение эндогенной металлогении, в отличие от предыдущих временных интервалов, во время становления которых значительна роль экзогенных — космогенных факторов развития в процессах металлогении и геодинамического развития еще не «остывшей», хотя и преобразованной протокоры. Геологические и металлогенические события характеризуются в целом значительным разнообразием геологических и металлогенических процессов, что значимо отличает рассматриваемый интервал от предыдущего — в известном смысле переходного интервала, где преобладающе были распространены изолированные осадочные бассейны относи-

тельно небольших размеров и происходило в «остаточной форме» формирование гранит-зеленокаменных прогибов. Знаковым событием, фиксирующим переход от предыдущего к данному временному интервалу, является ареальное проявление в глобальном масштабе риолитового вулканизма и гранитового магматизма. Время проявления относительно синхронного вулканизма в различных регионах Мира близкоодновременно [Салоп, 1982], но не укладывается в современную геохронологическую шкалу, в соответствии с которой начало глобальных событий наземного кислото вулканизма датируется 1,7–1,6 млрд лет, что соответствует по современной шкале мезопротерозою, а наиболее ранние проявления гранитового магматизма (граниты рапакиви) датируются временем 1,9 млрд лет, что соответствует по той же шкале конечной трети палеопротерозоя. Все это является еще одним примером несовпадения событийной и геохронологической шкал.

Далее характеристика событий лет приводится на основе данных монографии Л. И. Салопа [1982], части, посвященной содержательной структурно-вещественной характеристике геологических событий, которые Салопом отнесены к неопротерозою. Эти материалы следует рассматривать безотносительно к данным радиологических исследований, приведенных в этой работе, так как Л. И. Салоп при проведении глобальной корреляции опирался в первую очередь не на радиологические датировки, а на существенные структурно-вещественные особенности сопоставляемых комплексов и ассоциаций.

К неопротерозойской группе относятся разнообразные супракрустальные и плутонические образования, которые возникли после 2000–1900 и до 1000–900 млн лет. Для нижнего неопротерозоя (термин Л. И. Салопа) более всего характерны континентальные осадочно-вулканогенные толщи, иногда фациально замещаемые или же перекрываемые континентальными и прибрежно-морскими осадочными толщами с подчиненным количеством вулканитов. Среди вулканитов доминируют риолиты, с которыми нередко связаны дациты, а также сиенитовые и субщелочные разности лав. Основные вулканиты имеют подчиненное значение, но в некоторых толщах находятся в заметном количестве; более всего они характерны для прибрежно-морских терригенных отложений, фациально замещающих и перекрывающих континентальные осадочно-вулканогенные толщи с порфирами. Осадочные отложения сложены преимущественно обломочными породами: конгломератами, гравелитами, аркозами, туфогенными, полимиктовыми, олигомиктовыми и кварцевыми песчаниками; широко развиты также алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы. Многие слабоизмененные терригенные толщи, как и кислые вулканиты, окрашены в красный и лиловый, реже пестрые цвета. Песчаники часто обладают косою слоистостью потокового бассейнового типа; в них также отмечаются знаки ряби и трещины усыхания. Терригенные прибрежно-морские отложения иногда содержат небольшие пластовые залежи и линзы массивных гематитовых или гематит-магнетитовых железных руд, а также прослойки песчаников с железистым цементом. Вместе с тем железисто-кремнистые породы типа джеспилитов отсутствуют.

Проявления интрузивного магматизма чаще всего связаны пространственно и генетически с вулканитами. Вместе с тем существуют крупные массивы гранитоидов мезоабиссального типа, которые, по Л. И. Салопа, не столь очевидно связаны с вулканитами, однако их родство с последними кажется вероятным на основании близости многих черт минералогического и химического состава, а также территориальной приуроченности к выходам осадочно-вулканогенных толщ, которые они прорывают. Исключительно характерны граниты рапакиви, с которыми иногда ассоциируют анортозиты и габброиды. Вначале внедрялась основная магма, в результате дифференциации которой возникли стратиформные тела габброноритов и анортозитов, затем происходили интрузии больших масс кислой магмы, которые дали начало гранитам рапакиви или гранофировым гранитам, после чего снова следовали небольшие интрузии основной магмы, обусловившие образование даек долеритов и габброноритов. Там, где радиометрическими методами определен возраст рапакиви, он находится, по данным Л. И. Салопа, как правило, в интервале 1500–1800 млн лет, но для единичных массивов известны более древние (до 1850 и 1900 млн лет) и более молодые (до 1350–1400 млн лет) датировки.

В качестве стратотипа основания разреза неопротозоя Л. И. Салоп рассматривает акитканскую серию, развитую в асимметричном приразломном прогибе, который прослеживается в виде субмеридионального, слегка изогнутого пояса шириной до 50 и длиной свыше 500 км, примерно вдоль границы Байкальской складчатой области и Сибирской платформы. Возраст риолитов акитканской серии, согласно определениям Rb-Sr методом, 1700–1640 млн лет. Граниты ирельского комплекса датированы Rb-Sr методом 1650–1600 млн лет.

Основание разреза серии, залегающей резко несогласно на всех древних образованиях, сложено зеленовато-серыми, лиловыми и красными полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, кварцито-песчаниками, конгломератами, туфами, алевролитами (или филлитами), а также расположенными в верхней части разреза свиты прослоями кварцевых порфиров и миндалекаменных долеритов. В песчаниках часто наблюдаются косяя слоистость и трещины усыхания. Для пород свиты характерна сильная фациальная изменчивость; ее мощность 600–1500 м. Выше по разрезу размещены риолиты и трахиандезиты, а также туфы и туфолавы (в особенности игнимбриты). Вулканогенно-осадочные отложения серии, судя по многим признакам, накапливались в континентальных, в том числе дельтовых, условиях.

К нижнему неопротозою относится ряд осадочно-вулканогенных толщ, или серий, сложенных преимущественно кислыми вулканитами, их туфами, а также обломочными породами. Из их числа более всего известна субиотнийская серия (субиотний, или Дала-порфиры) Центральной Швеции (район Лос-Хамра). Серия Нижняя Дала сложена порфирами и порфиритами, чередующимися с красными аркозовыми и кварцитовидными песчаниками, конгломератами, аргиллитами и глинистыми сланцами. В основании разреза серии часто залегают осадочные брекчии и

конгломераты. В песчаниках наблюдаются знаки ряби и косая слоистость, а в аргиллитах — трещины усыхания и следы дождевых капель. Верхняя свита Дала состоит преимущественно из красных риолитов, игнимбригов, туфов и отчасти туффитов. Мощность свиты достигает 2 км. Риолиты субиотния рвутся комагматичными микроклиновыми гранит-порфирами и гранитами, в том числе рапакиви, которые датированы 1620–1650 млн лет. Возраст порфиров, определенный Rb-Sr методом, 1670 млн лет. На Балтийском щите и в сопредельных районах Русской плиты находится много массивов гранитов рапакиви, иногда сопровождаемых анортозитами и щелочными сиенитами. В большинстве случаев рапакиви ассоциируют с осадочно-вулканогенными толщами субиотнийского типа, в других случаях они развиты самостоятельно, но в гранитах бывают заключены ксенолиты порфиров и туфов.

В пределах Северной Америки к рассматриваемой подгруппе относится большое количество различных подразделений: серии Нижний Дубонт, Мартин-Лейк и Летития-Лейк, развитые в различных районах Канады, серия Киписарко в Гренландии, серия Ред-Рок, порфиры Хоган и Ройяль-Годж в США. Серия Нижний Дубонт, развитая на севере тектонической провинции Черчилл Канадского щита, может служить региональным (североамериканским) стратотипом неопротерозоя. В ее составе выделяются (снизу вверх): конгломераты с прослоями песчаников; красноцветные ко-сослоистые полевошпатовые песчаники и алевролиты, лавы андезитового, риолитового и трахитового состава, чередующиеся с красными туфогенными песчаниками и агломератами; красные и коричневые порфиры. Серия Летития-Лейк находится на п-ове Лабрадор в тектонической провинции Гренвилл. Сложена она риолитами, туфами, кварцитами, аргиллитами и сланцами, нередко окрашенными в красный цвет. В основании серии помещаются конгломераты, залегающие трансгрессивно на гранитах, датированных ~2000 млн лет. Породы серии прорваны щелочными сиенитами, возраст которых на соседних участках определен в 1700–1750 млн лет. В районе развития серии Летития-Лейк и ее близкого аналога серии Крото-Лейк широко распространены анортозиты, с которыми ассоциируют граниты рапакиви. Возраст анортозитов древнее 1540 млн лет. Возраст Pb-Zn минерализации в породах серии Крото-Лейк 1685 ± 160 млн лет.

Кроме упомянутых серий, развитых на противоположных флангах Канадского щита, в его пределах к нижнему неопротерозою относятся осадочно-вулканогенная серия Мартин-Лейк района оз. Атабаска, терригенная серия Эт-Тен района Большого Невольничьего озера, порфиры Фокс-Ривер в штате Висконсин (США) и др. Вулканы из средней части серии Мартин-Лейк датированы 1630, а рвущие их долериты — 1560 млн лет. Возраст риолитов Фокс-Ривер определен в 1670 (1640) и 1760 млн лет. В более южных районах Северной Америки, в США, неопротерозой установлен на плато Оз (Миссури) и в горах Мазатцал. В первом из них он представлен субаэральными риолитами Хоган и Ройяль-Годж, возраст которых датирован по циркону 1530 млн лет, а во втором районе осадочно-вулканогенной серией Ред-Рок (Тексас-Галч). Последняя сложена субаэральными риоли-

тами, их лавобрекчиями и туфами базальтов и терригенными породами. Возраст риолитов 1715 млн лет. В обоих регионах находятся граниты рапакиви; их возраст 1500–1600 млн лет.

Отложения неопротерозоя широко развиты на Гвианском и Бразильском щитах, всюду они состоят из двух комплексов нижнего — терригенно-вулканогенного и верхнего — существенно терригенного, разделенных несогласием. Нижний комплекс образован преимущественно риолитами, дацитами и в особенности игнимбритами и туфами; подчиненное значение имеют андезиты и их туфы и совсем редко встречаются основные лавы. Для многих вулканогенных и осадочных пород характерна красная окраска; в песчаниках часто наблюдаются косая слоистость и знаки ряби. Рассматриваемые отложения приурочены к приразломным впадинам или грабенам и залегают резко несогласно на древних метаморфических и плутонических породах фундамента щитов. Во многих местах они прорваны субвулканическими гранит-порфирами, а также мезоабиссальными микроклиновыми гранитами, включая рапакиви. Датировки вулканитов, определенные различными изотопными методами, показывают большой разброс значений: от 1200 до 1800–1900 млн лет. Возраст гранитов, рвущих терригенно-вулканогенный комплекс для различных массивов, от 1500 до 1750 млн лет. Рапакиви, слагающие гигантский массив Паргуаза в Венесуэле, датированы U-Th-Pb методом 1545 млн лет. Возраст массива рапакиви Сирокуку в Северной Бразилии 1500 млн лет, а развитых в том же районе гранофировых гранитов, связанных с вулканитами, — 1680 млн лет. Верхний существенно терригенный комплекс Южной Америки представлен серией Рораима, развитой на обширной площади в Венесуэле, Гайане и Бразилии, а также синхронной серией Уатума, занимающей значительную территорию в Северной Бразилии. Серия Рораима занимает площадь около 250 000 км² в центральной части Гвианского щита. Большей частью она залегают субгоризонтально, но обычно разбита сбросами, около которых отмечаются некоторые нарушения в залегании слоев. Сложена розовыми, красными и светло-серыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками, отчасти глинистыми сланцами и кремнистыми породами. В осадочных породах наблюдаются косая слоистость и знаки ряби, а иногда также трещины усыхания и следы капель дождя. В Гайане к нижней части серии приурочены ископаемые россыпи золота и алмазов. Общая мощность серии может достигать 1800–2000 м.

Нижний неопротерозой Африки представлен почти исключительно континентальными осадочно-вулканогенными отложениями, состоящими преимущественно из кислых лав и их туфов, а также терригенных пород. Наиболее детально изучена стратиграфия серии Ватерберг Южной Африки, которая развита на северной окраине Трансваальского кратона. Разрез (до 5,5 км) начинается базальными конгломератами, на которых располагается мощная (до 2300 м) толща риолитов, трахитов и амигдалоидных андезитов с прослоями туфов и терригенных пород, а выше следует толща песчаников, конгломератов с редкими прослоями кислых лав. Породы, слагающие серию, сформировались в континентальной обстанов-

ке: в аллювиальных и частично дельтовых и озерных условиях. Кислые вулканиты прорваны комагматическими гранофировыми гранитами, которые датированы по циркону 1700 млн лет. Их значение рассматривается как время формирования нижней вулканогенной части серии.

В Экваториальной Африке неопротерозою принадлежит целый ряд осадочно-вулканогенных толщ: риолиты Кейт (1790 млн лет) западной части Танзании, риолиты Нденбера (~ 1900 млн лет) восточной части этой страны, нижняя осадочно-вулканогенная серия надсерии Бурунди Руандии Бурунди, риолиты Марунгу или Луаула (1790 млн лет) Северной провинции Замбии, серия Шамазио Южной провинции этой же страны. К нижнему неопротерозою, по Л. И. Салопу, отнесены две субплатформенные серии, сложенные преимущественно осадочными породами: серия Франсвиль Габона, расположенная на юго-западной окраине Нильского кратона. В грубых чертах серия сложена внизу косослоистыми аркозовыми песчаниками и конгломератами, выше которых залегает толща аргиллитов и тонкослоистых железисто-кремнистых богатых фосфором джеспилитоподобных пород, которая фациально замещается толщей сланцев, содержащей в верхней части туфы и основные субщелочные вулканиты (трахибазальты), а также силлы долеритов. Еще выше располагаются кремнистые сланцы, туфы и туффиты, затем темные углеродсодержащие сланцы с горизонтами туфов риолитового и трахитового состава и, наконец, в самом верху серии песчаники и глинистые сланцы, местами конгломераты. В кремнистых сланцах иногда находятся микроскопические остатки водорослей. К углеродистым сланцам, кислым туфам и кремнистым породам, заключенным в средней и верхней частях разреза серии, приурочены месторождения урана сингенетического типа. Минерализация, скорее всего, связана с выщелачиванием и переотложением урана из риолитовых туфов еще во время осадконакопления. Псаммиты в нижней части серии накопились в континентальных условиях, а вышележащие отложения являются дельтовыми и прибрежно-морскими.

В Западной Африке к нижнему неопротерозою относится серия Тарква (до 2 км), развитая в пределах Эбурнейского складчатого пояса мезопротозоя на территории Ганы, Берега Слоновой Кости и Верхней Вольты. Она сложена обломочными породами: конгломератами, аркозами, глинистыми или филлитизированными сланцами и кварцитами, изредка заключающими маломощные покровы базальтов, андезитов, порфиров и их туфов. Тарквейские отложения в Гане пересекаются телами долеритов и габбро-диабазов, изредка жилами пегматоидного гранита или микропегматита, которые, возможно, связаны с основными породами. Полевой шпат и мусковит из этих жил датированы 1600–1700 млн лет.

Особого рассмотрения заслуживают древние золотоносные конгломераты Леоно-Либерийского щита (Шер, 1974; Рудные м-ния Африки, 1984). Золотоносные конгломераты приурочены к системе Тарква и слагают крупное месторождение Тарква. Количество добытого из этого месторождения золота на 01.01.1970 может быть оценено в 200 т. Отложения системы Тарква приурочены к узкому прогибу, прослеженному примерно на 200 км

при ширине от 10 до 25 км (рис. 97). На севере прогиб перекрыт платформенным чехлом. Он выполнен толщей терригенных обломочных пород, которые В. Е. Хаин (1971) относит к «молассовым образованиям». Суммарная мощность отложений системы Тарква около 2500 м. Главные их особенности — резкое преобладание крупнообломочных фаций, относительно хорошая сортированность материала, сформировавшегося в условиях отсутствия поднятий, сопряженных с прогибом. Золотоносные конгломераты залегают в нижней части, но не в основании разреза. Они образуют согласные со всей тарквейской толщей прослой, которые чередуются с прослоями кварцитов и падают под углом 30–50°. Прослежены они по простиранию на 40 км. Общая мощность продуктивной пачки — 30–90 м. Отдельные входящие в ее состав конгломератные слои имеют мощность от нескольких сантиметров до 3 м. Золото иногда распределяется по всему слою, но чаще концентрируется только в его нижней части размером от 0,5 м до 1–2 см. Золотоносные конгломераты состоят из кварцевой и отчасти кварцитовидной гальки размером 5–10 см, составляющей от 60 до 85% объема породы, и хлорит-серицит-кварцевого цемента. В составе цемента (%) кварц — 60–85, хлорит — 3–5, серицит — 1–3, магнетит и гема-

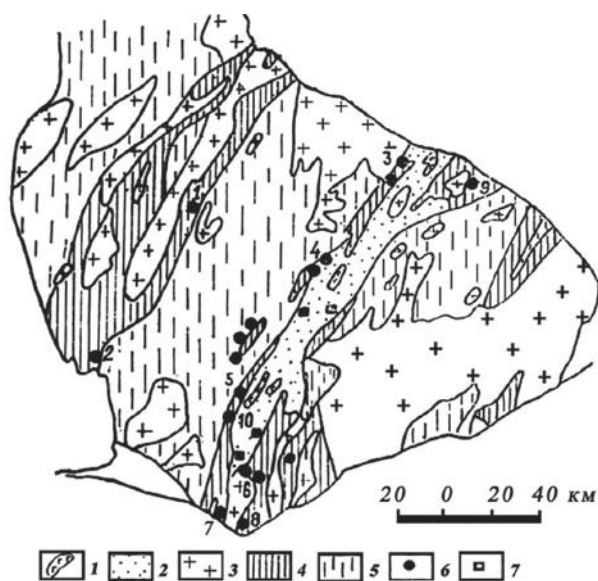


Рис. 97. Схематическая геологическая карта и размещение золоторудных месторождений Ганы (Рудные м-ния Африки, 1984)

1 — габбро, нориты, диориты; 2 — формация Тарква: конгломераты, кварциты, филлиты; 3 — граниты, мигматиты, пегматиты; 4 — верхний Биррим: вулканические и вулканогенные образования; 5 — нижний Биррим: филлиты, туфы, граувакки; 6 — золоторудные месторождения жильного типа; 7 — золоторудные месторождения пластовые

Золоторудные месторождения (цифры на схеме): 1 — Бибиани; 2 — Севум; 3 — Кононго; 4 — Обуаси; 5 — Престеа; 6 — Аконго; 7 — Аксим; 8 — Дискове; 9 — Нкаукау; 10 — Тарква

тит. Кроме того, в цементе встречаются циркон, гранат, турмалин. Сульфиды составляют ничтожно малую часть породы. Среди них выделяются пирит, халькопирит, борнит и др. Золото заключено в цементе в виде чешуек размером в сотые доли миллиметра. Зерна золота несут явные следы окатанности с незначительно развитыми на поверхности новообразованными выделениями золота. Проба золота исключительно высокая — от 950 до 1000. Конгломераты пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками и прорваны дайками различного состава, но ни прожилки, ни дайки не оказывают влияния на размещение золота.

В пределах Австралии неопротерозой сложен, как и в других районах мира, осадочно-вулканогенными и осадочными толщами. Наиболее полный и мощный разрез подгруппы вскрывается в районе Холлс-Крик, обрамляющем с юга плиту Кимберли, где распространены малоизмененные красные риолиты и дациты, горизонты туфов, туфолов, туфоконгломератов и изредка песчаников. Возраст риолитов и связанных с ними субвулканических гранитов 1800–1820 млн лет. Три вышележащие серии располагаются преимущественно на плите Кимберли и отчасти на юго-западе Холлс-Крик. Аргиллиты датированы Rb-Sr методом 1730 и 1760 млн лет. Серия Кимберли (до 3500 м) состоит из толщ красноцветных кварцевых песчаников, толеитовых базальтов с прослоями косослоистых аркозов; кварцевых песчаников часто косослоистых, пестроцветных глинистых сланцев и алевролитов с прослоями доломитов и известковистых песчаников. Весь рассмотренный выше очень мощный (до 9 км) осадочно-вулканогенный комплекс может быть разделен на два подкомплекса: нижний, сложенный субаэральными кислыми вулканитами и комагматичными им гранитами (серия Уайтуотер), и верхний, существенно осадочный. В основании разреза распространены прослои кислых лав, а в его средней части — покровы базальтов, которые сформировались в мелководно-морских условиях и лишь частично в континентальной, главным образом дельтовой, обстановке.

В центральной части континента, около границы кратона Аранта и мезопротерозойской складчатой зоны Уоррамунга, развита мощная (до 6 км) толща почти неметаморфизованных светло-серых и розовых кварцевых и полевошпатовых песчаников, а также алевролитов, заключающая сверху горизонты вулканитов среднего и кислого состава.

Исключительно широко развиты осадочно-вулканогенные отложения неопротерозоя на северо-востоке Австралии. Там, в складчатом поясе Лейчхардт (северо-западная часть Квинсленда) на мезопротерозойских метавулканитах Лейчхардт, на прорывающих их гранитах Калкадун, имеющих возраст 1900 млн лет, и на metabазальтах Магна-Линн несогласно располагается серия (или свита) Аргилла (2 км), сложенная красными или розово-серыми риолитами, игнимбритами, риолито-дацитами и дацитами, изредка андезитами, которые вверху серии перемежаются с полевошпатовыми песчаниками и алевролитами, обычно косослоистыми и с волновой рябью. Среди вулканитов находится много больших даек и силлов микрогранитов и гранит-порфиров, генетически связанных с лавами. Возраст последних

1700–1780 млн лет. Выше по разрезу несогласно располагается очень мощная (несколько километров) последовательность осадочных и вулканогенных пород. Таким образом, на северо-востоке континента нижний неопротерозой представлен двумя разновозрастными сериями, разделенными несогласием и интрузиями гранитов, по-видимому, коагматичных вулканитам. Нижняя серия существенно вулканогенная, сложенная главным образом субаэральными кислыми лавами, верхняя — кварцито-песчаниковая с большим количеством основных лав, сформированная преимущественно в прибрежно-морской обстановке.

Завершая общую характеристику состава и строения разрезов неопротерозоя, Л. И. Салоп отмечает вулканогенно-осадочные образования этого времени, которые слагают крупный литостратиграфический комплекс, а в его составе присутствуют два подъяруса, обычно разделенные перерывом, из которых нижний сложен главным образом риолитами, иногда фациально замещаемыми терригенными породами, верхний существенно осадочный. Нижний комплекс сложен континентальными толщами, которые принадлежат двум литогенетическим типам. К одному из них, имеющему главное значение, относятся субаэральные существенно вулканогенные толщи, сложенные преимущественно риолитами и их туфами, которым подчинены различные обломочные породы. Последние слагают прослой или пачки на различных стратиграфических уровнях, но наиболее мощные их толщи чаще всего находятся в основании комплекса. Другой тип отложений, гораздо менее распространенный, образован главным образом терригенными, часто красноцветными породами, которые образовались в континентальных условиях; кислые вулканиды имеют в его составе резко подчиненное распространение, иногда присутствуют покровы основных лав. С риолитами генетически связаны различные субвулканические гранитоиды и, вероятно, некоторые мезоабиссальные интрузивные тела этих пород, секущие вулканогенные толщи. Оба типа отложений комплекса прорваны гранитами рапакиви и более ранними габброидами и анортозитами, также входящими в состав «формации рапакиви».

К этому комплексу приурочены сравнительно немногочисленные полезные ископаемые. С изливаниями кислых лав, по-видимому, генетически связаны некоторые гидротермальные месторождения урана (в Габоне и других районах), а с осадочными толщами — полосчатые железомарганцевые богатые фосфором руды (в Габоне), небольшие пластовые залежи массивных гематитовых или гематит-магнетитовых руд (во многих районах), а также высокоглиноземистые сланцы (в Байкальской горной области). Вышележащий комплекс там, где он полно представлен, состоит из двух подкомплексов, занимающих разное стратиграфическое положение. Нижний подкомплекс образован континентальными терригенными, часто красноцветными породами, среди которых присутствуют покровы основных (базальтовых) и кислых лав. Верхний подкомплекс сложен мелководно-морскими, отчасти дельтовыми терригенными (песчанико-сланцевыми) отложениями, иногда заключающими прослой карбонатных пород со строматолитами.

В неопротерозое значительно шире распространены терригенно-карбонатные отложения; исключительно широко развиты мелководно-морские отложения; континентальные толщи. Гораздо чаще, чем в более древних осадочных комплексах докембрия, встречаются эвапориты. Осадочные железные руды представлены почти исключительно гематитовыми (редко гематит-магнетитовыми) и сидеритовыми пластовыми залежами. В составе всех подгрупп имеются вулканиты, но в целом их роль гораздо меньше, чем в соответствующих формационных типах более древних подразделений докембрия. Из числа полезных ископаемых, связанных с породами неопротерозоя, Л. И. Салоп отмечает пластовые железные руды уральского типа, месторождения которых известны во многих районах (в частности, они широко развиты на Южном Урале), затем залежи магнезита, приуроченные к высокомагнезиальным доломитам, за счет вторичного обогащения которых они образовались (Южный Урал, Корея и др.), пластовые залежи фосфоритов (Западная и Восточная Сибирь, Монголия, Индия и многие другие районы), ископаемые россыпи золота и алмазов в терригенных толщах (Индия, Бразилия, Сибирь, Африка), месторождения марганцевых руд в карбонатных породах (многие районы). Наибольшее экономическое значение имеют стратиформные месторождения медных и полиметаллических (Ag-Pb-Zn) руд в терригенных и терригенно-карбонатных породах (например, в составе надсерии Белт США, в надсерии Маунт-Айза Австралии). С базальтовым вулканизмом траппового типа в некоторых районах, особенно в Северной Америке (в сериях Верхнее Кивино оз. Верхнее и Коппермайн района зал. Коронейшн), связаны крупные месторождения сульфидной и самородной меди.

Как видно из приведенного Л. И. Салопом обзора, рифейские отложения в разных районах мира имеют много общих черт, которые отличают их от образований более древних подразделений докембрия. Нетрудно также заметить, что существуют некоторые закономерности, выражающиеся в приуроченности тех или иных ассоциаций (парагенезисов) пород к определенным подгруппам неопротерозоя, но они, как правило, не имеют глобального значения, а свойственны только отдельным, хотя подчас и крупным регионам или даже целым континентам. Так, например, в платформенных отложениях Северной Америки основные вулканиты в большом количестве присутствуют только в верхней подгруппе неопротерозоя, а в однотипных отложениях Африки они приурочены главным образом к средней подгруппе; в неопротерозое Северной Евразии «древние траппы» имеют незначительное распространение. Во многих регионах в составе верхних подгрупп отмечается относительное увеличение роли известняков по сравнению с доломитами, но эта закономерность проявлена очень не резко и выражена не повсеместно. Общим для всех регионов является трансгрессивное или трансгрессивно-регрессивное строение отложений каждой из подгрупп, которое выражается в приуроченности терригенных (псаммитовых и псефитовых) пород к нижней части нормальных разрезов, а карбонатных или карбонатно-пелитовых пород к верхней и в наиболее полных разрезах еще в присутствии в самой высокой их части комплекса пород.

Повсеместное присутствие в породах неопротерозоя красноцветных пород «строматолитов, а также наличие во многих отложениях, расположенных на самых различных современных широтах (например, в полярных районах Канады и Австралии или Африке), эвапоритов говорит, скорее, об аazonальном жарком климате. Существенно, что в отложениях неопротерозоя не отмечено никаких признаков похолоданий и тем более оледенений.

Л. И. Салоп обращает внимание на широкое распространение красноцветных пород. Скорее всего, это обстоятельство связано с отсутствием на докембрийской суше растительного покрова, вследствие чего при захоронении осадков окисные соединения железа не восстанавливались в закисные. Карбонатные породы, слагающие мощные толщи в разрезах неопротерозоя подгрупп, образовались в мелководно-морских условиях. Почти повсюду они содержат строматолиты и микрофитолиты, для образования которых требуются хорошая освещенность, соответствующий гидродинамический режим, свойственный мелководьям и побережьям с их приливо-отливными течениями. О мелководных условиях формирования свидетельствуют также ассоциация их с кварцевыми песками (кварцитами), примесь терригенных минералов, наличие косой слоистости бассейнового типа, широкое распространение детритовых (шламовых) разностей и т. д. Преобладание среди карбонатных пород сингенетических доломитов обусловлено еще достаточно высоким содержанием в атмосфере и гидросфере углекислоты, значительной минерализацией и повышенной карбонатной щелочностью морской воды и высокой ее температурой. Присутствие в неопротерозое как гематитовых, так и сидеритовых железных руд указывает на своеобразную геохимическую обстановку во время их отложения. Как известно, гематитовые руды образуются в богатой кислородом среде, а сидеритовые, напротив, в восстановительных условиях. По-видимому, содержание свободного кислорода в атмосфере и гидросфере рифея было не очень большим, и потому некоторое изменение химических условий среды, зависящее от фациальной обстановки, могло обусловить преимущественное отложение то одного, то другого типа руд. С другой стороны, наличие во многих осадочных породах глауконита свидетельствует о том, что на побережьях и шельфах морская вода содержала достаточно кислорода для образования этого минерала. Гораздо чаще, чем в более древних подразделениях докембрия, встречаются эвапориты. Обычно они присутствуют в красноцветных и карбонатных породах в виде включений и глиптоморфозы по гипсу или галиту, но иногда слагают собой прослои, которые группируются в довольно мощные горизонты или пачки. Несомненно, что в неопротерозое произошла некоторая аридизация климата, возможно, в связи с образованием обширной суши. Существование больших площадей пенеэпленезированной суши, влажный жаркий климат, обилие в атмосфере углекислоты, наличие в ней свободного кислорода должны были обусловить интенсивное развитие различных процессов выветривания. Рассматривая эндогенные процессы этого временного интервала, Л. И. Салоп в первую очередь отмечает исключительно важные, глобального значения события, которые выразились на всех континентах в грандиозных

по масштабу субаэральных излияниях преимущественно кислых лав и сопряженных с ними экструзиях и интрузиях. Основные лавы в составе рассматриваемых континентальных толщ распространены гораздо меньше, чем кислые, но все же они присутствуют в них почти везде, подчас в значительном количестве. Исключительно большой интерес вызывает проблема генезиса гранитов рапакиви, которые обычно сопровождают вулканы нижнего неопротерозоя. Каждый из трех циклов сопровождался интрузиями основной и кислой магмы. В течение гренвиллского цикла эндогенные процессы выразились в образовании больших магматических очагов, а также в интенсивном, но зонально проявленном метаморфизме пород.

С учетом данных Л. И. Салопа можно систематизировать последовательность событий в рассматриваемом временном интервале и одновременно привести характеристику некоторых месторождений (Минерагения, 2008), ассоциированных со структурами, присущими этим временным интервалам.

1900–1600 млн лет. Образование системы грабенов и впадин, весьма интенсивные излияния лав преимущественно кислого состава с сопряженными интрузиями комагматических гранитов, а также отложение во впадинах мощных континентальных красноцветных вулканогенно-осадочных толщ; интрузии габбро и анортозитов, а также внедрение больших масс гранитов, особенно рапакиви.

Отличительная особенность временного интервала (в некотором смысле «переломная») — широкое и практически повсеместное проявление щелочного и гранитового магматизма и вулканизма, впоследствии все более широко проявленного. Трахит-сиенитовые ассоциации с железооруденением (Кируна) известны в пределах Балтийского щита; гранитоиды и скарны с ураном в Австралии (Маунт-Айза, Мери-Кетлин); с гранитами и гранитоидами ассоциированы месторождения олова (Рондония, Южно-Амазонский щит, Южная Америка); с гранитами и бимодальными вулканическими сериями связаны полигенные и полихронные месторождения Cu-Au-U (Олимпик Дэм, Гоулер, Австралия); с известково-щелочными вулканоплутоническими комплексами связаны массивные Cu-Zn сульфидные руды (Седалия, Северная Америка); с посттектоническими орогенными гранитами ассоциированы месторождения массивных Fe-Cu-Zn сульфидных руд (Джером Гумбольдт, Северная Америка).

Месторождения района Кируна образуют самое крупное в Швеции скопление железной руды. Общая площадь оруденения приближается к 700 000 м², а суммарные запасы составляют около 2000 млн т, количество железа в них превышает 1000 млн т. На расстоянии 400 км к юго-востоку от Кируны располагается группа месторождений *Сваннава*, площадь оруденения которых превышает 400 000 м², а общие разведанные запасы равны примерно 600 млн т. Расположенные в 30–40 км к юго-западу от Кируны месторождения группы Экстремсберт — Патток разбросаны на общей площади 150 000 м², а суммарное количество руды, по данным разведки, 100 млн т. Месторождения района Елливаре находятся в 75 км к юго-

востоку от Кируны. Их общая площадь 185 000 м², на которой находится не менее 600 млн т руды. Рудное поле Елливаре по сравнению с тремя другими рудными полями изменено гораздо сильнее.

Интерпретация геологического строения района Кируна приведена на рис. 98.

Самые древние породы представлены в основном зеленокаменными образованиями, возникшими в результате метаморфизма базальтов и андезитов. С ними ассоциируются кислые вулканические породы, туфы, графитовые сланцы, карбонатные отложения и джеспилиты, а также железная и медная минерализация. Оба рудных тела – гигантское Кирунавара и много меньших размеров Луоссавара – приурочены к несогласному контакту между кератофировым комплексом и кварцевыми кератофирами. По простиранию между этими рудными телами наблюдается разрыв в не-

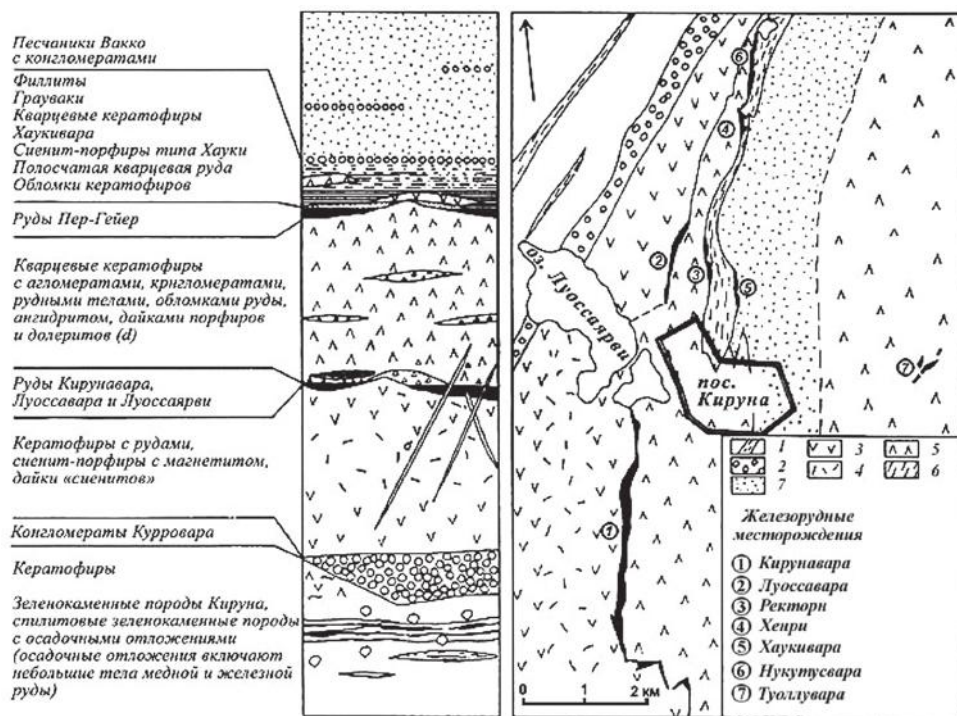


Рис. 98. Стратиграфический разрез докембрийского вулканического комплекса и схематическая геологическая карта железорудных месторождений района Кируна. Недавно открытое медное месторождение Вискария расположено к западу от оз. Луоссаярви, как раз за пределами западной границы карты (Минеральные м-ния Европы. Т. 1. 1982)

1 – зеленокаменные породы с осадочными отложениями; 2 – конгломераты; 3 – кератофиры; 4 – «сиениты» в кератофирах; 5 – кварцевые кератофиры; 6 – породы Нижнего Хауки; 7 – породы Вакко

сколько сотен метров, и создается впечатление, что они никогда не были связаны друг с другом. Минеральный состав обоих тел характерен для большинства месторождений апатитсодержащих железных руд: они сложены главным образом магнетитом с небольшими количествами апатита и актинолита.

Руда на месторождении Кирунавара явно следует контакту между кератофирами и перекрывающими их кварцевыми кератофирами. В целом рудное тело имеет резкие контакты с этими породами, но в лежащем боку присутствуют обломки кератофиров, а последние нередко бывают брекчированы вследствие внедрения рудных даек, что, в частности, наблюдается в северной части месторождения. Особенно хорошо рудные брекчии развиты на контакте между кератофирами и порфиоровыми дайками, к которым здесь приурочена руда. Местами небольшие зоны рудной брекчии сопровождают контакт между рудой и кварцевыми кератофирами. Наличие рудных брекчий в висячем и лежащем боку приводилось в качестве доказательства более позднего, по сравнению с этими породами, образования руды.

Рудное тело на месторождении Кирунавара имеет длину около 4000 м при мощности от 20 до 200 м. Площадь оруденения 350 000 м². В результате магниторазведки и бурения установлено, что рудное тело продолжается на глубину не менее чем 1500 м. Руда очень тонкозернистая. Преобладающий рудный минерал — магнетит, но присутствует также и гематит. На месторождениях Кирунавара и Луоссавара имеются отдельные тела гематитовой руды, заключенные в магнетитовой. Наряду с главным жильным минералом фторapatитом в небольших количествах встречаются также тремолит — актинолит, кальцит, диопсид и биотит. Сульфиды присутствуют редко. По содержанию фосфатов руда может быть разделена на несколько сортов, из которых два наиболее важные: руда В с 67% Fe и 0,02% P и руда D с 59% Fe и 2% P. Между богатой и бедной апатитом рудой существует резкая, но неправильная зона контакта. Наблюдается тенденция к увеличению содержания фосфора с глубиной. Подсчитано, что среднее количество фосфора во всем рудном теле составляет 0,8%. В богатой фосфором руде апатит присутствует частично в виде мелкозернистой вкрапленности, а частично в виде прослоев и шлиров. Фторapatит содержит незначительное количество редких земель.

По своему внешнему виду и особенностям рудное тело Луоссавара подобно рудному телу Кирунавара, но много меньше него. Здесь отсутствуют кератофировые дайки, а сбросы встречаются только на севере. Руда богаче титаном, но беднее апатитом. Длина рудного тела 1200, а мощность 23 м. Его площадь 20 000 м². Основные типы руд — В с 64% Fe и 0,05% P и D с примерно 60% Fe и 1,6% P. Вдоль лежащего бока встречается рудная брекчия, площадь которой 10 000 м². По подсчетам здесь содержится 35% Fe и 0,03% P.

Месторождение Маунт-Айза (Северо-Восточный Квинсленд, Северные территории) (McGoldrick, Large, 1998) характеризуется средними для Австралии запасами 100 млн т руды с суммарным содержанием Pb и

Zn > 10 вес.% и содержит также изолированные рудные концентрации с содержанием Pb+Zn > 30%; отношение Zn / (Zn + Pb) от 40 до более 90%. Очень часто встречаются руды с высоким содержанием золота от 60 до 150 ppm. Формирование месторождения и его аналогов (Халтон, Джордж Фишер, Сенчури, Леди Лоретта, Даглед Ривер) происходило во внутриконтинентальных бассейнах или их окраинах (рис. 99). Важный элемент заполнения бассейнов — базальты и кислые вулканиты совместно с интрузиями, образующими их древнее заполнение. Литология бассейна различна: осадочные прибрежные отложения, эвапориты, черные, серые, коричневые и красноватые породы. Главное месторождение лежит в нескольких километрах от долгоживущего разлома (разломной системы) в отложениях бассейна Карпентария («цинкового пояса» Карпентария) с возрастом 1660–1590 млн лет. Эвапориты участвуют в образовании рудных флюидов высокой солености. Рудоносные флюиды сингенетичные (эксгаляционные) или раннедиагенетические. Вмещающие породы карбонатные или черносланцевые пиритоносные; обычно присутствуют турбидиты, проявления конседиментационного дробления. Туфогенный материал в породах — показатель дистанционной вулканической активности. Рудные тела (линзы) стратиформны, сульфиды размещаются в виде тонких прослоев; пирит присутствует, но его связи с Pb–Zn сульфидами не установлены. Отмечается слабая зональность Cu > Pb > Zn в некоторых месторождениях. «Подводящие» тела на месторождениях не фиксируются. Руды содержат высокое, но разное количество Ag, As, Sb, Bi, Cd, Hg, Te и очень невысокое Au. Происхождение месторождения считается эксга-

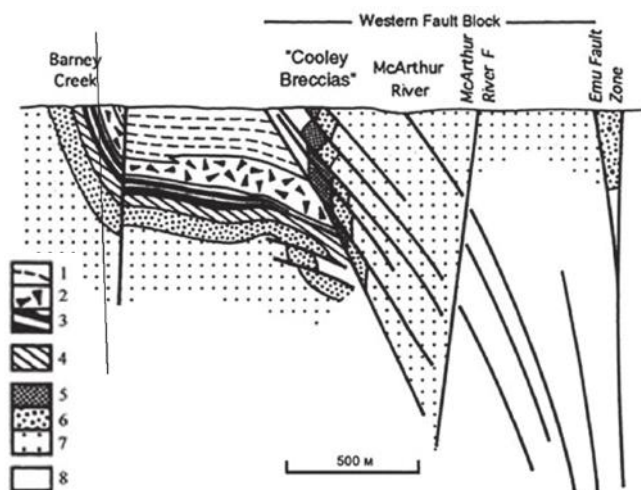


Рис. 99. Геология НУС разреза (McGoldrick, Large, 1998)

1 — формация Барни Крик; 2 — «Главная брекчия»; 3 — Pb-Zn руды; 4 — складчатые (W-образные) сланцы; 5 — доломиты Тина; 6 — доломиты Митчел Ярд; 7 — доломиты Мара; 8 — песчаники Мастерстон

ляционным, сингенетичным с формированием и накоплением сульфидов в осадочных слоях в условии взаимодействия вода — осадок. Альтернативная модель предполагает формирование месторождения путем гидротермального замещения литифицированных и деформированных осадочных пород (рис. 100).

В геоблоке Гоулер расположено комплексное (уран, медь, золото, серебро) полигенное и полихронное месторождение Олимпик Дэм. Открыто летом 1975 г. и располагается в восточной части кратона Гоулера (Gawler Craton), в пределах шельфа Стюарт (Stuart Shelf), в 520 км северо-северо-восточнее г. Аделаида. Его координаты: 30°29′S; 136°53′E. Месторождение комплексное: Cu, U, Au, Ag. Кроме того, на нем выявлены аномально высокие (вплоть до рудных) содержания Fe, легких редкоземельных элементов (La, Ce), Ba, F. Ресурсы месторождения Олимпик Дэм оцениваются на настоящий момент в 4 430 млн т руды со средним содержанием Cu — 1,8, U₃O₈ — 0,05%, Au — 0,5, Ag — 3,6 г/т (Reynolds, 2000). Оработка шахтным способом. По данным компании BHP Billiton, годовая производительность рудника составляет 220 000 т Cu, 4 600 т U₃O₈, 2,5 т Au, 25 т Ag. По современным оценкам месторождение является самым крупным в мире по ресурсам урана (1,7 млн т) и одно из крупнейших по ресурсам меди (>30 млн т), золота (1200 т) и серебра (6700 т). В нем также сосредоточено до 10 млн т легких редкоземельных элементов (Reynolds, 2000). Возраст оруденения — 1590 млн лет. Рудные тела локализованы в интенсивно измененных брекчиях комплекса Олимпик Дэм (Olympic Dam Breccia Complex), развитых по гранитоидам комплекса Роксби Даунс (рис. 101).

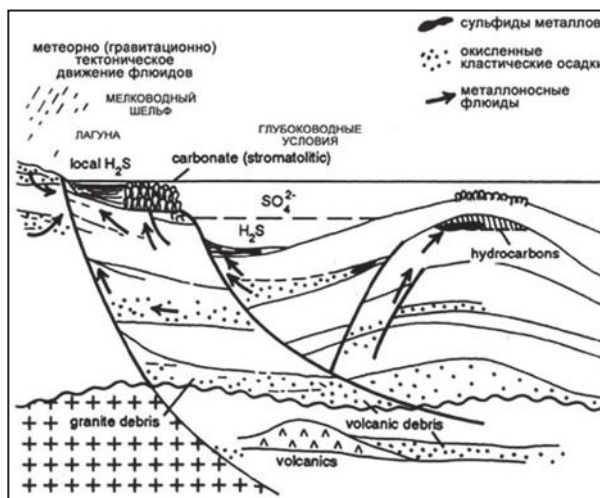


Рис. 100. Схематический разрез, показывающий возможные места размещения стратиформного оруденения, источники металлов и флюидов (McGoldrick, Large, 1998)

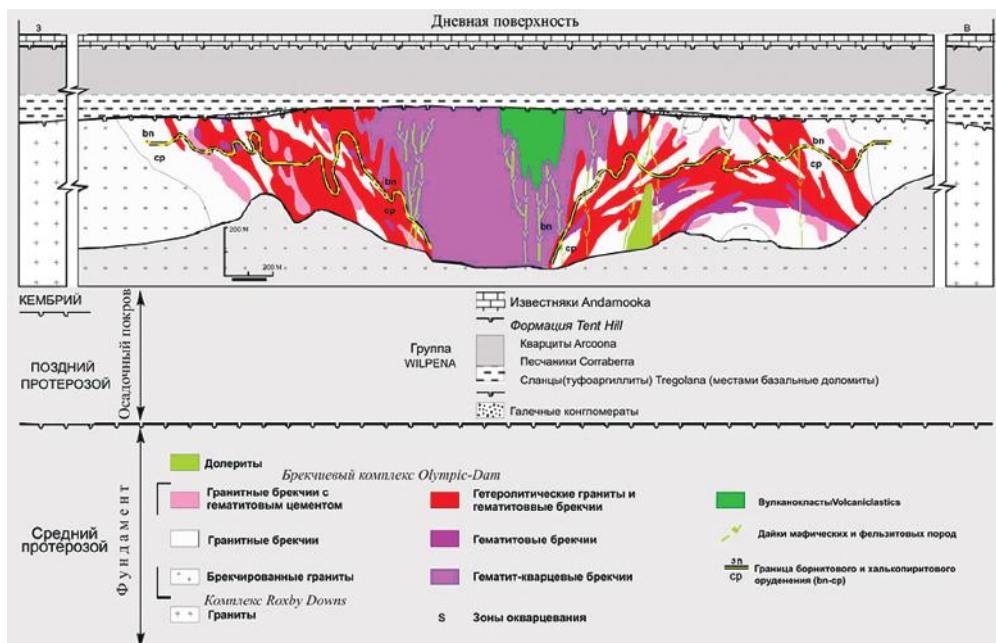


Рис. 101. Геологический разрез месторождения Олимпик Дэм (Reynolds, 2000)

Форма брекчиевого тела в плане близка к изометричной (8 × 7 км). Границы брекчиевого комплекса постепенные — от трещиноватых гранитов через слабобрекчированные их разновидности к интенсивно гидротермально-измененным брекчиям. Установлено, что по направлению к центральной части брекчиевого тела увеличивается доля гематитовой составляющей. От периферии к центру выделяют зоны гранитных, гематит-гранитных и гематит-кварцевых брекчий. Последний тип брекчий безрудный в отношении Cu, U, Au, Ag, хотя для него характерны аномально высокие, вплоть до рудных, содержания железа, редкоземельных элементов и бария.

Собственно рудное тело месторождения, представленное минерализованной брекчией гранитного и гранит-гематитового состава, имеет неправильную форму в плане размером 5 × 3,5 км и чашеобразную в разрезе. Скважины, пробуренные компанией ВНР Billiton до глубины 2 км, не вышли из минерализованных рудных брекчий. Околорудные гидротермально-метасоматические новообразования представлены главным образом гематитом и серицитом. Менее распространены сидерит, хлорит, барит и флюорит. Основные рудные минералы — халькопирит, борнит, халькозин, уранинит (настуран), коффинит, браннерит. Встречаются самородное золото, серебро и медь. Отмечены теллуриды и селениды Ag, Hg, Bi, Pb. Выявлена зональность (от периферии к центру и от глубинных зон к поверхностным частям рудного тела): пирит → халькопирит → борнит → халькозин → медь → золото. Урановая минерализация тяготеет к борнит-

халькозиновой зоне медного оруденения, а наиболее богатое золотое оруденение приурочено к границе гематит-гранитных и гематит-кварцевых брекчий. На основе изучения газовой-жидких включений в кварце, флюорите, барите и карбонате установлено, что в процессе рудообразования участвовали два типа растворов: горячие (до 400 °С) соленые (до 50 вес.% NaCl) восстановительные флюиды и более холодные (100–200 °С) растворы с низкой и умеренной степенью солености. Флюиды содержали относительно высокие концентрации фтора. Изотопный состав кислорода и серы (Oreskes & Einaudi, 1988; Roberts, 1983) также указывает на участие в рудообразовании магматических восстановительных флюидов и поверхностных окислительных вод.

Характерная особенность этого временного интервала — сосуществование пространственно разобщенных осадочных бассейнов с полигенным и полихронным оруденением, структур с проявлением дифференцированных трахит-сиенит-гранитовых интрузивных и вулканических серий, в общих чертах наследующих металлогенический облик ГЗО и ассоциированных с ними осадочных бассейнов (железо, уран, золото, полиметаллы).

1600–1100 млн лет. Отложение прибрежно-морских и континентальных, часто красноцветных, осадочных толщ. Седиментация местами сопровождалась излияниями базальтов; внедрение по трещинам основной магмы (дайковая серия долеритов). Временной интервал 1,6–1,3 млрд лет — гренвиллиды проявлен в провинции Гренвилл (Северная Америка) в обрамлении древнейших комплексов провинции Сьюперитор Канадского щита и фрагментарно распространен в пределах докембрийских комплексов Восточных Гат (Индия), представляющих собой уже тектонически дифференцированные осадочные бассейны, где ассоциированы проявления гранитного, щелочного и габбро-анортозитового магматизма, с сопутствующим им оруденением. В осадочном бассейне Гренвилл установлено Pb-Zn оруденение в карбонатных толщах (Балмат, Монтоубан, Нанисивик); оруденение, связанное с контактами гранитов, Zn-Mn оксидные руды (Франклин-Стерлинг) и железорудные скарны (Довер). С габбро-анортозитовыми комплексами гренвиллид ассоциировано титано-магнетитовое оруденение (Лак-Тио, Мэпи). Граниты и щелочные породы «гренвилльского» возраста (1,3–1,2 млрд лет) выявлены в Гренландии и с ними ассоциированы Zr, Ti, U (Илимауссак) со щелочными штоками — месторождения Ta, Nb, U, Th (Моцфельд) и с гранитами месторождения Zr, Ta, Nb, U (Гардар). Все это, как и преобразование осадочного бассейна в подвижный пояс, отличает гренвиллиды от предшествующих протоплатформенных структур; особо при этом выделяется существенное литофильное оруденение, связанное с «пестрым» комплексом интрузий, состав которых варьирует от щелочных до ультракислых с редкоземельными пегматитами.

Свинцово-цинковые медноколчеданные месторождения Монтоубан, Нью-Калуметт и др. сравнительно невелики по масштабам. Общие ресурсы месторождений составляли 2,7 млн т цинка и 220 000 т свинца. В наиболее крупном рудном районе Балмат-Эдвардс добыто 1,87 млн т цинка и 104 000 т свинца. Мощность рудовмещающей толщи района оценивается примерно в

550 м. Для нее характерно чередование почти чистого доломита с пачками, обогащенными силикатным материалом. В составе толщи выделяются 15 пачек, различающихся по составу пород и характеру их переслаивания. Рассматриваемые месторождения возникли в толще осадочных пород, которые ранее были смяты в складки, пластически деформированы, инъецированы в условиях больших глубин силикатными расплавами, подверглись динамометаморфизму и перекристаллизации с изменением минерального состава. Доминирующий структурный элемент района Балмат-Эдвардс — опрокинутое и крутопадающее к северу крыло антиклинальной структуры (рис. 102).

Месторождение Эдвардс приурочено к узлу, возникшему на пересечении структурных элементов северо-восточного простирания и северо-западного падения. Эти элементы возникли в ходе первичной складчатости, но оруденение также контролируется и наложенной поперечной складчатостью, в пределах которой располагается в целом рудный район Балмат-Эдвардс. По изотопам свинца возраст минерализации 1050 млн лет хорошо согласуется со временем метаморфизма формации Гренвилл. Существуют различные воззрения на время соотношения метаморфизма и оруденения. Ряд признаков (грубозернистость сульфидных руд, интенсивное смятие рудных тел Балмата в складки и микробрекчирование руд) считается свидетельством дометаморфического возраста сульфидной минерализации. В морфологии рудных тел наиболее характерно согласное залегание при сравнительно небольших размерах секущих участков рудных тел, а часто

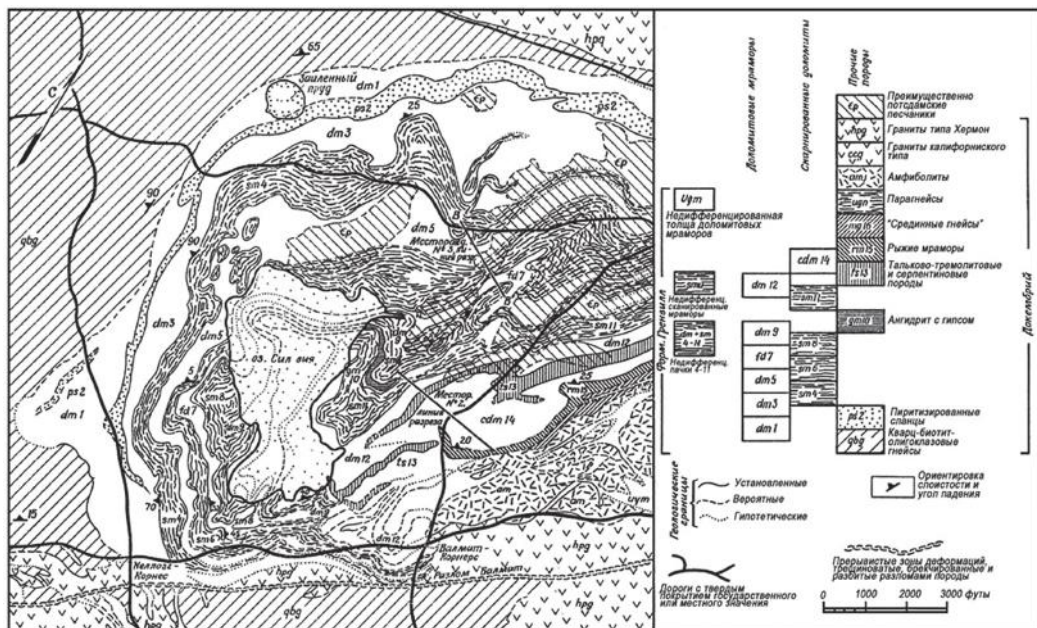


Рис. 102. Геологическая карта рудного района Балмат (Рудные м-ния США, 1972)

большая их протяженность по падению до нескольких тысяч футов. Набор рудных минералов сравнительно прост. Наиболее распространены пирит и сфалерит, в меньшем количестве галенит, пирротин, халькопирит. Исключительно редки мышьяковые минералы иорданит и реальгар. Жильные минералы представлены кварцем, диопсидом, тремолитом, серпентином, тальком, карбонатом, баритом и ангидритом. Значительны колебания качества руд: от богатых столбов до убогих слабоминерализованных участков, проявленные по простиранию и падению. Околорудные изменения в районе Балмат-Эдвардс практически не проявлены. Интенсивные складчатость и метаморфизм полностью преобразили осадочные породы и соответственно позволяют строить лишь различные догадки относительно того, как в осадках происходило сингенетическое накопление сульфидов металлов. Тем не менее считается, что сульфиды отлагались одновременно с осадочными породами до метаморфизма. Минерализованные слои были, вероятно, глубоко захоронены, смяты в складки и метаморфизованы, а в ходе указанных событий рассеянные сульфиды тяжелых металлов перекристаллизовывались и концентрировались.

Урановое месторождение Илимауссак локализуется в южной части острова. Оно приурочено к многофазному щелочному Илимауссакскому интрузиву кольцевого строения, абсолютный возраст которого 1000 ± 50 млн лет. Интрузив имеет сложную историю развития (рис. 103). В главную

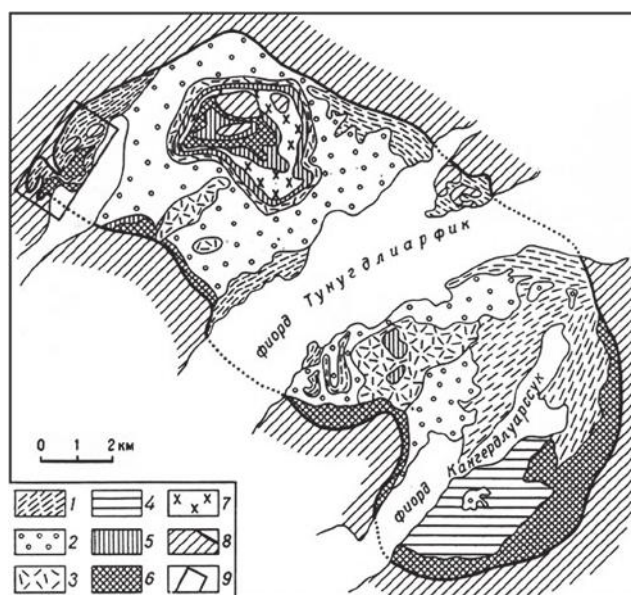


Рис. 103. Геологическая карта Илимауссакской интрузии (Лаверов и др., 1983)

1 — луавриты; 2 — фойяиты; 3 — содалитовые фойяиты; 4 — какторкиты; 5 — фойяиты и пуласкиты; 6 — авгитовые сиениты; 7 — щелочные граниты; 8 — кристаллический фундамент — граниты, сланцы; 9 — границы месторождения

фазу сформировались тела авгитовых сиенитов, фойяитов, какортоцитов и содалитовых фойяитов, содержание урана в которых в среднем составляет 0,001–0,003, а тория 0,0015–0,004%. Позже образовались луавриты и нойяиты, также обогащенные радиоактивными и редкоземельными элементами. Содержание урана в них от 0,005 до 0,3, а тория от 0,005 до 1% при средних содержаниях соответственно 0,01–0,03 и 0,01–0,08%. В породах главной фазы уран и торий концентрируются в породообразующих минералах — эвдиалите и ринките, а также в полевых шпатах. Часть урана рассеяна в межзерновом пространстве. В более поздних луавритах, особенно в разностях, обогащенных анальцимом и натролитом, широко распространены стенструпин, содержащий до 0,8% U_3O_8 и 6% ThO_2 , и монацит-рабдофанит, содержащий 1,28% U_3O_8 и 6% ThO_2 . В породах отмечается большое число жил, сложенных анальцимом, альбитом, уссингитом, стенструпином, пирохлором и бериллиевыми минералами. Распределение этих жил, как и содержание в них урана, крайне неравномерно. Участки с содержанием урана более 0,04% редки и невелики по размерам. Наиболее значительные запасы урана (около 30 тыс. т) сосредоточены в районе Кванефельд и заключены в телах луавритов со стенструпином. Потенциальные запасы урана в низкосортных рудах оцениваются в 100 тыс. т. Эвдиалит, содержащий 8,6–14% Zr_2O_3 , 2–6% TR_2O_3 и 1% Nb_2O_5 , — основной породообразующий минерал в большей части интрузива. Значительные массы науяитов содержат более 1% ZrO_2 , обогащенные эвдиалитом луавриты — 1–2% ZrO_2 , а обогащенные эвдиалитом слои какортоцитов — более 2,5% ZrO_2 . Отношение Zr/Hf от 30 до 70. Подсчитано, что в 4 000 000 т какортоцитов, расположенных над уровнем моря и содержащих около 1,2% ZrO_2 , заключено 60 млн т ZrO_2 . В этих какортокитах также около 6,5 млн т Nb_2O_5 .

В интрузиве широко распространены и ниобиевые минералы, главным образом пирохлор и эпистолит-мурманит. В районе Кванефельда пирохлор локализован в гидротермальных жилах, а эпистолит-мурманит в деформированных анортозитах и вулканических породах. Подсчитано, что в зоне урановых руд содержится около 1100 т ниобия, заключенного в породах со средним содержанием 0,02% Nb_2O_5 . Отношение Nb/Ta = 100–200. Запасы ниобия в дислоцированных вулканических породах, содержащих 0,1% Nb_2O_3 , составляют 5000 т. Бериллиевые минералы, такие как чкаловит, соренсенит, тугтупит, эвдидимит и эпидидимит, найдены в гидротермальных жилах, секущих интрузивные породы. В наиболее перспективном районе насчитывается свыше 180 000 т руды, содержащей 0,1% BeO. В луавритах содержится вкрапленный сфалерит, чем обусловлено содержание в них на значительной территории 0,2% Zn. В этих же породах установлено 100–400 млн т Sn, но минералы олова не найдены. Виллиомит NaF присутствует в науяитах и луавритах в виде интерстиционных кристаллов, составляющих иногда до 20% объема породы. Минерал растворим в воде, поэтому встречается лишь в скважинах на глубине более 50 м. На разбуренной площади уранового месторождения Кванефельд имеется около 10 000 т фтора в породах, содержащих более 0,5% виллиомита.

Месторождение Моцфельд расположено в 25 км от крупного аэропорта Нарсарсуак (Гренландия) в 15 км от побережья. Открыто в 1980 г. с помощью гамма-спектрометрической воздушной съемки и геохимических поисков по вторичным ореолам. Район месторождения представляет собой сильно рассеченное и покрытое ледниками плато высотой 1800 м над уровнем моря. Колебания отметок рельефа — от 200 до 1800 м. Месторождение приурочено к щелочному массиву Моцфельд площадью 350 км², самому древнему из четырех центров интрузивной активности, которые составляют протерозойский комплекс Игалико, принадлежащий известной щелочной провинции Гардар. Радиологический возраст массива определен в 1310 ± 31 млн лет Rb/Sr методом по целой породе. Вмещающие породы — гнейсы, известные как граниты Юлеанехаб, и кристаллические метаосадочные и метавулканические породы протерозойской свиты Эриксфьорд (рис. 104). В массиве выделяются шесть интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов, объединяемых в две основные интрузивные фазы. Ранняя фаза состоит из сиенитовых штоков, по составу варьирующих от трахитов до фонолитов. Сиениты первой и третьей интрузий содержат гнезда и линзы пегматитов. Более поздняя главная интрузивная фаза представлена кольцевыми сериями Моцфельд диаметром около 15 км. Это три крутостенные, падающие от центра кольцевые дайки сиенитов и нефелиновых сиенитов. Самая внешняя из них, наиболее

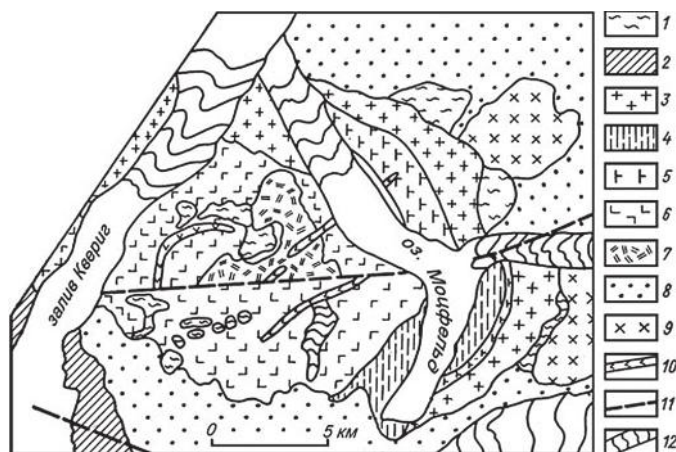


Рис. 104. Геологическая схема массива Моцфельд (Нетрадиционные типы редкометалльного..., 1991)

1 — вмещающие породы и ксенолиты формации Эриксфьорд, кристаллические сланцы, гнейсы; 2 — массив Квериг; 3–5 — массив Моцфельд, сиениты ранней интрузивной фазы, от более древних к молодым: 3 — грубозернистые полевошпатовые сиениты с гнездами пегматитов, 4 — порфириовидные сиениты, 5 — порфириовидные сиениты с характерной структурой течения; 6, 7 — сиениты главной интрузивной фазы: 6 — грубозернистые фойяиты и люавриты, 7 — ларвикиты, грубозернистые нефелиновые сиениты; 8 — граниты Юлеанехаб; 9 — сателлиты интрузии сиенитов; 10 — дайки щелочных габброидов; 11 — разломы; 12 — ледники

древняя, обнажается на площади 100 км². Обычные в ее составе породы — грубозернистые фойяиты с пластинчатыми серыми или кремовыми щелочными полевыми шпатами (до 1–2 см длиной и 3–5 мм толщиной), кристаллами красного нефелина и темно-зеленых щелочных пироксенов (размером до 5 мм). У контакта с вмещающими породами или ксенолитами сиениты становятся тонкозернистыми. Характерны многочисленные включения (до нескольких сотен метров протяженностью) пород свиты Эриксфьорд и более ранних сиенитов, а также микросиенитов, порфиритовых микросиенитов и трахитов, брекчий из обломков этих пород в микросиенитовой и сиенитовой основной массе. Одна группа включений представлена «полосчатыми» микросиенитами и мафическими микросиенитами, в которых значительную роль играет альбит наряду с калиевым полевым шпатом, эгирином и непрозрачными минералами. Среди аксессуарных минералов распространены сфен, лейкоксен, энигматит, кальцит. Вторая группа включений образует породы в виде дугообразных поясов или полос длиной 2–4 км при ширине несколько сотен метров. Они обычно очень тонкозернистые, темные за счет гематита. Обычный минерал — непрозрачный щелочной полевой шпат в виде коротких лейст или изометричных зерен. Присутствуют эгирин, слюда, гематит и карбонаты (часто в виде пятнистых обособлений). По мнению К. Эмелеуса и В. Харри, эти включения могут представлять собой либо структурно сложные трахитовые интрузии, либо, что более предпочтительно, ксенолитоподобные включения гнейсов, которые были растворены и перекристаллизованы в фойяитах этой интрузивной фазы комплекса Моцфельд. В пространстве они ассоциированы с ксенолитами формации Эриксфьорд. Следующая кольцевая интрузия комплекса (площадь выхода — 8 км²) наиболее основная по составу. Во внешних ее частях развиты авгитовые сиениты (ларвикиты) с оливином, содержащим более 30% модального нефелина. Длина выделений полевого шпата достигает 5 см при толщине до 2 см, нефелина — до 3 см, темноцветных — до 2–3 см. Ксенолиты, концентрирующиеся в краевых зонах, состоят из трахитовых и микросиенитовых пород.

Самой поздней интрузией предположительно считается силлоподобный горизонт луявритов, хотя взаимоотношения его с другими типами пород не ясны. Характерны полосчатые структуры, как за счет разных размеров зерен, так и за счет соотношения слагающих породу минералов — альбита, микролина, нефелина, эгирина и эвдиалита. Массив прорван мелкими (до 200 м в диаметре) штоками и брекчиевыми трубками более поздних сиенитов, ультрабазитов и карбонатитов, множеством трахитовых даек, простирающихся в северо-восточном направлении и гигантской дайкой щелочных габбро, протянувшихся в том же направлении на расстояние более 10 км. Спорадически по всему массиву встречаются флюоритовые и кальцитовые жилы. На контактах с ксенолитами иногда наблюдаются пегматитовые зоны, некоторые из них обогащены радиоактивными минералами. Химический состав пород отдельных интрузий массива в целом показывает тренд увеличения основности от более ранних фаз к поздним. Судя по химическим анализам пород, максимальные концентрации многих ред-

ких и малых элементов приурочены к луювритам. А. Джонс и Л. Ларсен рассматривают отдельные интрузивные фазы массива Моцфельд как последовательно внедренные продукты фракционной кристаллизации единого магматического очага, родоначальный состав магмы которого, по видимому, был близок к щелочным габбро, представленным в поздней гигантской дайке. Согласно К. Сечеру, минерализация приурочена к наиболее древней внешней кольцевой дайке, содержащей пласты агпайтовых микросиенитов, особенно многочисленные в верхней части интрузии. Здесь отмечаются интенсивная Nb-Ta и ассоциирующая с ней Zr-TR-Th-U-Mo-F минерализация. Главные рудные минералы — пироклор и колумбит; второстепенные — циркон, монацит, торит, бастнезит, флюорит, молибденит. Пироклор из более глубоких горизонтов имеет наиболее высокие содержания тантала, а на менее глубоких уровнях обогащен ураном и цериевыми лантаноидами. Изменение и минерализация пород связываются с восходящей миграцией летучей фазы, обогащенной щелочными металлами, фтором и некогерентными элементами. Опробование с поверхности наиболее богатой зоны, протянувшейся на 1 км при ширине 80–100 м, выявило уникальные содержания ниобия и тантала с максимальными значениями Nb₂O₅ (6%) и Ta₂O₅ (1%). Разведочные работы на месторождении позволили предварительно оценить запасы в 130 млн т руды с содержанием Nb₂O₅ 0,4–1%. Выделены более мелкие потенциально промышленные участки с более высоким содержанием Nb₂O₅ (1–1,5%) и Ta₂O₅ (0,08–0,15%).

1100–900 млн лет. Отложение прибрежно-морских и континентальных (часто красноцветных) осадков, сопровождаемое излияниями основных и кислых магм; складчатость, интрузии габброидов и гранитоидов, термально-тектоническая ремобилизация древних пород фундамента, метаморфизм пород. Временной интервал 1,1–0,9 млрд лет характеризуется по сравнению с предыдущими интервалами наибольшим разнообразием, уже значительно видоизмененных осадочных бассейнов и металлогении, сохраняя при этом некоторые металлогенические черты преемственности от предыдущих периодов. Осадочные бассейны этого времени приобретают значительные площади распространения, дифференцированы тектонически по латерали и вертикали (во времени) и по условиям становления, подвергаются процессам складко- и надвигообразования и характеризуются на разных стадиях их развития проявлением интрузивного и эффузивного магматизма и широким разнообразием эндогенного оруденения. По существу осадочные бассейны этого промежутка времени на завершающих стадиях становления по ряду признаков состава и строения приобретают некоторые особенности сходства (но не подобия!) со складчато-надвиговыми областями фанерозоя. Таковые превращения на предыдущих стадиях (временных интервалах) отсутствуют. Касательно разнообразия эндогенного оруденения можно отметить следующее. В мавританидах-рокелидах (1,1–0,7 млрд лет) Северной Африки формируются в осадочном чехле месторождения полосчатых железистых кварцитов и меди (Акжоуджа). В строении африканского осадочного бассейна Катанга (1,1–2,6 млрд лет) участвуют базальные кластогенные отложения, выше которых располагаются доломиты, черные

аргиллиты, кремни и сланцы, вмещающие стратиформное медно-кобальтовое оруденение Медного пояса, Cu-Zn оруденение в карбонатных толщах (Кабве, Кипуши) и урановое оруденение (Шинколобве). Развитие Дамаро-Катангского складчато-надвигового пояса, разделяющего щиты Конго и Южно-Африканский, сопровождалось накоплением осадочно-вулканогенных толщ, проявлением гранитного магматизма; формированием терригенно-карбонатных отложений с вулканитами и завершилось в венде грубообломочными и красноцветными отложениями. Синхронным Дамаро-Катангской системе является плитный комплекс Мидконтинента Северной Америки (1,1–1,09 млрд лет), в основании которого размещены плато-базальты, перекрытые «красными слоями» песчаников и конгломератов и вышележащими черными сланцами. Здесь известны меднорудные месторождения (Мичиган), медь в черных сланцах (Уайт-Пайн). Синхронно (1,1–1,09 млрд лет) в этом комплексе формируются дифференцированная интрузия габбро Дулут с одноименным месторождением Cu-Ni сульфидов в северо-западном контакте.

Месторождение Уайт-Пайн (штат Мичиган) с запасами меди 5,1 млн т и 2800 т серебра расположено в горах Поркьюпайн на южном берегу оз. Верхнее. Запасы на площади 20 миль² обеспечивают работу рудника в течение 100 лет. Сланцевая толща Нонсач сложена переслаивающимися пластами серых или буровато-серых алевролитов, глинистых сланцев и песчаников. Мощность сланцевой толщи Нонсач 600 футов, и в северном направлении она возрастает с каждой милей на 25 футов. Рудоносные пласты месторождения сосредоточены в базальной пачке толщи Нонсач мощностью 60 футов. С северной стороны разлома Уайт-Пайн сформировалась асимметричная складка волочения. Разлом Уайт-Пайн сопровождается многочисленными разрывами, имеющими большое значение для рудничной геологии (рис. 105). В районе месторождения выделяются четыре рудоносных горизонта, суммарная мощность которых 40–80 футов. Многочисленные рудные пласты содержат медь 1–3%. Лишь очень малое количество проб имеет ураганное или убогое содержание. Рудными считаются такие участки, на которых один или несколько вместе взятых рудоносных пластов имеют мощность и содержание, достаточные для промышленной отработки. Если сульфиды меди содержатся в самых низах нонсачских сланцев, то пирит характерен для всех вышележащих горизонтов этой толщи. На самородную медь приходится 7–9% всей меди, поступающей на обогатительную фабрику. Самородное серебро встречается вместе с самородной медью. Как правило, серебром обогащены те же пласты, что и пласты, обогащенные самородной медью. Основной носитель меди на месторождении — халькозин. В незначительных количествах отмечаются борнит, гринокит, сфалерит, галенит, карбонаты редких земель. Рудное тело месторождения во многих местах пересекается жилами, содержащими минералы меди. Жилы существенно сложены кальцитом. В пластах имеет место хорошая корреляция между содержанием металла и органического вещества. Считается, что вся медь в сланцах Нонсач была сконцентрирована до периода деформации этих пород. Генезис месторож-

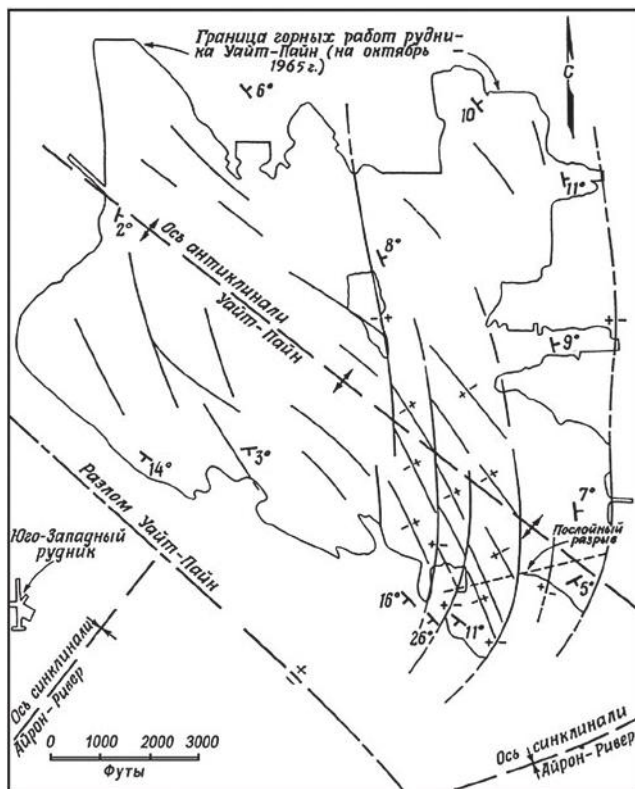


Рис. 105. Структурная схема месторождения Уайт-Пайн (Рудные м-ния США, 1973)

дения считается сингенетическим, эпигенетическим, но сформированным вскоре после осадконакопления.

Месторождение Дулут представлено сравнительно бедными вкрапленными рудами габбро-анортозитового массива Дулут с запасами руд 4 млрд т при содержании в рудах 0,2% никеля и 0,66% меди и запасами никеля 4–11 и меди 12–32 млн т; кобальта 550 тыс., палладия 360, платины 176, золота 92 т. Кроме того, комплекс Дулут включает около 119 млн т титана в титаномагнетитовых и ильменитовых рудах в полосчатом габбро (Генезис рудных м-ний. Т. 2. 1984). Комплекс Дулут обнажается в виде массива правильной формы, протянувшегося примерно на 240 км, тесно ассоциирован с базальтами кивино района оз. Верхнее, имеет возраст 1,12 млрд лет. Вмещающие породы на севере представлены комплексом архейских кислых интрузий и вулканитов, которые к югу несогласно перекрываются толщей железистых кварцитов Бивабик. Эта толща перекрывается черными аргиллитами, граувакками и сланцами сульфидной фации железорудной формации. Минерализация распространена вдоль западной

границы комплекса (рис. 106). В ряде месторождений, в том числе в месторождении Спрус, минерализация представлена пирротинном, халькопиритом, пентландитом и кубанитом, редко вкрапленными в троктолите и норите, на расстоянии 300 м от основания комплекса.

Минерализованные зоны характеризуются многочисленными включениями вмещающих пород, неминерализованных габбро и перидотитов. В пределах горизонтов сульфидов норитов становится больше, а троктолитов меньше, что подтверждает взаимодействие между троктолитами и включениями вмещающей породы. Изотопно-геохимические исследования показывают, что 75% серы было получено из вмещающих пород. Предложена модель, по которой изначальная порция магмы, богатая фенокристаллами оливина и контаминированная сульфидами из вмещающих пород, внедрилась, образовав главную сульфидную зону с дунитами в качестве вмещающих пород. Затем началась дифференциация магмы, давая начало циклическим сериям перидотит-троктолит-анортозитовых разностей, в которых осаждались сульфиды, накапливаясь в основании перидотитовых членов каждой из этих составных частей.

Практически синхронно, но по-иному, в отличие от Гренвилльской, Дамаро-Катангской складчато-надвиговых систем, развивается система Аделаида в Австралии (1,1–0,8 млрд лет) с мощным (12–14 км) осадочным и вулканогенным строением разреза, в котором присутствуют базальные квар-

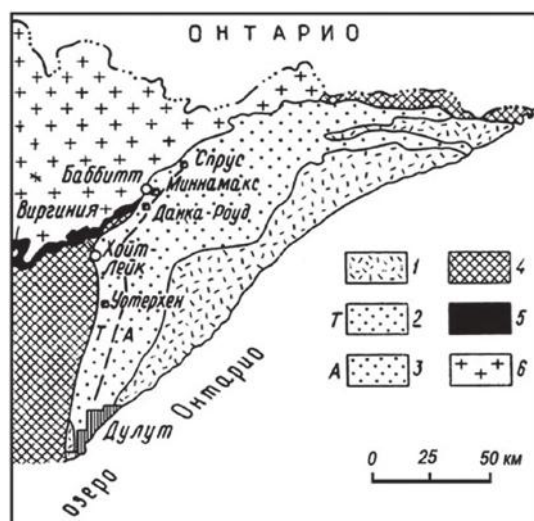


Рис. 106. Геологическое положение комплекса Дулут (Генезис рудных м-ний. Т. 2. 1984)

1–3 – поздний докембрий: 1 – нижний и средний Кивино, вулканы Норт-Шор, 2 – комплекс Дулут, троктолитовые серии (Т), 3 – комплекс Дулут, анортозитовые серии (А); 4, 5 – средний докембрий (4 – формация Виргиния, 5 – железистая формация Бивабик); 6 – ранний докембрий, нерасчлененные породы (граниты, зеленокаменные породы)

циты, карбонатные отложения, эвапориты. Здесь выявлены месторождения меди – вкрапленные, жилы, брекчии (Блинман, Капунда), месторождение барита (Орапаринна) и железа (Бремар, Холовилена). Временной интервал характеризуется «вспышкой» ареального проявления в различных регионах мира субаэральных вулканогенных толщ кислого состава, ассоциированных с ними гранитов, субщелочных гранитов, пегматитов с редкометалльным и редкоземельным оруденением: кибариды Африки – Sn, Ta в пегматитах, сподуменовые пегматиты (Манано, Рутонго); пегматиты Мадагаскара (1,1–0,9 млрд лет) с редкими землями, ураном и торием.

Рифейды Енисейского кряжа (Западная Сибирь, 2000) характеризуются широким распространением углеродистых толщ, с которыми ассоциировано золотое оруденение (Олимпиадинское, Советское) и свинцово-цинковое (Горевское) в карбонатных толщах. Для этой сложно и длительно развивающейся складчато-надвиговой системы характерно ареальное и неоднократное (рифей – фанерозой) проявление гранитового, базитового, щелочного магматизма и связанного с ним разнообразного (титан-магнетитового, олово-вольфрамового, кварц-молибденового и др.) оруденения.

Золоторудное месторождение Советское, находящееся на севере Енисейского кряжа, пространственно тяготеет к протяженной (длина более 300, ширина до 35 км) полосе развития зон рассланцевания и дробления пород. Золотое оруденение локализуется в толще однородных филлитов протерозойского возраста, которая сложно дислоцирована и разбита продольными и поперечными разрывными нарушениями (рис. 107). Рудные тела, имеющие сложную форму, образовались в зонах интенсивного рассланцевания пород северо-западного простирания в трещинах и частично в замках изоклинальных складок. Они выполнены кварцем с незначительным количеством пирита, арсенопирита и пирротина. Золото самородное, крупное, высокопробное. Распределено оно весьма неравномерно и часто встречается совместно с сульфидами свинца и цинка.

На месторождении разведано шесть рудных зон. Три (I–III) находятся в висячем боку Главного нарушения, масштабы их невелики. На верхних горизонтах рудные тела этих зон имеют сложную, часто седловидную форму и обогащены сульфидами и золотом. С увеличением глубины размеры их уменьшаются, упрощается форма, и они постепенно сменяются тонкими прожилками безрудного кварца. Нижняя граница рудных зон – место их сочленения с Главным нарушением. В лежащем боку последнего известны единичные кварцевые жилы и прожилки с рассеянной вкрапленностью пирита. По падению они соединяются с рудными зонами IV–V. Протяженность этих зон на нижних горизонтах уменьшается. Максимальное скопление кварцево-рудного материала в них приходится на среднюю часть. Рудные тела отличаются здесь весьма сложной формой и строением и обогащены золотом. Рудная зона VI является юго-восточным продолжением зон IV–V, но в плане смещена. Рудные тела в ней представлены жилами и жильными свитами.

Изучение структуры месторождения П. С. Берштейном показало, что кварцево-рудные тела контролируются зонами рассланцевания. Участки

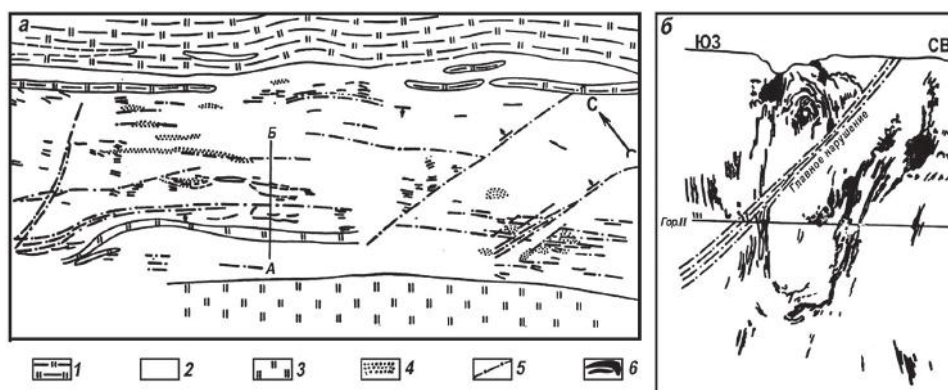


Рис. 107. Геологический план (а) и разрез (б)

Советского золоторудного месторождения (Кривцов, Яковлев, 1991)

1 — филлитовидные сланцы; 2 — филлиты; 3 — глинистые и алевролит-глинистые сланцы; 4 — гидротермально измененные породы; 5 — разрывные нарушения, зоны дробления и смятия пород; 6 — кварцевые жилы и жильные зоны

развития более поздней сульфидной минерализации приурочены к пологим кварцевым телам, особенно часто к местам сочленения их с крутопадающими жильными зонами. Такие участки содержат серии сближенных рудных тел, причем в межжильных пространствах располагаются неправильные по форме рудные столбы.

В терригенно-карбонатной толще (верхний рифей, тунгусская серия) Енисейского кряжа локализовано уникальное стратиформное цинково-свинцовое месторождение Горевское. Участок месторождения сложен верхнерифейской толщей (мощностью 1000–1160 м) ритмично слоистых известняков, содержащих прослой мергелей, которые при процессах регионального метаморфизма были превращены в кварц-серицит-известковистые и кварц-хлорит-известковистые сланцы. Встречаются дайки и штоки оливиновых долеритов (915 млн лет). Отложения интенсивно дислоцированы и разбиты на блоки. Они слагают асимметричную горевскую синклираль северо-западного простирания, которая осложнена более мелкими складками с углами падения крыльев от 55–80° до вертикальных. Восточное крыло синклинали осложнено продольными разломами, сопровождающимися зонами милонитов и тектонитов, а также послойными зонами интенсивного рассланцевания. Наиболее крупные тела представлены уплотненными линзами, залегающими согласно с вмещающими породами, и зонами послойного рассланцевания (рис. 108). На нижних горизонтах рудные тела имеют столбообразную форму. Главные минералы: рудные — галенит, сфалерит и пирротин, нерудные — кварц, сидерит, анкерит, доломит и кальцит; второстепенные — пирит, марказит, магнетит, буланжерит, джемсонит, бурнонит, арсенопирит и халькопирит, а также хлорит, мусковит, биотит, серицит, гроссуляр, тремолит, эпидот, альбит, апатит и турмалин.

В зоне окисления встречаются церуссит, англезит, пироморфит и ковеллин. Текстуры руды полосчатые, пятнистые и брекчиевидные, а также вкрапленные, прожилковые и массивные; главные структуры гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые. Изменения вмещающих пород заключаются в образовании амфибол-гранат-биотитовых скарноидов, доломит-анкеритовых, сидеритовых и кварц-карбонатных пород, а также кварцитов. Среднее количество сульфидов в руде 16–20, сидерита и апатита 32–42, кварца 32–38%. Руды месторождения в основном свинцовые с подчиненным количеством цинка (отношение Pb/Zn в среднем по месторождению 1:0,2). Руда содержит примесь германия, индия и таллия. В рудах имеется серебро, тесно связанное с галенитом, и кадмий, заключенный в сфалерите.

Минералообразование протекало в несколько стадий: пирротиновую, галенит-пирротин-сфалеритовую, галенит-пирротиновую, галенитовую. Зональность проявлена в следующем: в лежачем боку рудных тел развиты пирротин-галенитовые руды ($Pb/Zn = 16:1$), в средней части – сфалерит-

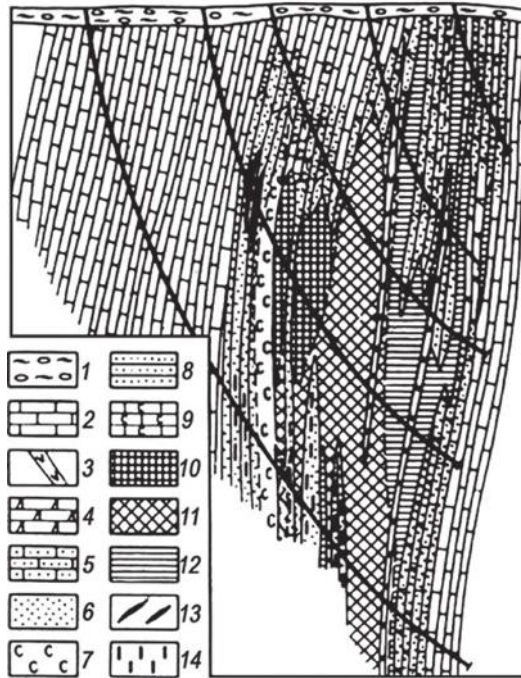


Рис. 108. Схематический геологический разрез Горевского месторождения (Смирнов и др., 1986)

1 – рыхлые отложения; 2 – известняки; 3 – оливиновые диабазы; 4–9 – гидротермально измененные породы: 4 – доломитизированные известняки, 5 – окварцованные известняки, 6 – кварциты, 7 – сидериты, 8 – кварц-карбонатная порода, 9 – сидеритизированные известняки; 10–12 – типы руд: 10 – цинк-свинцовые, 11 – свинцово-цинковые, 12 – свинцовые; 13 – галенит-сфалеритовые прожилки; 14 – пирротиновое оруденение

пирротин-галенитовые ($Pb/Zn = 4,5:1$), висячем боку — галенит-сфалерит-пирротиновые ($Pb/Zn = 0,72:1$); в увеличении содержания свинца, в уменьшении содержания цинка с глубиной. Возраст Горевского месторождения позднекембрийский (870 ± 100 млн лет).

Завершая рассмотрение временного интервала, следует отметить факт «разбегания» геодинамических обстановок — резкое, по сравнению с предыдущими временными интервалами, увеличение их разнообразия, во многом обусловленное их тектоническими (геодинамическими) режимами становления, определяющими в свою очередь разнообразие металлогенических ассоциаций. В этом отношении отчетливо различаются плитные комплексы древних платформ — стабильные преимущественно амагматические условия становления, с одной стороны, а с другой — осадочные бассейны, в конечном счете складчато-надвиговые зоны, особенности тектонического размещения которых различны. Ряд подобных структур размещается в обрамлении щитов (Гренвиллиды Канадского щита), в обрамлении древних платформ (складчато-надвиговая длительно развивающаяся система рифейд Енисейского кряжа) или в виде граничных, межкратонных, межгеоблоковых по Л. И. Красному (1984), складчатых систем — подвижных поясов, таких как Дамаро-Катангский пояс Африки. Даже короткое перечисление рифейских структур подчеркивает их разнообразие, неоднородность: тектоническую и металлогеническую индивидуальность — «несхожесть» в глобальном масштабе.

Принципиально важная особенность рассматриваемого времени — проявленная в глобальном и региональном масштабах дифференцированность тектонических режимов, во многом обусловленная все более нарастающей со временем консолидированностью и соответственно дифференцированностью земной коры и отчасти верхней мантии. Появление рядов таких режимов происходит в условиях, когда относительно стабильные сменяются по латерали режимами, сходными с режимами становления, присущими складчато-надвиговым областям фанерозоя. Сочетание таких режимов во многом может определять и своеобразие (разнообразие) «синхронного» оруденения. Отчасти могут проявляться и режимы, в чем-то схожие с процессами тектоно-магматической активизации (протоактивизации), когда в стабильных частях кратонов (Гренландия, Африка) формируются ассоциации щелочных массивов, гранитных массивов и пегматитов, несущих своеобразную минерализацию (см. выше).

Важным результатом проведенного анализа особенностей развития временного интервала 1,9–0,9 млрд лет является и то, что в нем, как и в предыдущем интервале, процессы осадконакопления в подавляющем количестве рассмотренных примеров происходили в условиях мелководных осадочных бассейнов, а присущие началу этого временного интервала процессы вулканизма происходили в наземных условиях, что еще раз подтверждает раннее высказанное положение о глобальном отсутствии и в этот промежуток времени чего-либо похожего на современные океаны, в связи с этим неправомерность использования и для этого времени базовых положений тектоники плит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ эволюции событий истории Земли от аккреции до кембрия основан на материалах по геологическому строению и металлогении различных типов глобальных тектонических структур Земли — щитов, древних платформ и их складчатого обрамления. Значительная часть докембрийских кристаллических комплексов скрыта под плитными комплексами древних платформ и осадочно-вулканогенными складчато-надвиговыми комплексами подвижных областей фанерозоя. Данный факт несколько ограничивает обоснованность приводимых далее выводов, следующих из проведенного анализа. С учетом того, что анализируемые геологические и металлогенические события в рассматриваемом интервале времени 4,4–0,9 млрд лет носили глобальный характер, можно предположить, что сведения, полученные на материалах по сравнительно ограниченным площадям перечисленных выше структур все-таки могут являться представительными для оценки эволюции событий ранней Земли в глобальном масштабе.

Оценивая в целом эволюцию геологических и металлогенических событий в ранней истории Земли, можно отметить значимые их особенности:

— события распространены неравномерно как в геологическом пространстве, так и во времени: сходные (но не аналогичные) по ряду особенностей состава, строения и времени становления зеленокаменные прогибы и осадочные бассейны могут являться или «эндемиками», как древнейший осадочный бассейн Исуа, или, будучи близко одновременными, располагаться в разных участках Земли Атабаска и Мак Артур и т. д.;

— в ранней истории развития Земли происходит направленная эволюция геологических и металлогенических процессов, сущность которой заключается в том, что каждое из совокупно развивающихся геологических и металлогенических событий последующей стадии наследует во многом особенности событий предыдущей стадии;

— в такой трактовке на первый план выходит значимость не только временного интервала события (событий), сколько геологическое и металлогеническое содержание происходящих событий, которое является «знаком», определяющим структурно-вещественную, а не временную (датировочную) характеристику данного события (событий);

— достаточно определенно выявляется эволюционная направленность событийного развития Земли, соответственно так же выявляется ограниченность использования принципа актуализма и особенно униформизма для теоретических — общегеологических и практических — металлогени-

ческих (прогнозно-металлогенических) построений при анализе событий в истории Земли;

— в докембрии — архее и протерозое — во многом были заложены (сформированы) геологические и металлогенические особенности разных участков Земли, которые в дальнейшем могли определять совокупную геолого-металлогеническую специфику их последокембрийского — фанерозойского развития;

— еще в ранней истории Земли могла быть заложена унаследованная в последующем геолого-металлогеническая делимость — неоднородность различных участков поверхности Земли;

— уже на ранних стадиях развития Земли была проявлена определенная специализация как в «стиле» геологического развития, так и в металлогенической продуктивности различных участков литосферы Земли, сущность которой могла заключаться в том, что потенциально металлогенически продуктивными являлись те участки, где на поверхность Земли в различных масштабах были выведены базальт-коматиитовые ассоциации, обогащенные многими элементами — потенциально рудообразующими;

— преобразования субстрата зеленокаменных прогибов способны привести содержащиеся в нем элементы в миграционно способное состояние, а создание разнотипных градиентных систем в этом субстрате могло обусловить перемещение, миграцию, концентрацию и локализацию различных, в том числе и рудообразующих, элементов в таких системах;

— в отношении металлогенической продуктивности событий, происходивших еще на ранней стадии развития Земли, разделились металлогенические «судьбы» потенциально металлогенически малопродуктивной мафической (мафическо-салической) гранулитовой протокоры и потенциально продуктивных зеленокаменных областей, наиболее экстенсивно развивавшихся в ранней истории Земли;

— с учетом того, что эти различные по металлогенической продуктивности и вмещающие сформированные в раннем докембрии месторождения оказались впоследствии, начиная с позднего протерозоя, погруженными в фундамент платформ и подвижных областей, они могли в процессе реювенации (по Д. В. Рундквисту) во многом определять как металлогеническую продуктивность фанерозойских рудообразующих процессов, так и возможность формирования крупных и суперкрупных месторождений, используя ресурсы ранее сформированных рудных концентраций;

— моногенность и относительная «монометалльность» наиболее ранних в истории Земли месторождений, ассоциированных с гранит-зеленокаменными областями и осадочными бассейнами (Исуа Гренландии, Хамерсли Австралии, Барбертон Южной Африки);

— последовательное появление и все более широкое распространение осадочных супракрустальных бассейнов вначале в связи, а позднее вне связи с гранит-зеленокаменными областями характеризуются полигенностью, полихронностью и полиметалльностью месторождений, ассоциированных с этими бассейнами (Витватерсранд Южной Африки, Атабаска Канады, Мак Артур Австралии);

— в последующем после временного рубежа 2,5 млрд лет и широкого распространения гранитного, щелочного магматизма, складчатости, зонального метаморфизма все более обычным становятся полигенность и полихронность месторождений в осадочных бассейнах, преобразованных в складчато-надвиговые области, в которых все более широкое распространение получают месторождения литофильных элементов, ассоциированных с изверженными породами кислого и щелочного состава;

— представляется достаточно определенной направленность эволюции геологических и металлогенических событий во временном интервале 3,6–0,9 млрд лет, которая сопровождается определенными «переломными» моментами в режимах формирования супракристалльных бассейнов, проявлении эндогенных процессов магматизма, метаморфизма (полиметаморфизма) и металлогении.

Определенный интерес в плане понятий «эволюции» и «историзма» представляют уже упоминавшиеся переломные моменты, проявленные на фоне направленной эволюции геологии и металлогении ранней истории Земли. Рассматривая древнейшие ассоциации кристаллических пород эндербит-чарнокитовых или гиперстен-гранулитовых (базит-гранулитовых) и полярные им по петрохимическим характеристикам ассоциации «серых гнейсов» — тоналит-трондьемит-гнейсовых, можно подчеркнуть их повсеместное — панглобальное (в пределах континентов) распространение и наряду с этим последовательное вовлечение в более поздние процессы ремобилизации — полиметаморфизма, совпадающие с определенными во времени эпохами эндогенной активности. Не везде и не повсеместно радиологическими датировками фиксируются эти эпохи, что может означать существование в различных регионах периодов «стагнации», а в других регионах в это же время активное проявление эндогенных процессов и преобразование древнейших комплексов. Все это указывает на то, что в ранней истории Земли могла существовать неравномерность в геологическом пространстве процессов образования и преобразования древнейшего субстрата, во многом определившая неоднородность, латеральную и вертикальную, состава и строения этих полнокристаллических комплексов. Один из возможных способов происхождения первичной коры (протокры) рассматривается в этой работе как продукт термохимического высокотемпературного и высокотемпературного взаимодействия панглобального базальтового океана, непосредственно соприкасающегося в высокотемпературных и высокотемпературных условиях с первичной газовой оболочкой Земли, и формирование в процессе такого взаимодействия совокупно формирующихся панглобальной мафической протокры и все более окисленной протоатмосферы. Именно такой все более усиливающийся эффект взаимодействия может определять появление и в дальнейшем становление водонасыщенной окисленной атмосферы, отделяющейся и одновременно отдаляющейся от непосредственного соприкосновения и взаимодействия с протокорой. Этот процесс осложняется импактным воздействием на формирующуюся протокуру, итогом которого может быть сегрегация из мафической протокры тоналит-

трондьемитовых комплексов и в целом верхней гранитно-метаморфической коры.

Автором [Блюман, 2005, 2007] рассматривались гипотетические модели формирования и преобразований протокры с участием импактных процессов на стадии поздней аккреции в результате импактного взаимодействия крупных метеоритных тел (планетезималей) с базальтовым магматическим океаном и с мафической протокорой. Процесс, экспериментально воспроизведенный в гипербарических условиях [Rapp et al., 1991], приводит к разделению мафического субстрата на «легкий» материал тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава и гранулит-эклогитовый «тяжелый» рестит. Импактное взаимодействие планетезималей с протокорой возможно не было повсеместным и вследствие этого можно предположить, что на поверхности Земли могли сохраниться участки, не подвергшиеся импактному преобразованию — участки, в пределах которых сочетаются мафическая протокора и деплетированная протомантия. Такое сочетание присутствует в пределах Мирового океана в срединно-океанических хребтах, где совмещены кристаллические мафиты третьего слоя коры океанов, не имеющие аналогов в древнейших комплексах континентов, и деплетированная, судя по изотопным характеристикам базальтов, мантия. В обоих случаях и для мафитов, и для мантийных перидотитов получены раннедокембрийские датировки. Все это позволяет предполагать, что в пределах отдельных частей Мирового океана могли сохраниться фрагменты древнейшей мафической протокры и деплетированной протомантии. В силу неизвестных обстоятельств первичная кора, ныне сохранившаяся в срединно-океанических хребтах океанов, в отличие от других океанических структур — океанических островов, глубоководных плато, асейсмичных хребтов, островных дуг, — осталась неизменной, в то время как первичная кора континентов неоднократно подвергалась в разное время и с различной интенсивностью процессам преобразования — полиметаморфизма, фиксируя тем самым в этих местах проявления эндогенной активности.

Формирование первых и последующих супракрустальных прогибов, ассоциированных с формированием зеленокаменных прогибов (в последствии гранит-зеленокаменных областей), сосредоточено в различных участках Земли крайне неравномерно и в пространстве, и во времени в течение 3,4–2,6 млрд лет. В интервале 2,8–2,6 млрд лет впервые ареально и также ограничено по месту появляются граниты и ассоциированное с ними оруденение. 2,5 млрд лет — время, когда преимущественно не формировались зеленокаменные прогибы, а широкое распространение получили осадочные бассейны с присущей им металлогенией. Далее во временном интервале 2,3–1,8 млрд лет вновь в значительно меньшей мере продолжают формироваться зеленокаменные прогибы и отмечается также знаменательный «всплеск» проявления калиевых гранитов, щелочных пород. Во временном интервале 1,7–1,6 млрд лет практически не появляются зеленокаменные прогибы, а ранее сформированные прогибы и гранит-зеленокаменные области подвергаются наложенным преобразованиям. Одновременно получают широкое распространение разнообразные осадочные бассейны, в

пространственной связи с которыми проявлен дифференцированный интрузивный магматизм и формирование наземных также дифференцированных вулканоплутонических ассоциаций. И наконец, для докембрия также знаменателен временной интервал 1,1–0,9 млрд лет — время формирования чехла древних платформ значительных по площади и дифференцированных по тектоническому режиму становления осадочных бассейнов, которые впоследствии превращаются в складчато-надвиговые подвижные пояса, — гренвиллид, кибарид, рифейд, представляющих собой в конечном счете складчато-надвиговые системы — предшественники таких, получающих преобладающее распространение в фанерозое. Синхронно с осадочными бассейнами, становление которых происходит в тектонически нестабильных условиях, формируются в стабильных условиях плитные комплексы древних платформ, а также слагают основание длительно развивающихся приплатформенных прогибов или формируются в межкратонных прогибах (Дамаро-Катангский). Условия становления этих структур определяют во многом разнообразие размещенной в них металлогении. Именно начиная с рифея (позднего докембрия) происходит последовательное нарастающее со временем погружение раннедокембрийских ассоциаций (базит-гранулитовых, ТТГ, ГЗО и протоплатформенных прогибов вместе с размещенным в них оруденением) под «покров» осадочных и осадочно-вулканогенных толщ рифея и впоследствии фанерозоя. По-разному складывается «судьба» погруженного древнейшего основания и размещенных в нем месторождений. Они могут оставаться относительно ненарушенными в основании древних платформ и не вовлекаться в преобразования, связанные во времени с формированием осадочного чехла. По-иному продолжается «жизнь» кристаллического основания и содержащихся в нем месторождений, располагающихся в основании осадочных бассейнов позднего докембрия и фанерозоя в процессе их превращения последовательно в складчато-надвиговые системы. Проявления в этих системах на разных стадиях их развития процессов магматизма, регионального метаморфизма, вулканизма зарождаются в кристаллическом раннедокембрийском основании, частично или полностью его преобразуя. Этим преобразованиям подвергается не только субстрат основания, но и ранее сформированные в нем рудные месторождения, вовлекая рудное вещество месторождений в процессы реювенации [Рундквист, 1993]. Основные характеристики этого процесса Д. В. Рундквист характеризует следующим образом: «Слово «реювенация» (rejuvenation — омоложение) ранее в учении о месторождениях полезных ископаемых использовалось для обозначения нарушений в нормальной последовательности формирования гидротермальных месторождений, возобновления более ранних высокотемпературных стадий развития. В настоящее время в металлогении это понятие приобретает более широкий геологический смысл, обозначая региональные процессы омоложения коры — проявления новых процессов магматизма и метаморфизма, рудообразования в регионах с ранее сформированной континентальной корой. Преобразование континентальной коры сопровождается процессами складчатости, пластичного течения на

глубоких горизонтах и трещинообразования в верхнем структурном этаже. Применительно к рудообразованию представляется необходимым в свете новых геологических и изотопно-геохимических данных также расширить понятие «реювенация». В понимании автора процессы реювенации сопряжены с преобразованием коры и заключаются в регенерации руд ранее созданных месторождений и в возникновении новых генетических типов либо путем ремобилизации — выщелачивания рудных элементов из подстилающих и вмещающих пород и их переотложения и концентрации, либо в результате привноса новых мантийных элементов (Ni, Co, Cu, Pt, Au и др.).

Подтверждением правомерности выделения процессов реювенации и их роли в полиметаморфическом преобразовании раннедокембрийской коры является совсем недавно опубликованная статья Е. А. Белоусовой, А. Рейда, В. Гриффина и С. О. Рейли (2010) «Реювенация или рециклинг архейской коры в кратоне Гоулер, южная Австралия: данные уран-свинцовой и гафниевой изотопии детритовых цирконов». Авторы выделяют, по данным представительных изотопных исследований, последовательные стадии преобразования раннедокембрийской коры (млрд лет): 2,54–2,45; 2,020; 1,853; 1,743; 1,600 и 1,169. Эти данные интерпретируются как свидетельства неоднократного вовлечения архейского основания в эндогенные протерозойские события и того, что эти события доминировали в процессе протерозойской переработки (реювенации) глубинных архейских «источников» (sources). Роль процесса реювенации в образовании или преобразовании месторождений может быть достаточно велика, в том случае если новообразованное месторождение располагается «на одной оси» — совместно с ранее сформированным месторождением в докембрийском основании. Не случайно упомянутая работа охватила исследованиями и район месторождения Олимпик Дэм. Характерно, что результаты изотопного датирования показывают, что после 1,8 млрд лет эволюция щита Гоулер отличается, по данным этих авторов, от близрасположенных блоков Маунт-Айза и Брокен Хилл во временном интервале 1,8–1,55 млрд лет, что еще раз подчеркивает латеральную неоднородность тектонических и металлогенических событий в одном регионе. В связи с процессами реювенации может получить иное толкование положение о закономерностях размещения и концентрации рудных месторождений. Можно предположить, что эти закономерности определяются не только тектоническими особенностями системы, в которой происходит формирование месторождения, но и зависят от наличия в основании этой системы ранее сформированного раннедокембрийского оруденения. Соответственно местоположение «нового», реювенированного [Рундквист, 1993] месторождения может зависеть от местоположения «под ним» в раннедокембрийском основании ранее сформированных месторождений. В связи с этим по-иному может рассматриваться и проблема появления и размещения крупных и сверхкрупных месторождений, обычно полигенных и полихронных. Их формирование и размещение также может быть связано с вовлечением в рудный процесс уже сконцентрированного в раннем докембрии рудного вещества, располагающегося в основании рифейской или фанерозойской подвижной области. Необходи-

мо учитывать, что в основании рудообразующей фанерозойской системы могут располагаться разнотипные структуры раннего докембрия с присущей им металлогенией: гранулит-базитовые и ТТГ ассоциации, разновозрастные гранит-зеленокаменные области, протоплатформенные осадочные бассейны. Соответственно закономерности размещения месторождений в раннедокембрийском основании приобретают новое принципиально важное значение для выявления закономерностей размещения месторождений в фанерозойских подвижных областях, как и закономерности появления и локализации в них крупных и сверхкрупных месторождений, с учетом возможного вклада в их образование рудного вещества, сформированного в раннем докембрии.

Направленность развития глобальной металлогении в пространстве и во времени на примере крупных и сверхкрупных месторождений (КСКМ) рассмотрена Д. В. Рундквистом и его коллегами в монографии «Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых» (2006). Отмечено, что общее количество месторождений в палеопротерозое в два раза меньше, чем в палеозое, в 2,1 раза меньше, чем в мезозое, и в 2,6 раза меньше, чем в кайнозое. При этом продолжительность палеопротерозоя превышает эти эры в 3,1; 4,9 и 13,7 раз соответственно и отчетливо отражает нарастание рудогенной активности в геологической истории.

Проблема направленного и необратимого развития металлогении во времени прямо соответствует одному из базовых положений синергетики о «стреле времени», направленности, неравновесности и необратимости процесса всякого развития, в том числе и развития процессов рудообразования. В связи с этим уместно применительно к металлогении отказаться от униформистских и детерминистских представлений о сходстве обстановок рудообразования в докембрии и после него. Кажется очевидной неприменимость для металлогенических построений в докембрии и фанерозое «напрямую» геодинамических обстановок современных океанов еще хотя бы и потому, что «в то время как существующая океаническая кора, за исключением ее небольших фрагментов, хранит записи о событиях давностью не более 200 млн лет, континентальная кора является хранилищем следов геологических событий более древних эпох. Следовательно, свидетельства о ранних геологических событиях могут быть найдены только в континентальной коре» (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Рассмотрение пространственно-временных особенностей тектоники и металлогении раннего докембрия (дорифея) позволяет в первую очередь подтвердить положение о направленности и необратимости развития этих процессов во временном интервале от 3,8 до 1,1–0,9 млрд лет. Другим не менее важным следствием, вытекающим из проанализированного материала, является то, что и тектоника, и рудообразование в рассматриваемом временном интервале характеризуются своеобразием их проявления во времени и пространстве. Иначе говоря, в одном и том же временном интервале в разных местах могут быть проявлены разные тектонические и металлогенические события. К тому же выявляются периоды тектонической и металлогенической «стагнации», сменяющиеся периодами глобальной или региональной тектони-

ческой и металлогенической активности. В целом такая активность направленно возрастает во времени и становится все более распространенной в пространстве. Со временем становится все более выраженной полигенность и полихронность формирования оруденения, возрастает его разнообразие и все более значимую роль приобретают процессы реювенации ранее сформированного оруденения.

Одновременно из всего сказанного вытекает положение о неправомерности униформистских построений в металлогении и использовании в металлогенических построениях (металлогеническом анализе) геодинамических обстановок, присущих геодинамическим обстановкам современных океанов. Необходимо ввести в более широкий оборот положение о роли процессов реювенации раннедокембрийского оруденения в процессе формирования после раннедокембрийских и фанерозойских структур, в основании которых размещены не только ниже-, верхнекоровые комплексы консолидированной коры, но и содержащееся в них оруденение.

Оценивая в целом специфику геологических и металлогенических событий в ранней истории Земли, можно отметить их значимые особенности:

— металлогеническая «непродуктивность» древнейших тоналит-трондemit-гнейсовых и «комплементарных» им гранулит-базитовых (эндербит-чарнокитовых) комплексов, с одной стороны, а с другой — наоборот, ярковыраженная устойчивая продуктивность супракрустальных и зеленокаменных прогибов, становление которых происходит в условиях активного тепло- и массообмена между основанием и формирующимся осадочным бассейном;

— относительно высокотемпературные условия проявления син- и постседиментационных преобразований вещества супракрустальных бассейнов способствуют поддержанию вещества пород и поровых растворов в геохимически возбужденном состоянии, что может определять и повышенную его миграционную способность — способность к мобилизации, миграции и локализации на границах различных литологических и геохимически неравновесных сред в условиях относительной тектонической мобильности основания и чехла супракрустальных прогибов;

— последовательное со временем появление и все более широкое распространение осадочных бассейнов, вне связи с зеленокаменными прогибами;

— в последующем, после временного рубежа 2,5 млрд лет и широкого распространения гранитного магматизма, складчатости, зонального метаморфизма все более обычным становится полигенность и полихронность месторождений в осадочных бассейнах и все более широкое распространение получают месторождения литофильных элементов, ассоциированных с изверженными породами, кислого и щелочного состава;

— в последующие этапы и в позднем докембрии и, возможно, в фанерозое вовлечение ранее сформированных в раннем докембрии месторождений в процессы реювенации, по Д. В. Рундквисту [1993], и формирование полигенного и полихронного перераспределения и концентрации — формирования «переотложенных» руд, сохраняющих специфику раннего оруденения;

— в свете рассмотренных материалов представляется достаточно оправданным положение о направленной эволюции (см. во введении текст выступления Б. С. Соколова) в составе и строении, а также металлогении супракрустальных прогибов во временном интервале 3,6–1,1 млрд лет, которая сопровождается определенными «переломными» моментами в режимах тектогенеза, проявлении эндогенных процессов магматизма, метаморфизма (полиметаморфизма) и металлогении.

Вполне определенный интерес в плане «историзма» докембрия представляют уже упоминавшиеся переломные моменты, проявленные на фоне направленной эволюции состава и строения супракрустальных осадочных и вулканогенно-осадочных — зеленокаменных прогибов и их металлогении. Не везде и не повсеместно фиксируются эти, в том числе и близкоодновременные, прогибы, но отчетливо проявляется тенденция к увеличению их количества во времени и одновременное уменьшение количества и разнообразия зеленокаменных прогибов.

Время 2,5 млрд лет — знаковый переломный момент в ранней истории Земли, когда отчетливо уменьшается количество и распространение зеленокаменных прогибов на фоне возрастающего числа и разнообразия осадочных бассейнов, разнообразия и значительных масштабов формирования эндогенных кристаллических — магматических и метаморфических комплексов и широкого распространения гранитов калиевого ряда. И наконец, для докембрия также знаменателен временной рубеж 1,1 млрд лет — время формирования крупных и дифференцированных в тектоническом отношении осадочных и вулканогенно-осадочных бассейнов, впоследствии превращенных в складчато-надвиговые пояса. Синхронно в неопротерозое формируются обширные бассейны, слабо дифференцированные в тектоническом отношении и формирующие плитные комплексы древних платформ, а также слагают основание длительно развивающихся приплатформенных прогибов или формируются в межкратонных прогибах (Дамаро-Катангский). Условия становления этих структур определяют во многом разнообразие размещенной в них металлогении. Именно начиная с неопротерозоя происходит последовательное нарастающее со временем погружение раннедокембрийских комплексов (вместе с размещенным в них оруденением) под «покров» осадочных и осадочно-вулканогенных толщ рифея и впоследствии фанерозоя. По-разному складывается «судьба» погруженного древнейшего основания и размещенных в нем месторождений. Они могут оставаться относительно ненарушенными в основании древних платформ и не вовлекаться в преобразования, связанные во времени с формированием осадочного чехла. По-иному продолжается «жизнь» кристаллического основания и содержащихся в нем месторождений, располагающихся в основании осадочных бассейнов позднего докембрия и фанерозоя в процессе их превращения последовательно в складчато-надвиговые системы.

В заключение автор считает возможным поделиться с коллегами рядом положений, вытекающих из проведенного анализа геологических и металлогенических событий ранней истории Земли. Эти положения касаются трех вопросов: времени, гидросферы, тектонической терминологии.

Время. Работа с отечественными и зарубежными публикациями по затронутому вопросу геологического и металлогенического развития раннего докембрия показала, что в подавляющем большинстве случаев значительное внимание в исследованиях последних десятилетий у нас, и за рубежом уделяется вопросам датирования геологических образований. Основное внимание, особенно в работах, опубликованных в последние десятилетия (нередко в ущерб другим геологическим и металлогеническим структурно-вещественным характеристикам), уделяется датированию проявления определенного процесса. Широко используется определение радиологического возраста по циркону, хотя в большинстве случаев известна полихронность формирования, образования и преобразования циркона в эндогенных кристаллических и осадочных породах, и в большинстве случаев такое датирование рассматривается традиционно как «абсолютный возраст». Несмотря на то, что этот термин из прошлого столетия, он снова приобретает роль арбитра при решении конкретных геологических и металлогенических вопросов, а так же вопросов расчленения и корреляции (внутрирегиональной, межрегиональной и глобальной) геологических и металлогенических событий. Относительно возможности использования данных радиологического датирования для их сопоставления в различных местах можно заметить, что вполне определенные геологические и металлогенические события происходят по-разному и в различных время и местах. Корреляция таких комплексов в первую очередь может основываться не на их датировании разными методами, а на основе анализа вполне конкретных геологических и совокупных им металлогенических событий — структурно-вещественных особенностей состава и строения сопоставляемых событий, и только после этого может в качестве корректирующего признака использоваться радиологическое датирование. Целесообразность такого положения определяется в том числе и хорошо известному геологам, в особенности геологам-съемщикам, признаку, что в одно и то же время в разных местах могут происходить несхожие события и процесс, и корреляция с использованием только радиологических датировок может привести к некорректным общегеологическим и общеметаллогеническим результатам. Возведение радиологических датировок в «абсолют» может приводить к неверным выводам в общегеологическом и металлогеническом отношениях. В методическом отношении сегодня действует принцип сначала датировка, а остальное потом, при том что такой подход во многих случаях и экономически нецелесообразен в отличие от другого подхода: сначала завершение геологических и металлогенических построений, а датирование потом (утром деньги, вечером стулья).

Широкое распространение такого методически некорректного подхода объясняется, по мнению автора, доступностью современных методов датирования и приданием этим методам свойства «волшебного кристалла», в котором все видится «розовым» и правильным. В процессе составления Государственных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 такой кажущийся легким, доступным прецизионным подход нередко используется в ущерб собственно геологическим и металлогеническим данным.

В целом можно предположить, что в геологии и металлогении не заслуженно придается исключительное значение времени (возрасту). Конкретный пример из рассмотрения времени заложения сходного типа супракрустальных прогибов в ранней истории Земли. Оказывается, что статистически установленные временные границы перекрываются в том отношении, что на последующей стадии происходит в разных участках Земли заложение прогибов, обладающих свойствами, унаследованными от прогибов, развивающихся на предыдущей стадии, а иногда и вовсе не происходит. И в этом случае важной становится не датированная возрастная граница а проявление прогибов — впадин определенного типа (вначале «эндемик» Исуа, затем последующие прогибы типа Витватерсранда, Хамерсли, а затем и прогибов Атабаска, Мак Артур, Онежского и т. д.). Каждый из них обладает локальными, свойственными только ему общегеологическими и металлогеническими характеристиками. И вот здесь важно задуматься еще раз над тем, что же важнее — датировки или существо формирующихся прогибов впадин, распределенных неравномерно в глобальном смысле и обладающих несходством металлогении. Неодолимое желание определиться во времени (этого не избежал и автор работы) происходит во многом в ущерб необходимости определиться в геологическом пространстве. Это замечание относится в первую очередь к эндогенным кристаллическим образованиям и в значительной мере не может быть отнесено к фанерозойскому палеонтологическому датированию. Метод палеонтологического датирования традиционно в первую очередь привязан к геологическому пространству — в стратиграфическом разрезе с учетом принципа Стенона и к геологической структуре вплоть до деталей отбора образцов для определения геологического, а не радиологического, как в первом случае, возраста.

Возможно, кому-то может показаться, что эти оценки и методические подходы излишне предвзяты, но именно анализ геологического и металлогенического развития различных стадий Земли и присущему этим стадиям направленному видоизменению геологии и металлогении определенных структур показал первостатейную важность не столько оценки их возраста, сколько характерных их геологических особенностей, направленно эволюционирующих в ходе геологического и металлогенического развития на начальных и ранних стадиях развития Земли, еще раз подчеркивая значение таких геологических методов, как историческая геология и историческая металлогения.

Гидросфера. Анализ состава, строения и закономерностей размещения в пространстве и времени супракрустальных прогибов и соответствующих им структурно-вещественных комплексов показывает следующее. До формирования древнейшего супракрустального комплекса Исуа (3,6 млрд лет — времени появления первого в истории земли осадочного бассейна) в течение предыдущих стадий после завершения поздней аккреции могло происходить активное термохимическое взаимодействие вещества базальтового океана и протоатмосферы в высокотемпературных и высокобарических условиях. Продуктом такого взаимодействия, в котором участвовали вначале базальтовый магматический океан и протоатмосфера,

могло быть формирование мафической протокоры и начальные преобразования протоатмосферы. Впоследствии таким же образом могли формироваться и комплексы амфиболитовой фации, когда-то представлявшие собой своеобразные протосупракрустальные образования. Вполне могло быть и то, что именно эти исключительно высокотемпературные и высокобарические условия термохимического взаимодействия вначале магматического базальтового океана, а затем и мафической протокоры с протоатмосферой создали условия формирования комплексов, которые привычно называют метаморфическими. Можно предположить, что комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций по существу «первичные» и не образованы в результате метаморфизма, осадочного, интрузивного или эффузивного субстрата. В это время (4,5–4,4 и отчасти 4,4–3,6 млрд лет) в особенности в начальные стадии мафическая протоко́ра могла возникнуть в результате преобразования — кристаллизации базальтового океана. На заключительных стадиях аккреции новообразованная высокотемпературная и высокобарическая протоатмосфера начинает взаимодействовать (условно этот процесс можно назвать термохимическим) с веществом протокоры и формировать гранулитовые комплексы условно двух типов — с полным и сокращенным разрезами. Продуктами такого взаимодействия могут являться, с одной стороны, дифференцированные гранулитовые комплексы, в разрезе которых присутствуют кварциты и карбонатные породы, а с другой — протоатмосфера в этом взаимодействии теряет избыток восстановленных газов (типа углекислого, метана и др.) и относительно «остывает», приобретая все более окисленный и насыщенный парами воды характер. Процесс предполагаемого взаимодействия протокоры и протоатмосферы может быть (естественно, с существенными ограничениями) сопоставлен с процессом раннепротерозойского выветривания (басейны Атабаска, Мак Артур) или же с процессами фанерозойского и современного выветривания. По существу значимых различий между ними (подчеркиваю — по существу), наверное, нет. Но какова же судьба земной гидросферы в процессе такого взаимодействия? Трудно предположить, что на ранних стадиях развития Земли в условиях «горячей» температуры — несколько сотен градусов Цельсия и первых сотен бар давления на поверхности протокоры и соприкасающейся с ней протоатмосферы могли существовать какие-либо условия конденсации водных паров, тем более, что такое взаимодействие происходило в том числе и во время ТЛБ (3,9 млрд лет) в условиях практически непрерывной бомбардировки поверхности планеты крупными планетезималями, которые вскрывали более горячие и глубинные части протокоры, не давая возможности ей непрерывно охлаждаться. Можно предполагать (см. выше), что образование первого в геологической истории и наиболее древнего бассейна (Исуа — 3,6 млрд лет) происходило не без участия импактного процесса, свидетельством чего являются форма бассейна и ряд его геохимических и биохимических особенностей (см. выше). Возможно, в связи с импактным процессом здесь, как и в дальнейшем, были выброшены (условно) на земную поверхность в основании палеобассейна тяжелые, плотные ультрамафические расплавы, причем

этот процесс происходил в условиях сосуществования высокотемпературных и соответственно исключительно пластичных протокоры и протомантии. Здесь, как в более поздних прогибах, формировались существенно хемогенные осадки, в том числе и полосчатые железистые кварциты.

Каким же образом здесь смогла сформироваться первая очень локальная в планетарном масштабе гидросфера первого супракрустального бассейна? Модель ее образования может быть следующей. Гигантский огненный шар импактных выбросов на стадии формирования кратера, захвативший вещество протоатмосферы, мог подняться выше ее верхней границы, где конденсировался и вместе с веществом дезинтегрированной протокоры и ударинка — вещества планетезимали обрушился в виде гигантского столба вещества, основным компонентом которого является конденсировавшаяся охлажденная вода, выше верхней границы протоатмосферы обрушился и заполнил сформированную впадину импактного кратера. Масса такой «протогидросферы» могла быть велика и, естественно, не поддается количественной оценке. Но такой или несколько видоизмененный сценарий повторяется в более поздних прогибах осадочных бассейнах Барбертон и Хамерсли, где в бассейновых осадках присутствуют сферулы импактного происхождения (см. выше), а в составе отложений, заполняющих бассейн, преобладающе распространены, как и раньше, существенно хемогенные отложения, а крупно- и грубообломочные фации лишь по периферии бассейнов. И так же по периферии распространены аллювиальные отложения (Атабаска, Витватерсранд, Удокан) — следы водных потоков — «рек», которые сливались в палеобассейн, возможно, в силу того, что площадь выпадения гидросферы из атмосферы могла быть значительно большей, чем собственно площадь образованного бассейна. Подобные русла аллювиальных отложений формируются и по периферии более позднего бассейна Атабаска, питающие собственно и его, и сопредельные изолированные от него другие бассейны этого региона (Телон и др.). Пожалуй, самое примечательное и в геодинамическом отношении наиболее важное то, что в промежутке времени 3,6–1,7 млрд лет на поверхности планеты существовали лишь изолированные бассейны, состав, строение и металлогения различались так же, как и различались время заложения этих бассейнов и их металлогения, которая во многом определялась составом и строением, геохимическими особенностями их фундамента. Пример — Атабаска с углеродистыми потенциально ураноносными гнейсами в фундаменте или Витватерсранд, в основании которого зеленокаменные толщи, по существу представленные обогащенной недеплетированной мантией. В случае бассейна Атабаска промежуточным коллектором многих, в том числе и рудных, элементов могли быть и коры выветривания, расположенные в основании прогиба и «снесенные» руслами в его же основание.

Итогом всего этого может быть положение о том, что в ранней истории Земли во временном интервале 3,6–0,9 млрд лет на поверхности планеты не существовало океана, который может появиться лишь много миллионов лет спустя. Из этого следует и другой вывод: базовые положения тектоники плит не могли быть реализованы применительно к ранней истории развития Земли.

Тектоническая терминология используется для определения структур различной морфологии и происхождения совместно с их структурно-вещественными характеристиками. Разнообразие таких терминов особенно в отечественной геологической литературе чрезвычайно велико. Автор столкнулся с этим в процессе анализа состава и строения докембрийских супракрустальных комплексов во временном интервале 3,6–0,9 млрд лет. Применительно к такого рода структурам — структурно-вещественным комплексам и в отечественных, и в зарубежных (в последней в значительно меньшей мере) публикациях используются такие термины, как прогибы, бассейны, мульды, протоплатформенные прогибы, рифтогенные прогибы, интракратонные впадины, впадины, бассейны. В каждом отдельном случае особо выделяются или структурно-морфологические признаки или чаще всего морфологические признаки с дополнением в ряде случаев тектонических, геодинамических условий становления перечисленных структур, и таким образом возникает множество их видов (разновидностей, т. к. в определение включаются два изменчивых признака — морфологический (прогиб, мульда и пр.) и генетический — рифтогенный и пр.). Сочетание двух признаков, естественно, делает такую классификацию очень разнообразной. В отечественной литературе именно геодинамической природе в наименовании таких структур уделяется особое внимание. Разнообразие терминологии, особенно касающееся зарубежных работ и преимущественно металлогенических, относительно невелико, и, пожалуй, наиболее часто используется термин «интракратонные прогибы», мало на что претендующий, кроме указания места формирования таких прогибов. При этом в таких и ранних работах отечественных геологов значительное внимание уделяется рассмотрению палеофациальных условий становления впадин и в первую очередь характеристике тех их особенностей, которые влияют на закономерности размещения оруденения, ассоциированного с интракратонными впадинами. В современных отечественных работах может быть в силу традиционного подхода с позиций тектоники плит, а может быть и из-за объективных причин и субъективных предпочтений не всегда удается получить сведения о времени заложения и палеофациальных условиях заложения таких прогибов (впадин). То же касается и деталей характеристики базальных горизонтов этих структур, их вещественного состава и геохимических особенностей. Нередко (Онежская, структура, Удоканский прогиб) отмечается лишь, без детального описания, присутствие кор выветривания в основании разреза без их основательной литологической характеристики. Перечень таких разночтений можно было бы и продолжить, но здесь важно подчеркнуть их присутствие в принципе и необходимость более корректного подхода к всесторонней структурно-вещественной характеристике и тогда, скорее всего, менее разнообразна стала бы терминология, используемая для определения этих структур.

Конечно, применительно к проблеме тектонической терминологии вопрос стоит гораздо шире и относится не только к категории рассмотренных в работе прогибов (впадин). На взгляд автора, усовершенствование терминологии возможно по пути освобождения ее от нагрузки интерпрета-

ционной, т. е. дополнения к определению структуры тектонического (геодинамического) режима ее формирования, тем более, что в большинстве тектонических структур важны не только режимы ее образования, но и преобразования, которые при таком подходе не учитываются совсем. Попытка разработки современной номенклатуры тектонических структур должна в первую очередь содержать кроме морфологических особенностей структуры характеристику ее базовых структурно-вещественных особенностей. Вполне возможно на такой методологической основе создание терминологического справочника по тектонике, учитывающего и разные издания «Геологического словаря», и многочисленные справочники по тектонике. Это может в значительной мере способствовать совершенствованию Госгеолкарт и легенд к ним, а также повысить продуктивность и целенаправленность прогнозно-металлогенических построений.

Наиболее значимые итоги проведенного анализа:

- эволюционная направленность геологических и металлогенических событий в ранней истории Земли, их направленность «по стреле времени»;
- значимость в ранней истории Земли процессов взаимодействия протокры и протоатмосферы и одновременно преобразования вещества протокры и вещества протоатмосферы;
- значимость импактных процессов на ранней стадии развития Земли в качестве важного фактора создания первых осадочных бассейнов и их гидросферы;
- неразрывная связь (совокупность геологических и металлогенических событий);
- отсутствие во временном интервале 3,6–1,1 млрд лет каких-либо свидетельств существования обширных водных бассейнов и тем более океанов и, соответственно, некорректность использования базовых положений тектоники плит к этому временному интервалу развития Земли.

Примета нашего геологического времени — сосуществование различных геодинамических концепций: геосинклинально-платформенной тектоники плит и новой глобальной тектоники, геоблоковой делимости, расслоенности литосферы. Несмотря на заметные различия в истолковании существа геологических событий разными геологическими концепциями, всем им в той или иной мере присущ определенный детерминизм. Весьма показательно, что сравнительно недавно (1950–60-е годы) в нашей стране разрабатывалась и в конечном счете была доведена до «совершенства» концепция стадийности развития подвижных систем (геосинклиналей) — последовательного, жестко определенного чередования стадий их развития. Впоследствии А. Д. Щеглов [1983] разрушил схему детерминированного стадийного развития подвижных областей, обосновав до тех пор неизвестное понятие «тектоно-магматическая активизация», а в дальнейшем им же в геологический «оборот» было введено понятие «нелинейность» — «нелинейная металлогения» и совсем недавно «нелинейная геология». Появились понятия «нелинейная геофизика» (О. Л. Кузнецов, 1981), «нелинейная геодинамика» и, наконец, «нелинейная петрология».

Появление столь широкого спектра нелинейных геологических наук вызвано необходимостью подчеркнуть неоправданно большое значение,

придаваемое линейности — детерминированности геологических процессов, все более отчетливо понимаемому их совокупному, кооперативному характеру. Именно эта особенность геологических процессов определяет их нелинейность — нарушение в геологических, как и в других физических системах, принципа суперпозиции, когда результат каждого воздействия в присутствии другого оказывается не таким, каким бы он был, если бы другое воздействие отсутствовало. При характеристике нелинейных металлогенических (А. Д. Щеглов) и геодинамических (Ю. М. Пушаровский) процессов прежде всего подчеркиваются такие их признаки, как разномасштабность, разноуровенность, хаотичность, неупорядоченность, случайность и, как следствие этого, большие отклонения от детерминированности, линейности. Указывается, что «последующие явления не всегда вытекают из предыдущих, так как существуют множественные ансамбли процессов, действующих одновременно и суммарно» [Щеглов, 1995. С. 7]. Отмечено также, что «объективное назначение нелинейной геодинамики состоит в том, чтобы открыть пути для изучения тектонических, магматических и иных явлений и процессов, не вписывающихся в предначертанные для них, в нашем сознании, канонизированные схемы» (Пушаровский, 1994. С. 74).

А. Д. Щеглов [1995] определяет в целом понятие «нелинейная геология» как направление, которое исследует множественный, многофакторный и разнотипный характер развития геологических процессов, обусловленный их параллельным, одновременным проявлением в связи с эволюцией различных геосфер. В целом же базовый признак нелинейности, по А. Д. Щеглову и Ю. М. Пушаровскому, — ее обусловленность совокупным взаимодействием разнотипных геологических процессов, неупорядоченным, разноуровенным, хаотичным и в силу этого недетерминированным характером этого взаимодействия.

С учетом всего сказанного необходимо попытаться дать ответ на следующий вопрос: является ли признак нелинейности развития геологических систем преимущественно их определяющим и, соответственно, наиболее значимым? Прежде всего нелинейность развития физических систем — следствие нарушения принципа суперпозиции, и в этом отношении практически все многофакторные, многокомпонентные природные системы нелинейны. Но нелинейность таких систем равнозначно сочетается с рядом других их признаков, таких как необратимость и неравновесность, присущих, как и нелинейность, в равной мере системам неоднородным, гетерогенным, значительные амплитуды «колебаний» которых обуславливают наряду с нелинейностью их необратимость и неравновесность.

Неравновесность — состояние термодинамической (физической) системы — характеризуется неоднородностью распределения ее микроскопических параметров. Неравновесность системы приводит к необратимым в ней процессам, которые стремятся вернуть систему в состояние термодинамического (статистического) равновесия, если нет препятствующих этому факторов отвода или подвода к системе энергии или вещества. Рассматривая проблему равновесия в естественных системах (структурах), И. Пригожин и И. Стенгерс отмечали, что ответ о возможности равно-

весия в природных структурах может быть только отрицательным. Они подчеркивали, что «на глобальном уровне равновесные системы инертны, их можно изолировать и поддерживать бесконечно долго без дальнейшего взаимодействия с окружающей средой, но естественные системы не только открыты, но и существуют оттого, что взаимодействуют с окружающей средой» (Пригожин, Стенгерс, 1986. С. 181).

Применительно к геологическим процессам — пространственно-временным физическим системам — наряду с их нелинейностью и неравновесностью чрезвычайно важное значение приобретает и их необратимость. Необратимые процессы могут самопроизвольно протекать только в одном направлении — в сторону равномерного распределения вещества, теплоты и т. д. и характеризуются положительным производством энтропии. Примечательно в этом отношении положение И. Пригожина и И. Стенгерса (1986) о том, что классической термодинамике — науке о вечных обратимых траекториях противоречит нелинейная термодинамика — термодинамика необратимых процессов, процессов их эволюции. В этом отношении все геологические системы по своей сути располагаются в нелинейной области, а их необратимость — неперемное свойство, присущее всем без исключения открытым неравновесным системам. Н. С. Шатский (1965) считал, что «одним из важнейших достижений советской геологии является установление необратимого качественного развития всех геологических процессов, происходящих на земной поверхности и в земной коре. Необратимость развития процессов осадкообразования хорошо выяснена. Однако накоплено достаточное количество фактов, позволяющих утверждать, что в истории развития Земли также необратимо изменяется характер тектонических процессов, рельефообразования, характер выветривания и денудации, характер магматизма и связанного с ним рудообразования и т. д.». И здесь же: «История Земли — не только в трансгрессиях и регрессиях, образовании гор и их разрушении, но и в качественном изменении процессов, управляющих всеми этими явлениями» (Шатский, 1965. С. 54–55). Подтверждением правомерности приведенных положений служит и то, что в последние десятилетия появились новые, уже упоминавшиеся направления изучения и анализа геологических (Ю. М. Пущаровский), металлогенических (А. Д. Щеглов) и геофизических (О. Л. Кузнецов) процессов, подчеркивающих их нелинейность и отчетливую направленность развития по «стреле времени» (И. Пригожин, И. Стенгерс). Устанавливается таким образом взаимосвязь и взаимообусловленность таких характеристик геологических систем (процессов), как неравновесность, нелинейность и необратимость, а анализ особенностей развития подобного рода систем предпочтительно проводить с использованием аппарата неравновесной, нелинейной термодинамики и синергетики (Летников, 1992; Пригожин, Стенгерс, 1986). Относительно направленности и нелинейности процессов геологического развития следует привести развернутую цитату из монографии В. Е. Хаина (2003): «В связи со сказанным выше следует остановиться на одном общем методологическом вопросе. В данной главе речь шла о двух основных закономерностях, определяющих

эволюцию Земли — направленности и цикличности, которые могли бы быть изображены в виде прямой линии — «стрелы времени», по И. Пригожину, и синусоиды. Но существует и третья закономерность, о чем автору уже приходилось упоминать в другой работе (Хаин, 1964), а именно: неравномерность развития, которую в настоящее время уместно обозначить более строгим термином — «нелинейность». Проявлению нелинейности в тектонических процессах в последние годы посвятил ряд работ Ю. М. Пушаровский (1999) и другие, о нелинейности применительно к металлогении писал А. Д. Щеглов, к геофизике — О. Л. Кузнецов. Действительно, нелинейность имеет важное значение и ее нельзя игнорировать: практически все геологические процессы нелинейны, и это объясняется тем, что на их протекание одновременно воздействуют многие разнонаправленные факторы. Результатом является, в частности, неравномерность и диахронность проявления орогенических фаз, о чем шла речь выше, а также развития таких крупных структур, как орогены и целые океаны. Необходимо, однако, отдавать себе отчет в том, что в иерархии закономерностей эволюции Земли нелинейность занимает третье место, а первое принадлежит направленности, второе — цикличности. Представления о нелинейности геологических процессов — естественная реакция на необходимость осмысления фактического материала, чем более разнообразного, тем более не укладывающегося в детерминистские, использующие принцип линейности, геодинамические и металлогенические построения.

Следует остановиться на необратимости геологических процессов, хотя и сегодня в рамках различных геодинамических и металлогенических построений практически линейно экстраполируются вглубь геологических времен основные характеристики геологических процессов, присущих недавнему (с геологической точки зрения) прошлому. Непродуктивным оказалось и структурирование геологических дисциплин, их дробление, разобщение, при котором каждая из этих дисциплин развивалась и развивается концептуально независимо, «в рамках сценария как можно ближе к теоретическому описанию». Исследуемое явление должно быть предельно препарировано и изолировано с тем, чтобы оно могло служить приближением к некоторой ситуации, возможно физически недостаточной, но согласуемой с принятой концептуальной схемой.

Таким образом, структурирование, концептуализм и детерминизм оказываются взаимосвязанными и накладывают неизгладимый отпечаток на естественнонаучные воззрения и следствие — их непримиримость и значительные, неоправданные затраты времени и сил на выяснение межконцептуальных отношений. В связи с вышесказанным определенные перспективы в геологии, на наш взгляд, открываются в связи с необходимостью освоения не всегда достаточно оцененной совокупной сущности геологических процессов — их нелинейности, необратимости и неравновесности, полагая их триединое «не» только отчасти подобным трем «не» В. В. Набокова — несбыточности, невозвратимости и невозможности.

ЛИТЕРАТУРА

- Блюман Б. А. О возможной природе компонентов изотопного смещения базальтов океанических островов // Геохимия. 1997. № 6. — С. 653–657.
- Блюман Б. А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. — 152 с.
- Блюман Б. А. Древнейшие алмазоносные эклогиты, тоналит-трондьемит-гранитоидные и базальт-коматитовые ассоциации: возможная модель импактного происхождения. — СПб.: Изд-во Пангея, 2005. — 96 с.
- Блюман Б. А. Импактные события, биогеenez и рудогенез в ранней истории развития Земли. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. — 80 с.
- Блюман Б. А. Земная кора океанов (по материалам международных программ глубоководного бурения в мировом океане). — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. — 344 с.
- Блюман Б. А. Актуальные вопросы геологии океанов и геологии континентов. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. — 400 с.
- Богданов Ю. В., Бурьянова Е. З., Кутырев Э. И. и др. Стратифицированные месторождения меди СССР / М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т. — Л.: Недра, 1973. — 312 с.
- Буланова Г. П., Барашков Ю. П., Тальникова С. Б., Смелова Г. Б. Природный алмаз — генетические аспекты. — Новосибирск, СО Наука, Сиб. изд. фирма, 1993. — 168 с.
- Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и Мира (Основы прогнозирования). — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. — 371 с.
- Венке Х., Дрейбус Г., Ягоуц Э. Химия мантии и история аккреции Земли. Геохимия архея / Под ред. А. Крёнера, Г. Н. Хансона, А. М. Гудвина; Пер. с англ. — М.: Мир, 1987. — 315 с.
- Геология астроблем / В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин, М. С. Машак и др. — Л.: Недра, 1980. — 231 с.
- Геолого-минерагеническая карта Мира. Масштаб 1 : 15 000 000 Объяснительная записка. Часть 1. Геологи и минерагения континентов, транзиталей и Мирового океана / Науч. ред. Л. И. Красный, Б. А. Блюман, С. И. Андреев. — СПб. Изд-во Картфабрики ВСЕГЕИ. — 2000. — 295 с.
- Глушанина Л. В., Шарова Н. В., Щипцова В. В. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). — Петрозаводск, 2011. — 431 с.
- Гровс Д., Бэтт У. Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия архея / Под ред. Г. Хенсона и А. Гудвина. — М.: Мир, 1987. — С. 98–130.
- Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983. — 300 с.
- Золоторудные гиганты России и мира / М. М. Константинов, Е. М. Некрасов, А. А. Сидоров и др. — М.: Научный мир, 2000. — 272 с.
- Мельник Ю. П. Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций. — Киев: Наукова думка, 1986. — 236 с.
- Методическое пособие по металлогении / Под ред. Б. Н. Ерофеева, В. Т. Матвеевко. — М.: Недра, 1976. — 271 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

- Молчанов А. В., Толстов А. В., Ефимов С. А. Металлогения урана древних щитов // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения полезных ископаемых на пороге XXI в. — Воронеж: Воронежский Государственный ун-т, 2003. — С. 666–675.
- Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт / Под ред. П. М. Татарина, В. Г. Грушевого и Г. С. Лабазина. Тр. ВСЕГЕИ. Общ. сер., вып. 22. Госгеолиздат, 1957.
- Планета Земля. Энциклопедический справочник. Тектоника и геодинамика / Ред. Л. И. Красный, О. В. Петров, Б. А. Блюман. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. — 652 с.
- Планета Земля. Энциклопедический справочник. Минерагеня / Ред. Б. А. Блюман, Л. И. Красный, О. В. Петров, А. Ф. Морозов. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — 364 с.
- Пушкарев Ю. Д. Мегациклы и эволюция системы кора — мантия — Л.: Наука, 1990. — 216 с.
- Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюция генетических типов месторождений в истории развития Земли // Эндогенные месторождения. XXXIII сессия МГК. Докл. советских геологов. — М.: Наука, 1968. — с. 212–225.
- Рундквист Д. В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. №6.
- Рундквист Д. В., Рундквист И. К. Металлогения на рубеже столетий // Вестн. РАН 1994. Т. 64. № 7. — С. 588–605.
- Салон Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982. — 343 с.
- Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. — Изд-во Наука, 1969. — с. 225.
- Суворов В. Д., Балашкин Г. Д., Корзилов А. Н. и др. Глубинное строение Малоботубинского и Далдын-Алакитского районов по данным ГСЗ. Геофизические методы прогноза поисков и разведки месторождений алмазов // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 237. — М., 1989.
- Сун С.-С. Геохимическая характеристика архейских ультраосновных и основных пород и ее значение для обоснования состава и развития мантии // Геохимия архея. — М.: Мир, 1987. — 315 с.
- Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988. — 384 с.
- Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Особенности формирования и перспективы никеленосности Онежской интракратонной впадины (<http://igkrc.ru/assets/publication/Geologia-i-pol-isk/Vurusk132010-p88-106.pdf>).
- Турченко С. И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. — СПб.: Наука, 2007. — 175 с.
- Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. — М.: Недра, 1988. — 382 с.
- Шулятин О. Г., Андреев С. И., Беляцкий Б. В., Трухалев А. И. Возраст и этапность формирования магматических пород Срединно-Атлантического хребта по геологическим и радиологическим данным // Регион. геология и металлогения. — 2012. — № 50. — С. 28–36.
- Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. — Л.: Изд-во Недра, 1966. — 278 с.
- Щеглов А. Д. Нелинейная металлогения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 6. — С. 1471–1474.
- Щеглов А. Д. О металлогении Южно-Африканской республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1994. — 44 с.
- Щеглов А. Д. О некоторых вопросах нелинейной геологии // Регион. геология и металлогения. 1995. № 4. С. 5–16.
- Щеглов А. Д. Основные проблемы металлогении. Избранные труды. — СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 2007.
- Эволюция геологических процессов в истории Земли. — М.: Наука, 1993. — 240 с.
- Abe Y., Matsui T. Early evolution of the Earth: Accretion, Atmosphere Formation and thermal history // Journ. of Geoph. Research. Vol. 91. N B 13. Pp. E921–E302. N 30. 1986.

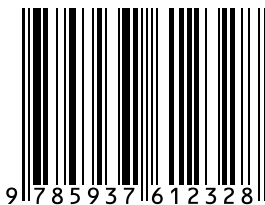
- Apel P. V., Fedo C. M., Moorbath S.* et al. Early Archaean Isua supracrustal belt, West Greenland: pilot study of the Isua Multidisciplinary Research Project // *Geology of Greenland Survey Bulletin*. 1998. 180. P. 94–99.
- Arndt N., Chauvel C.* Crust of the Hadean Earth // *Bull. Geol. Soc. Denmark*. 1991. Vol. 39. P. 145–151.
- Cavosie A. J., Wilde S. A., Liu D.* et al. 2004 Internal zoning and U-Th-Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons – a mineral record of early Archean to Mesoproterozoic (4348–1576 Ma) magmatism: *Precambrian Research*. Vol. 135. P. 251–279.
- Dann J.* Spinifex-komatiite lava flows, 3.5 Ga Komati Formation, South Africa: *Geological Society of America Abstracts with Programs*. 2004. Vol. 36. N5. P. 24.
- De Ronde C. T. J., de Cyanner D. M., Faure K.* et al. Fluid chemistry of Archean seafloor hydrothermal vents: Implication for composition of circa 3/22 Ga seawater // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. Vol. 61. N19. P. 4025–4042.
- Dick H. J. B., Natland J. H., Alt J. C.* et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 179. 2000. P. 31–51.
- El Fadili S., Demiffe D., Andre L.* Origin of eclogite nodules from the Mbuju Mayi kimberlites (Kasai, Zair): subducted oceanic crust. 7 KC, 1998.
- Elkins-Tanton L. T.* Linked magma ocean solidification and atmospheric growth for the Earth and Mars. 2006. Vol. 271. P. 181–191.
- Elkin-Tanton L. T.* Linked magma ocean solidification and atmosphere-c growth for Earth and Mars // *Earth and Planet. Sci. Let.* 2008. Vol. 271. P. 181–191.
- Frimmel H. E.* Archaean atmospheric evolution: evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa // *Earth-Science Rev.*, 2005. Vol. 70. P. 1–46.
- Furnes H., Minik Rosing M., Yildirim Dilek Y., Maarten de Wit M.* Isua supracrustal belt (Greenland) – A vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archean geology // *Lithos*. 2009. N113. P. 115–132.
- Galer S. J. G., Goldstein S. L.* Early mantle differentiation and its thermal cosequences // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1991. Vol. 55. P. 227–239.
- Gasparik T.* Evidence for the transition zone origin of some [MgFe] O inclusions in diamonds // *Earth and Planet. Sci. Let.* 2000. Vol. 183. N 1–2. P. 1–5.
- Glikson A. Y.* Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei // *Earth-Science Reviews*, 1979. Vol. 15. P. 1–73.
- Glikson A. Y.* Geochemical signatures of Archean to early Proterozoic Maria-scale oceanic impact basins // *Geology*. Vol. 2005. 33. P. 125–128.
- Glikson A. Y., Allen C.* Iridium anomalies and fractionated siderophile element patterns in impact ejecta, Brockman Iron Formation, Hamersley Basin, Western Australia – Evidence for a major asteroid impact on simatic crustal regions of the early Proterozoic earth // *Earth and Planet. Sci. Let.* 2004. Vol. 220. P. 247–264.
- Gössler J., Kind R.* Seismic evidence for very deep roots continents // *Earth and Planet. Sci. Let.* 1996. Vol. 138. N1–4. P. 1–13.
- Green D. H.* Archean greenstone belts may include equivalent of lunar mare? // *Earth and Planet. Sci. Let.* 1972. Vol. 15. P. 263–270.
- Grieve R.* Impact bombardment and its role in protocontinental growth on the early Earth // *Precambrian Res.* 1980. Vol. 10 N^{3/4}. P. 217–249.
- Griffin W. L., Jaques A. L., Sie S. H.* et al. Condition of diamond growth: a proton microprobe study of inclusions in West Australia diamonds // *Contr. Miner. Petrol.* 1988. Vol. 99, N2. P. 143–158.
- Hamilton W. B.* Earth's first two billion years – The era of internally mobile crust // *The Geological Society of America Memoir*. 2007.
- Hamilton W. B.* Archean magmatism and tectonics were not products of plate tectonics // *Precambrian Research*. 1998a. Vol. 91. P. 143–179.

- Hamilton W. B.* Archean tectonics and magmatism // Intern. Geol. Rev. 1998b. Vol. 40. P. 1–39.
- Hamilton W. B.* The closed upper-mantle circulation of plate tectonics // American Geophysical Union Geodynamics Series. 2002. Vol. 30. P. 359–409.
- Hamilton W. B.* An alternative Earth: GSA Today. 2003. Vol. 13. N11. P. 4–12.
- Hofmann A., Reimold W. U., Koeberl C.* Archean spherule layers in the Barberton Greenstone Belt, South Africa: A discussion of problems related to the impact interpretation // Geol. Soc. of Am. Spec. Paper 405. 2006.
- Hölttä P., Balagansky V., Gardez A. A. et al.* Archean of Greenland and Finlandia. Episodes, 2005. Vol. 31, No. 1. P. 13–19.
- Honda M., Reynolds J. H., Roedder Epstein E. S.* Noble gases in gem-class diamonds from known localities: occurrence solar-like helium and neon // Journ. Geoph. Res. 1987. Vol. 92. P. 12507–12521.
- Ireland T. R., Rudnick R. L., Spetsius.* Rare elements in diamonds inclusions from eclogites reveal link to Archean granites // Earth and Planet. Sci. Let. 1994. Vol. 128. N3–4.
- Jefferson C. W., Thomas D. J., Gandhi S. S. et al.* Unconformity associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta // Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. No. 5. P. 273–305.
- Koeberl C., Reimold W. U., McDonald I., Rosing M.* Search for petrographical and geochemical evidence for the late heavy bombardment on Earth in Early Archean rocks from Isua, Greenland // Impacts and the Early Earth: Lecture Notes in Earth Sciences 91 / Eds. I. Gilmour, C. Koeberl. 2000. Springer Verlag, Heidelberg. P. 73–91.
- Kramers J. D.* Hierarchical Earth accretion and the Hadean Eon: Journal of the Geological Society. 2007. Vol. 164. P. 3–17.
- Langenhorst F., Poirier J.-P.* «Eclogite» minerals in a shocked basaltic meteorite // 2000a. Vol. 176. N3-4. P. 259–265.
- Langenhorst F., Poirier J.-P.* Anatomy of black veins in Zagami: clues to the formation of high pressure phases // Earth and Planet. Sci. Let. 2000b. Vol. 184. N 1. P. 37–55.
- Laznicka P.* Precambrian empirical metallogeny. Precambrian lithological association and metallogenic ores. Vol. 2. Part A, B. Elsevier. Amsterdam – London – New – York – Tokyo. 1993. 1620 p.
- Lowe D., Byerly G.* Early Archean silicate spherules of probably impact origin, South Africa and Western Australia // Geology. 1989. Vol. 14. P. 599–602.
- Mc Culloch M. T., Bennet V. C.* Progressive growth of Earth continental crust and depleted mantle: geochemical constraints // Geochim. et cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. N 21. P. 4717–4738.
- Molchanov A. V.* Most unconfirmites on the Siberian platform and their uranium potential: example from the Aldan and Anabar shields // Abstracts Volume. Geol. Fssoc. Of Canada – Mineralogical Assoc. of Canada. Jour. Annual Meeting, Saskatoon Saskatchewan. 2002. Vol. 27. p. 76.
- Moore R. S., Gurney J. J.* Pyroxene solid solution in garnet included in diamonds // Nature. 1985. Vol. 318. P. 553–555.
- Moreira M., Kurz M.* Subducted oceanic lithosphere and origin of the HIMU basalt helium isotopic signatures // Earth and Planet. Sci. Let. 2001. Vol. 189. P. 49–57.
- Nelson D. R., Robinson B. W., Myers J. S.* Complex geological histories for > 4 Ga deciphered from zircon xenocryst microstructures // Earth and Planet. Sci. Let., 2000. Vol. 181. N1-2. P. 89–102.
- Nisbet E. G., Cheddle M. J., Arndt N. T., Bickle M. J.* Constraining the potential temperature of the Archaean mantle. A review of the evidence from komatiites // Lithos. 1993. Vol. 30. P. 291–307.
- Norman M. D., Duncan R. A., Huard J. J.* Identifying impact events within the lunar cataclysm from ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and compositions of Apollo 16 impact melt rocks // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. P. 6032–6049.

- Ohtani E. Majorite fractionation and genesis of komatite in the deep mantle // *Precamb. Res.* 1990. Vol. 48. N 3. P. 195–203.
- Ozima M., Zashu S., Niton O. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio, noble gas abundance and K/Ar dating of diamonds. An attempt to search for records of early terrestrial history // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1983. Vol. 47. N12. P. 2217–2225.
- Ozima M., Zashu S. Solar type Ne in Zaire cubic diamonds // *Geochim. et cosmochim. Acta.* 1988. Vol. 52. N1. P. 19–25.
- Pearson D. G. The age continental roots // *Lithos.* 1999. Vol. 48. P. 171–194.
- Peck W. H., Sinha A. K., Wei C. S. 4. 4 billion years of crustal maturation – Oxygen isotope ratios of magmatic zircons: Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. Vol. 150. P. 561–580.
- Pietranik A. B., Hawkesworth C. J., Storey C. D. et al. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: New evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada // *Geology.* 2008. 36. P 875–878.
- Rap R. B., Watson E. B., Miller C. F. Partial melting of amphibolites/eclogite and origin Arhean trondhjemites and tonalities // *Precambrian Res.* 1991. Vol. 51. P. 1–25.
- Rollinson H. Eclogite xenoliths in West African kimberlites as residues from Archean granitoid crust formation // *Nature.* 1997. Vol 389. N11. P. 173–176.
- Schoene B., de Wit M. J., Bowring S. A. Mesoarchean assembly and stabilization of the eastern Kaapvaal craton: A structural-thermochronological perspective // *Tectonics.* 2008. Vol. 27(5). P. 1–27.
- Sherivas J., Taylor L., Lugmair G., Clayton Y. et al. Early Proterozoic oceanic crust and the evolution of subcontinental mantle: eclogites and related rocks from South Africa // *Geol. Soc. Bull. Amer.* 1988. Vol. 100. P. 411–423.
- Shulz D. J., Valley J. W., Spicuzza M. J. Coesite eclogites from the Robert Victor Kimberlite, South Africa // *Lithos.* 2000. Vol. 54. N 1-2. P. 23–32.
- Simonsen B., Harnik P. Have distal impact ejecta changed through geologic time? // *Geology.* 2000. Vol 28. N 11. P. 975–978.
- Sleep N. H. Hotspots and mantle plumes: some phenomenology // *J. Geophys. Res.* 1990. N95. P. 6715–6736.
- Smith A. D., Ludden J. N. Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle // *Earth and Planet. Sci. Let.* 1989. Vol. 93. N1. P. 14–22.
- Stachel G., Brey G. P., Harris J. W. Kankan diamonds (Guinea) I: from lithosphere down to transition zone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 140. N1. P. 1–15.
- Stoffler D., Keil K., Scott E. R. D. Shock metamorphism of ordinary chondrites // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1991. Vol. 55. P. 3845–3867.
- Taylor W. R., Bulanova G., Milledge H. J. Quantitative nitrogen aggregation study of some Yakutian diamond constraints on the growth, thermal and deformation history of peridotitic and eclogitic diamonds. 7 CK. 1998. P. 608–690.
- Trendall A. F., Compston W., Nelson D. R. et al. SHRIMP zircon ages constraining the depositional chronology of the Hamersley Group, Western Australia // *Austr. Journ. of Earth. Sci.* 2004. Vol. 51. N5.
- Westall F., Marchesini D. Early Archean microbial biofilms and their influence on volcanoclastic and chemical sedimentation // *Geochim et Cosmochim. Acta.* 2002. Vol. 66. N15A. PA830.
- Wilde S. A., Valley J. W., Peck W. H. et al. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4/4 Gyr ago // *Nature.* 2001. Vol. 409. P. 175–178.
- Xie X., Chen M., Dai C. et al. A comparative study of naturally and experimentally shocked chondrites // *Earth and Planet. Sci. Let.* 2001. Vol. 187. Iss. 3–4. P. 345–356.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. События временного интервала 4,5–4,4 млрд лет	17
Глава 2. События временного интервала 4,4–3,6 млрд лет	28
Глава 3. События временного интервала 3,6–2,5 млрд лет	96
Глава 4. События временного интервала 2,5–1,9 млрд лет	191
Глава 5. События временного интервала 1,9–0,9 млрд лет	257
Заключение	288
Литература	306



Борис Александрович Блюман

**ЭВОЛЮЦИЯ СОБЫТИЙ
В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ
от 4,5 до 0,9 миллиардов лет**

Редактор и корректор издательства *Д. Е. Крени*
Технический редактор *М. Г. Столярова*
Компьютерная верстка *М. Г. Столярова*

Подписано в печать 10.08.2015. Формат 70 × 100 ¹/₁₆. Гарнитура «Октава»
Печ. л. 19,5. Уч.-изд. л. 21,4. Тираж 300 экз. Заказ 80000473

«Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А. П. Карпинского» (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74
Тел. (812) 328-87-85, факс (812) 328-90-47. E-mail: TMB@vsegei.ru

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 72
Тел. (812) 328-91-90, факс (812) 321-81-53