

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

**ЛИТОЛОГИЯ И ОСАДОЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ  
ДОКЕМБРИЯ**

*(X Всесоюзное литологическое  
совещание 16-19 апреля 1973г.)  
Тезисы докладов*

**МОСКВА 1973**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

Комиссия по осадочным породам при отделении  
геологии, геофизики и геохимии

ЛИТОЛОГИЯ И ОСАДОЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ  
ДОКЕМБРИЯ

(X ВСЕСОЮЗНОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ  
СОВЕЩАНИЕ 16-19 АПРЕЛЯ 1973 г.)  
ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

Москва 1973

Главный редактор: академик А.В.Сидоренко.

Члены редколлегии: члены-корреспонденты АН СССР - А.И.Тугаринов, А.Б.Ронов, Н.Б.Вассоевич; доктора геолого-минералогических наук - Д.П.Сердюченко, А.Н.Еремеев; кандидаты геолого-минералогических наук - В.А.Теняков, О.И.Лулева, О.М.Розен (ответств. секретарь), Св.А.Сидоренко, Н.А.Созинов, Г.Б.Гиммельфарб, А.С.Корякин.

Проблемы литологии и осадочной геологии докембрия входят в число ведущих проблем современной геологии, поскольку докембрийские комплексы континентов охватывают преобладающий по времени начальный отрезок истории Земли и содержат подавляющее количество рудных и неметаллических полезных ископаемых (за исключением горючих ископаемых). В связи с этим комиссия по осадочным породам при ОГГГ АН СССР постановила очередное X Всесоюзное литологическое совещание посвятить проблемам литологии и осадочной геологии докембрия.

Ранее этим проблемам был посвящен ряд Всесоюзных и региональных совещаний рассмотревших вопросы осадочной геологии докембрия (1963г. - г. Петрозаводск, 1964г. - г. Апатиты, 1965г. - г. Киев, 1972г. - г. Хабаровск), которые позволили суммировать итоги и наметить основные направления дальнейших исследований. Результаты работ отражены в ряде тематических сборников "Проблемы осадочной геологии докембрия" вып.1-1966г., вып.2-1967г. вып.3-1971г., "Проблемы изучения геологии докембрия" - 1968г. "Проблемы литологии докембрия 1971г. и др., а также фундаментальных монографий и журнальных статей.

К настоящему времени накоплен обширный новый материал, требующий широкого обсуждения и критического анализа. Исследования в этой области интенсивно развивались, а их значение для познания геологической истории Земли, закономерностей рудообразования и прогнозирования наиболее ценных рудных полезных ископаемых, резко возросло в связи с уточнением возраста Земли и главных тектонических эпох, с развитием исследований Мирового океана и верхней мантии, Луны и планет, а также в силу насущной необходимости создания научных основ прогнозирования в докембрийских регионах и перехода к прогнозированию и поискам скрытых на глубине руд.

Настоящий сборник суммирует материалы докладов, представленных для обсуждения на предстоящем X Всесоюзном литологическом Совещании. Эти материалы, разные по широте охвата проблем и направленности исследования, характеризуют современный уровень знаний в области литологии и осадочной геологии докембрия. Материалы сборника входят в следующие разделы -

1. Общие вопросы литологии и осадочной геологии докембрия;
2. Литологические исследования докембрийских отложений;
3. Геохимические и изотопные исследования метаморфических пород докембрия;
4. Органическое вещество и остатки организмов в докембрии;
5. Металлогения докембрийских отложений.

Организация работы совещания осуществляется совместно Академией Наук СССР и Министерством геологии СССР.

Учреждения ответственные за проведение совещания:

Геологический институт АН СССР

Всесоюзный институт минерального сырья МГ СССР

# А. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ И ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

ОСАДОЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ, СОСТОЯНИЕ И ЗАДАЧИ

*Сидоренко А.В.*

Геологический Институт АН СССР  
Министерство Геологии СССР

1. Докембрийский покров континентальной земной коры в основном сложен осадочными и в меньшей мере вулканогенно-осадочными породами в той или иной степени метаморфизованными последующими тектоно-магматическими процессами. Общий объем их превышает объемы подобных, но не метаморфизованных пород фанерозоя. Познание осадочных пород докембрия с целью восстановления по ним процессов литогенеза и гипергенеза, а также древнейших периодов развития земли требует специальных методов, сочетающих исследования литологии и метаморфизма. Широкое развитие процессов седиментогенеза в дометаморфические этапы, а также их специфический характер вызывает необходимость выделить самостоятельное научное направление - осадочную геологию докембрия. Осадочная геология докембрия имеет целью восстановление этапов экзогенного дометаморфического развития земной коры, процессов седиментогенеза древнейших геологических эпох. Объектами исследования являются метаморфизованные коры выветривания, горные породы, пласты, свиты, формации, разные типы пород, их парагенетические сочетания, а также химический и минеральный состав, текстуры и структуры, содержащие то или иное количество первичных признаков экзогенного развития. Главный метод исследования осадочной геологии докембрия - перевод метаморфических пород в свои неметаморфизованные эквиваленты.

2. Литологическим изучением докембрийских метаморфизованных первично-осадочных пород установлено, что в протерозое и доступном для изучения архее формировались все известные в фанерозое основные типы осадочных пород, дошедшие до нас в виде метаморфических аналогов. Исходя из того, что главными документами геологических процессов являются парагенезисы химических элементов, минералов, горных пород, а они имеют много общих черт как в докембрии, так и фанерозое, можно говорить о принципиальном единстве геологических процессов этих двух наиболее крупных этапов развития земной коры. Речь идет не о тождестве процессов геологического развития докембрия и фа-

нерозоя, а о эволюционно усложняющемся развитии земли по единым принципам от раннего докембрия до антропогена, когда началось разумное воздействие человека на геологические процессы. Принцип единства экзогенных геологических процессов относительно хорошо изученного фанерозоя и менее изученного докембрия открывает новые возможности для познания наиболее продолжительного по времени интервала истории Земли и наибольшего по объемам геологических отложений докембрия. Этот принцип должен стать ведущим в изучении геологии допалеозоя.

3. Главными геологическими документами для понимания процессов экзогенеза, включая среду осадконакопления (состав атмосферы и гидросферы) и условия осадконакопления, остаются горные породы с их химическим и минеральным составом. Поэтому изучение всех типов осадочных пород, а не только кластогенных как это делалось на первых этапах развития литологических работ, выяснение их состава, структуры и текстуры, их парагенезисов является по-прежнему главной задачей литологии метаморфических толщ – составной части осадочной геологии докембрия. Разработка генетической классификации типов метаморфических горных пород с учетом их первичного осадочного происхождения может стать следующим этапом литологии докембрия.

Выяснение пара- и орто-природы глубокометаморфизованных пород, разработка принципов "снятия" метаморфизма и методов перевода метаморфических пород в свои дометаморфические эквиваленты – большая и только начатая разработкой часть литологии докембрия. Важное значение имеет исследование метаморфизованных кор выветривания и процессов выветривания.

Особая задача осадочной геологии докембрия – его палеогеография. Выяснение фациальной и палеогеографической обстановки формирования первично-осадочных толщ, является главным для раскрытия геохимических особенностей гипергенеза в докембрии. Палеогеографические реконструкции могут также быть использованы для корреляции "немых" осадочно-метаморфических пород по палеоклиматическим признакам и для расчленения метаморфических комплексов по литостратиграфическому принципу. Последнее в сочетании с расчленением геологических формаций по абсолютному возрасту, а также с применением методов выделения тектоно-магматических фаз, разработанных петрографами и тектонистами, может стать надежной опорой для расчленения докембрия на историко-геологические этапы и создания объективных региональных схем стратиграфии, а также для разработки единой для всего земного шара более дробной стратиграфической шкалы докембрия.

4. Дальнейшее развитие осадочной геологии докембрия как и вообще геологии докембрия в целом упирается в понимание процессов метаморфизма. Без упорядочения наших представлений о процессах метаморфизма, типах метаморфизма, невозможно научно-обоснованное "снятие" метаморфизма и перевод метаморфических пород в свои первичные, осадочные или магматические эквиваленты (аналоги). Теперь уже нельзя рассматривать метаморфизм в общем виде, а степень метаморфических преобразований связывать только с термодинамическими условиями. Существует четкая зависимость фаций регионального метаморфизма от исходного состава, структуры и текстуры пород, давления и температуры. Нужна новая классификация типов метаморфизма и фаций метаморфизма для каждого типа исходных пород.

5. Исследования осадочных пород докембрия в сочетании с выяснением процессов метаморфизма способствуют раскрытию новых страниц в понимании процессов рудогенеза. Изучение геологических судеб легкоподвижных компонентов, таких как вода, углекислота, легкоподвижные щелочные и другие элементы, освобождающиеся из осадочных толщ при их метаморфизме в разных геоструктурных условиях заслуживает самого пристального внимания. Эти компоненты создают весьма реакционно активные флюиды, которые могут переносить многие тяжелые элементы и создавать благоприятные условия для их отложения как в вышележащих горизонтах, так и непосредственно в метаморфизующихся комплексах. Например, при метаморфическом преобразовании глинисто-карбонатных пород, преобразующихся в амфиболиты, происходило значительное выделение углекислоты ("углекислое дыхание"), которое следует учитывать при рассмотрении эволюции атмосферы и карбонатонакопления.

Мы считаем, что понимание генезиса многих рудных месторождений в значительной степени должно рассматриваться в увязке с метаморфизмом осадочных толщ докембрия.

6. Раскрытие эволюции земной коры — ведущая проблема современной геологии, основа теоретической и практической геологии. Изучение осадочной геологии докембрия на основе единого историко-геологического принципа развития земной коры открывает новые возможности для выяснения эволюции геологических процессов и в первую очередь эволюции осадконакопления. Это многократно увеличивает время с 500 млн. лет до 3–3,5 млрд. лет, в отрезке которого рассматривается эволюция. Это полнее вскрывает направленность эволюционных процессов, подводит нас к пониманию движущих причин и главных факторов эволюции.

7. Как показали работы последних лет, а также многочисленные литературные источники, уже первые достоверные осадочные породы докембрия, начиная с архея, несут большее или меньшее количество прямых и косвенных признаков былого разлития живого вещества, а также различные остатки его (биогенный элементарный углерод, окаменелости, продукты жизнедеятельности).

Изучение гранита осадочно-метаморфических пород показало его биогенный характер, что доказывается геологическими, геохимическими, изотопными, биотомологическими, биохимическими, электронно-микроскопическими исследованиями. Распространенность биогенного углерода в докембрии сопоставима с распространенностью органического углерода ( $C_{орг.}$ ) в осадочных породах фанерозоя. Во многих научных коллективах все более накапливаются интересные достоверные сведения об органических окаменелостях и окаменелых продуктах жизнедеятельности. Факт установления живого вещества в породах с абсолютным возрастом 3–3,5 млрд. лет имеет большое принципиальное значение для теоретической и практической геологии. В процессе переработки живого вещества в земной коре происходило образование углеводородов. Даже в настоящее время, несмотря на метаморфизм, из докембрийского коксита идет "углеводородное дыхание". Это имеет определенное значение для понимания генезиса нефти и углеводородов.

Как установлено для фанерозоя одним из ведущих факторов гипергенеза, а следовательно и переработки косного (умеряльного) вещества является живое вещество — наиболее реакционноспособная, наиболее подвижная и наи-

более эволюционирующая составная часть земной коры. Если исходить из принципа единства геологических процессов в докембрии и фанерозое, то нужно признать, что главным фактором эволюции осадконакопления на всем протяжении геологической истории земной коры (3,5 млрд. лет) было живое вещество.

8. Осадочная геология докембрия - новое большое научное направление, может быть, еще недостаточно осознанное. Только на пути изучения осадочных процессов, развивавшихся на протяжении 7/8 всей геологической истории земли, мы можем более полно вскрыть историю ее развития, понять многие сложные вопросы металлогении и генезиса углеводородов в земной коре.

Исходя из того, что как в докембрии, так и в фанерозое преобладают осадочные породы, претерпевшие те или иные преобразования, можно считать, что главными процессами, формирующими земную кору на всем протяжении геологического развития Земли, были процессы осадкообразования, главными процессами, регулирующими осадконакопление были тектонические движения и климат, а главными факторами, определяющими эволюцию минерального состава земной коры было живое вещество, органическая жизнь.

#### ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ ГЕОХРОНОЛОГИИ

*Тугаринов А.И.*

Институт геохимии и аналитической химии  
им.Вернадского АН СССР

Целью доклада является выделение этапов в развитии Земли в докембрии и в особенности эволюции литогенеза в каждом из них.

Огромное число ныне существующих измерений абсолютного возраста заставляет проявлять большую осторожность при работе с ними.

Следует признать абсолютно недопустимым построение шкалы по данным аргоновых определений возраста гранитов, метаморфических пород без какого-либо контроля их другим методом. Явления так называемого "омоложения" цифр возраста, обычно связанных с более поздним воздействием интрузий иного этапа, может привести к серьезным заблуждениям. Точно также несправедливы ссылки на единичные более древние результаты определения аргоновых измерений возраста как на какие-то "реликтовые" данные сохранившиеся от последующего метаморфизма. Известные в настоящее время искажения возрастных значений за счет захватывания аргона при некоторых особых обстоятельствах достаточно резонно отмечают подобное использование "реликтовых" цифр возраста.

Среди таких же ошибочных приемов метода измерения возраста часто оказывается так называемый изохронный свинцовый метод использование которого также должно быть существенно ограничено. Нетрудно убедиться в том, что если будут использоваться непосредственно полученные даты (по Р<sub>0</sub> 207/Р<sub>0</sub> 206) для взятых для этого проб пород, то значения возраста по этому изотопному отношению окажется справедливым лишь в том, случае, если будет доказано, что метаморфизм пород имел место либо непосредственно после образования осадков, либо в совсем недавнее время. Если же, как например, это было с цифрами для Алданского щита, речь будет идти о метаморфизме пород около

2000 лет тому назад, то есть 600–700 млн. лет спустя после накопления данных пород, то прямое использование цифр изотопных отношений без внесения поправки на долю перемещенного свинца и урана, в период метаморфизма, опять-таки приведет к гипертрофированным значениям возраста.

Сравнение существующих шкал для Канады, Бразилии, Африки и др. дает уверенность в том, что мы можем сегодня говорить о геологической летописи, сохранившейся по крайней мере, с 3500 млн. лет тому назад до наших дней.

Существующие данные по тектонике, осадконакоплению, магматизму и, наконец по рудообразованию однозначно свидетельствует об эволюционном развитии Земли.

## ВУЛКАНИЗМ И ЛИТОГЕНЕЗ ДОКЕМБРИЯ

*Дзоценидзе Г.С.*

Академия Наук Груз.ССР

В изучении литологии докембрия за последние два десятилетия достигнут большой прогресс, что позволяет яснее представить характер вулканизма и вулканогенно-осадочного литогенеза для более чем двухмиллиардного отрезка истории земли.

В докембрийских образованиях почти всех континентов установлено довольно широкое развитие продуктов вулканизма, формирующих мощные вулканогенные или вулканогенно-осадочные формации, или образующих подчиненные прослои в осадочных формациях.

Среди вулканогенных формаций четко выделяются почти все известные в фанерозое типы: спилито-диабазовые, андезит-риолитовые, толеит-базальтовые (трапповые) и др.

Связь вулканизма с тектоникой также показывает известные для более поздних этапов истории земли закономерности: спиллиты — на ранней стадии развития эвгеосинклиналей, андезит-риолиты на оротенной стадии, толеит-базальты на платформах, щелочные — в переходных зонах и т.д.

И вулканогенно-осадочные формации ограничиваются известными представителями: терригенно-вулканогенным, кремнисто-вулканогенным и карбонатно-вулканогенным. При этом последний имеет очень незначительное распространение в отличие от кремнисто-вулканогенных и кремнисто-железисто-вулканогенных, являющихся характерными формациями докембрия.

В развитии вулканизма от архея до палеозоя пока не удается подметить каких-либо значительных изменений.

Влияние вулканизма на литогенез в основном ограничивается накоплением туффитов, граувакк, в обогащении осадков кремнеземом и железом.

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья, МР СССР

1. Очевидность развития всех основных процессов гипергенеза и их продуктов, даже при изменяющихся соотношениях в течение всех отрезков истории Земли, вытекающая из анализа ассоциаций пород докембрия, дает основание утверждать, что основные факторы гипергенеза (состав и состояние атмосферы и гидросферы, живое вещество) действовали на всем доступном исследованию — в виде горных пород — отрезке геологической истории.

2. Поскольку Земная кора это " в основном силикаты и алюмосиликаты", то химическую и геохимическую жизнь этой оболочки можно, упрощая, представить как серию реакций алюмосиликатного вещества с водой, газами атмосферы и живым, органическим веществом при самых различных P-T условиях.

3. Присутствие воды в связи с наличием водноосажденных пород на всей обозримой истории Земли не вызывает сомнений.

Свободный кислород — судя по данным изучения изотопии серы и результатам исследования остатков органической жизни на углеродной основе, — существовал уже с самых древних, доступных для исследования эпох. Поскольку кислород мог сохраняться в свободном виде и оставаться в атмосфере только при условии захоронения соответствующего количества биомассы, — сейчас можно рассматривать графит и шунгитсодержащие толщи докембрия как определенные ве- хи на пути обогащения атмосферой кислородом.

Химизм поверхностных вод, в частности параметры pH и Eh, должны были варьировать, следовательно, в пределах, близких к современным (pH = 4 ÷ 9).

Анализ состава, типов и ассоциаций осадочных пород раннего докембрия показывает, что эти породы являются результатом выветривания и переотложения. Формационно-фациальные типы варьируют в пределах известных в фанерозое парагенезисов осадочных пород.

4. Вся совокупность имеющихся сегодня данных, характеризующих условия седиментации и зафиксированных в виде горных пород докембрия, приводит нас к выводу о том, что на всем обозримом и доступном непосредственному геологическому исследованию отрезке истории Земли основные факторы гипергенеза сохранялись достаточно близкими, но это не только не исключает, а наоборот подчеркивает необходимость весьма пристального изучения вопросов эволюции литогенеза в истории планеты.

# СРАВНЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ РИФЕЯ И ФАНЕРОЗОЯ В СВЕТЕ ДАННЫХ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Келлер Б.М.

Геологический институт АН СССР

1) Типы осадочных пород верхнего докембрия чрезвычайно сходны с хорошо известными в палеозое. К ним относятся: а) слабо измененные толщи известняков и доломитов то плитчатых и слоистых, то массивных рифовых, б) разнообразные обломочные породы — конгломераты, песчаники и кварцито-песчаники, алевролиты и сланцеватые глины, кремнистые породы, фосфориты и др. Их структурные и текстурные особенности в принципе также не отличаются от установленных в палеозое. Как в рифее, так и в палеозое мы можем наблюдать разнообразные типы слоистости, обусловленные фаціальными обстановками их формирования.

2) наиболее важные отличия рифейских осадочных пород от палеозойских связаны с особенностями биогенной седиментации. В рифее они обусловлены широким распространением сине-зеленых водорослей, создававших различные биогенные постройки (строматолиты, онколиты), в палеозое определяются наличием разнообразной скелетной фауны. 3) типы осадочных формаций верхнего докембрия (рифей) и палеозоя также чрезвычайно близки. К ним относятся аспидная формация начальных стадий развития геосинклинальных прогибов, флишевая формация, молассы, представляющие собой фацию подножий формирующихся горных систем, кварцито-песчаниковая (фалаховая) формация, формация биогенных известняков и доломитов и др. 4) при разительном сходстве типов осадочных пород и формаций рифей и палеозоя, длительность их формирования, установленная современными радиологическими методами, резко различна. Для осадочных толщ рифей и нижнего палеозоя радиологические даты получены, главным образом, на основании калий-аргоновых и рубидий-стронциевых определений, проконтролированных отдельными урано-свинцовыми датами. 5) Различие в абсолютной длительности формирования осадочных толщ рифей и палеозоя вытекает из следующих данных:

а) из сравнения времени накопления карбонатных или терригенных свит рифей и фанерозоя. Карбонатные толщи девона и карбона Русской платформы мощностью 1500—2000 м отложились за 120—130 млн. лет. Сходные по типу известняки и доломиты мнъярской свиты верхнего рифей Уральской мегагеосинклинали, мощностью до 400—500 м накапливались — 100—150 млн. лет, а подстилавшие их инзерские песчаники мощностью 300—700 м — 100 млн. лет. Таким образом длительность формирования одной свиты рифей примерно сравнима с длительностью 1—2 систем палеозоя;

б) из сравнения времени накопления сходных по типу осадочных формаций. Аспидная формация на Южном Урале и Тимане характеризует средний рифей (более 300 млн. лет), а также формация в палеозое Ю.Урала охватывает девон и низы карбона (70—80 млн. лет), а в мезозое Кавказа — лейас и, возможно верх триаса (около 30 млн. лет) Время формирования моласс байкальской эпохи складчатости на Енисейском крае и в Зап. Прибайкалье минимум 150—200 млн.

лет, молассы верхнего палеозоя — не выходят за пределы Пермской системы (55 млн. лет) Длительность формирования альпийских моласс на Кавказе менее 25 млн. лет. Кварцито-песчаники фалаховой формации на Ю.Урале (зильмердакская свита) накапливались минимум 1000 млн. лет. Пачки пород той же формации в нижнем палеозое не выходят за пределы отрезка системы длительностью до 20 млн. лет (тельпосская свита нижнего ордовика Приполярного Урала, такатинская свита девона Южного Урала и др.);

в) из сравнения времени формирования осадочных циклов мелководных эпиконтинентальных бассейнов платформ, проведенного С.Н. Серебряковым. Длительность таких циклов для рифея Сибирской платформы (Учуро-Майский район, Анабарский массив) более 1 млн. лет. Длительность сравнимых циклов в верхнедевонских отложениях Русской плиты не превышает ста тысяч лет;

г) из сравнения рядов формаций крупных тектонических циклов, которые для байкальской тектонической эры могут быть оценены в 800-1000 млн. лет, а для герцинской и альпийской — 200 млн. лет.

Во всех указанных случаях длительность формирования одноименных свит, серий, формаций и циклов осадконакопления оказывается в рифее примерно в пять раз большей, чем в фанерозое.

Такое несоответствие было давно подмечено геологами. Вначале оно объяснялось недостаточной точностью радиологических дат, но когда первые единичные калий-аргоновые определения были подтверждены цифрами, полученными разными методами, контролирующими друг друга, эти даты были признаны правильными подавляющим большинством геологов и геохронологов.

б) Несоответствие скорости геологических процессов и данных изотопных определений рифея и фанерозоя многие геологи пытались объяснить замедленностью осадконакопления в рифейских бассейнах, наличием в толщах пород рифея многочисленных скрытых перерывов, особенностью формирования мощностей осадочных толщ. Все эти объяснения не могут быть приняты, так как в строении осадочных толщ рифея и палеозоя нет принципиальных отличий.

?) Очевидно, мы имеем дело с совершенно особым явлением — с "загадкой радиоактивных часов Земли", для которой пока нет удовлетворительного объяснения. Пока мы можем лишь утверждать, что миллионы лет докембрия и миллионы лет фанерозоя, определенные изотопными методами, являются разными величинами; поэтому цифры "абсолютного возраста" докембрия, имеющие огромное значение для корреляции разрезов, но могут быть использованы для решения общих вопросов геологической истории, установления ранга стратиграфических подразделений и других выкладок.

Институт геологии Карельского филиала АН СССР

1. В литологической литературе последних десятилетий имеется много капитальных описаний (А.В. Виноградов, А.Б. Попов, Н.М. Страхов и др.) эволюции литогенеза вообще или химического состава пород в ходе геологической истории. Однако большинство этих работ содержит рассмотрение седиментогенеза в фанерозое, начиная с кембрия, а развитие литогенеза в огромном по времени интервале криптозоя не было предметом исследований, ибо литологи не имели для этого систематической фактической основы. Это же приводило к суждению об исключительном отличии докембрийского осадочного процесса.

2. Успехи советской литологической науки и их широкое обсуждение в 50-х годах способствовали вовлечению в сферу интересов литологии и докембрийских отложений. В 60-х годах усилиями академика А.В. Сидоренко проблема осадочной геологии докембрия была выдвинута как важное теоретическое и практическое научное направление и значительно увеличило круг исследователей, что в свою очередь обусловило накопление новой литологической информации по докембрийским комплексам.

3. В докембрии из разных областей его развития на земном шаре установлены почти все типы осадочных пород разных геотектонических категорий, климатических и других типов литогенеза, которые выявлены при изучении фанерозоя. Поэтому вполне оправданы усилия по выявлению эволюции литогенеза в отдельных регионах для создания основы по установлению глобальных закономерностей.

4. Опыт комплексных исследований показывает, что поддающаяся анализу история седиментогенеза протерозоя целиком и полностью определяется (по нисходящей степени) закономерностями развития тектонических, вулканических и климатических процессов. По основным рубежам этих процессов естественно выделяются этапы эволюции осадконакопления (табл. I), во время которых существенно менялись его особенности.

5. Роль вулканизма в формировании пород протерозоя Карелии изменялась от резко доминирующей в геосинклинальном этапе до незначительной в конце платформенного. При этом устанавливается уменьшение генерации пирокластики и, следовательно, газонасыщенности материала, тенденция к увеличению основности лав, сокращению диапазона их составов и общее затухание вулканической деятельности.

6. Накопление терригенных пород, незначительное в геосинклинальном этапе, получило максимальное количественное развитие в орогенном — терригенный флиш и карбонатно-терригенные флишеидные толщи. Однако наиболее "зрелые" обломочные породы появляются в протоплатформенном и платформенном этапах, что находится в тесной связи с процессами выветривания. Именно с орогенного (механическое выветривание) и протоплатформенного (химическое) этапов зона гипергенеза становится важным, а позднее и главным источником осадочного ма-

териала. Геохимическая зональность осадконакопления, проявленная в минеральных формах осадков, и вероятные диagenетические процессы существенно отличались от современных и в значительной мере определялись поступлением в бассейны вулканических эксталяций. В целом реакция вод в конечных водосемах стока изменялась от кислой - нейтральной в геосинклинальном этапе до нейтрально-щелочной - в платформенном. При этом преобладавший тип растворов, по-видимому, эволюционировал от магниево-натриевых сульфатно-карбонатных до натриевых карбонатных. В соответствии с этим карбонатонакопление отчетливо изменялось от формирования залежей с участием железисто-магнезиальных карбонатов и толщ преобладающих известняков в геосинклинальном этапе к преобладающему осаднению доломитов в более поздние периоды.

Таблица I

Этапы осадконакопления протерозоя Карелии

| Возраст  | Этапы осадконакопления            | Доля участия типов литогенеза |         |          |                     |                         |                         | Формации  |
|----------|-----------------------------------|-------------------------------|---------|----------|---------------------|-------------------------|-------------------------|---|
|          |                                   | Ледовый                       | Аридный | Гумидный | Эффузивно-осадочный | вулканоогенно-осадочные | Осадочно-вулканоогенные |   |
| I        | 2                                 | 3                             | 4       | 5        | 6                   | 7                       | 8                       |   |
| Вепсий   |                                   |                               |         | 100%     |                     |                         |                         | 1. Обломочная<br>2. Карбонатно-терригенная  |
| Суйсарий | платформенный                     |                               |         |          |                     |                         |                         | 1. Кунгит-карбонатная<br>2. Прототрапповая<br>3. Рифовая<br>4. Обломочная<br>5. Коры выветривания   |
| Ятулий   | платформенный                     |                               |         | 70%      | 30%                 |                         |                         | 2. Карбонатно-терригенная<br>3. Рифовая<br>4. Обломочная<br>5. Коры выветривания  |
|          |                                   |                               |         | 32%      | (400м)              | 36%                     | (460м)                  |   |
| Сариолий | Поздний (доплатформ. активизации) | 32%                           | (300м)  |          |                     | 58%                     |                         | 1. Обломочная<br>2. Вулканоогенной молассы<br>3. Базальт-андезит-дацитовая  |
| Сумий    | Ранний (пликативный)              |                               |         | 64%      | (до 3500)           | 36%                     | (до 2000)               | 1. Флишевая<br>2. Флишеидная<br>3. Спилито-диабазовая (базальтовая)   |
| Лоний    | Геосинклинальный                  |                               |         | 8%       | (120м)              | 92%                     | (1500м)                 | 1. Делитито-порфиритовая железисто-кремнистая.<br>2. Сланцево-делититовая железисто-кремнистая<br>3. Базальт-андезит-дацит-диабазовая субформации:<br>1а) железисто-кремнистая<br>1б) колчеданная |

Примечание: В скобках указана суммарная мощность соответствующих отложений в среднем разрезе, выше - соответствующий ей процент.

В начале рассматриваемой эпохи в атмосфере, по-видимому, было очень немного свободного кислорода. Лишь в начале протоплатформенного этапа усиливается его влияние на процессы выветривания на суше (окисление). В водных же бассейнах и здесь господствовали восстановительные условия.

Изменение реакции вод и их состава, а также появление значительных масс свободного кислорода в атмосфере предопределили расхождение путей миграции железистых и кремнистых растворов, которые в геосинклинальном этапе давали совместные (железистые кварциты), а позднее раздельные накопления (гематитовые руды и кремнистые породы).

Накопление углерода (графит, шунгит) во всех этапах парагенетически тесно связано с вулканогенными отложениями. Углерод накапливался совместно с тонкими пелитовыми фракциями осадков. Выделяется несколько типов углеродсодержащих толщ.

8. Различные формы органической жизни как породообразователи отмечаются начиная с протоплатформенного этапа, когда широкое развитие получили строматолиты и онколиты. Влияние организмов на геохимическую обстановку среды пока не изучено.

9. В целом осадконакопление протерозоя Карелии характеризуется замещением преобладающего в нижнем протерозое эффузивно-осадочного типа литогенеза гумидным и переходом от бассейновых к континентально-бассейновым условиям. Спорадические проявления ледового и аридного типов литогенеза не являются характерными.

Процессы гипергенеза в протерозое, несмотря на существенные отличия, имеют, в принципе, очень много общего с современными, что дает возможность их эффективного анализа и реконструкции.

#### ПЕТРОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ВЫДЕЛЕНИЯ ФОРМАЦИЙ ПО СОСТАВУ ИСХОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

*Маракушев А.А.*

Московский Государственный Университет

Важным направлением петрохимического исследования является рассмотрение метаморфических образований в отношении к первичным породам, на месте которых они образовались. Имеет место значительное перекрытие составом первичных глинистых пород и образующихся на их месте метаморфических образований, но в общем метаморфические породы более богаты натрием и бедны калием. В группе метаморфических пород, рассматриваемых в целом, характерно преобладание натрия над калием (молекулярное отношение  $Na_2O : K_2O > 1$ ), тогда как первичные глинистые породы имеют преимущественно калиевый состав ( $Na_2O : K_2O < 1$ ). Основная масса метаморфических пород укладывается в диапазон отношения  $Na_2O : K_2O = 1-2$ , в который попадает только особые натровые глины, не пользующиеся широким распространением. Эти соотношения свиде-

тельствуют об определенном влиянии состава глубинных метаморфизирующих растворов, первично обогащенных натрием. Под их воздействием при метаморфизме породы обогащаются натрием и обедняются калием, что особенно наглядно выявляется при сопоставлении средних составов апелитовых пород различных ступеней метаморфизма.

Несомненно также, что состав первичных глинистых отложений при метаморфизме не унифицируется, и различие осадков по содержанию щелочей усматривается и в продуктах их метаморфизма. Различаются метаморфические породы калиевого ряда, развитые в терригенных эвгеосинклиналях — Охотский и Ханкайский массивы на Дальнем Востоке, Наннинский и Кимчекский массивы в Корее, массив Брокен-Хилл в Австралии (их петрохимическая характеристика приводится в работе: Маракушев, Мишкин, Тарарин, 1971). В подобных терригенных геосинклинальных геотектонических структурах к калиевому ряду относятся породы всех ступеней метаморфизма — от филлитов до гнейсов.

С возрастанием отношения  $Na_2O/K_2O$  намечается область калинатрового метаморфизма. К ней относятся метаморфические комплексы Среднего хребта Камчатки, зон Хида, Реке Японии и многие другие. Наконец, намечаются метаморфические породы натрового типа метаморфизма в офиолитовых и альбитофир-спилитовых зонах: Сангун, Самбагава Японии, Сусунайский хребет о-ва Сахалина, Францисканская формация Калифорнии и т.д.

Закономерности метаморфического изменения петрохимического состава глинистых пород прослеживаются на конкретных примерах метаморфических комплексов, обладающих зональностью.

Перейдем к рассмотрению первичного состава базальтоидов и связанных с ними вулканогенно-осадочных пород типа туфов и граувакк. Широко распространены процессы метаморфической спилитизации базальтоидов, происходящие часто без нарушения первичных структур, так что измененные породы могут ошибочно приниматься за первичные.

В докладе сравниваются усредненные составы геосинклинальных базальтоидов и граувакк со средними составами их метаморфических производных. Наиболее четко они различаются по содержанию калия, которое в метаморфических породах, как правило, очень низко ( $Na_2O:K_2O > 5$ ), тогда как все разновидности геосинклинальных базальтоидов характеризуются отношением  $Na_2O:K_2O < 5$ . Это различие очень важно подчеркнуть. Общая тенденция изменения химического состава пород аналогична той, что наметилась для процессов метаморфического преобразования терригенных пелитовых толщ.

Все эти метаморфические породы являются продуктами раннего (догранитного) метаморфизма, который сопровождается обогащением их натрием, тогда как содержание калия в общем случае снижается. Образование спилитов также является характерным процессом раннего (догранитного) метаморфизма базальтоидов. Поскольку спилитизация базальтов — процесс метаморфический, петрохимические изменения базальтов хорошо коррелируются со степенью их гидратации: увеличение содержания  $H_2O$  в породах сопровождается снижением отношения  $Ca:Na$  (закономерно изменяются и другие отношения компонентов). Показательно снижение содержания калия (почти вдвое), несмотря на очень низкое первичное содержание этого элемента (содержание  $K_2O$  в среднем изменяется с 0,18% до 0,10%). Это является показателем крайней бедности калием глубинных флюидов, вызывающих спилитизацию.

Возрастание температуры метаморфизма, повышающее стабильность кальциевых силикатов и увеличение с глубиной давления  $\text{CO}_2$ , способствующее устойчивости карбонатов, снижает подвижность кальция, так что в зонах гранулитового, амфиболитового или эклогитового метаморфизма существенного выноса кальция из метаморфизируемых базальтоидов не намечается. Пироксеновые гранулиты, амфиболиты и эклогиты, не затронутые наложенными процессами гранитизации и калиевого метасоматоза, по содержанию кальция близки базальтам, но являются по соотношению щелочей, в общем, породами более натровыми, приближаясь к альбит-хлоритовым и глаукофановым сланцам и спилитам.

Таким образом, петрохимические данные приводят к выводу, что региональный метаморфизм ранних этапов, как пелитовых, так и базальтоидных пород происходил под воздействием натровых флюидов, вероятно, подкорового происхождения. Диапазон изменения состава метаморфических пород выходит далеко за те пределы, которые определяются для геосинклинальных отложений различного типа. В то же время очевидно, что изменения химического состава пород при метаморфизме не столь значительны, чтобы полностью затухать первичные петрохимические различия отложений главных типов геосинклиналей. Геосинклинальные образования можно расположить в ряд, в котором последовательно усиливается роль терригенных (глинистых отложений) и сокращается значение основного вулканизма: океанические хребты (эмбриональные геосинклинали) — офиолитовые (альпинотипные) пояса — зеленокаменные альбитофир-спилитовые пояса (вулкано-генные эггеосинклинали) — вулканогенно-терригенные геосинклинальные пояса — терригенные геосинклинали. Они находятся в сложных взаимоотношениях, но в общем прогрессивном развитии континентальной земной коры существенно вулканогенные формации (расположенные в начале ряда) предшествуют развитию более терригенных формаций и нередко служат складчатым основанием, на котором они развиваются.

В докладе предлагается систематика метаморфических формаций, отражающая первичный состав геосинклинальных отложений и геохимическую специфику метаморфизма на различных стадиях их развития.

## О ПЕРВИЧНЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЗЕМЛИ И НАПРАВЛЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

*Миловский А. В.*

Московский Государственный Университет. Геологический факультет

Изучение осадкообразования в ранние эпохи существования Земли имеют большое научное и практическое значение. Это связано, прежде всего, с тем, что многие полезные ископаемые находятся среди древнейших осадочно-метаморфических толщ. Акад. А. В. Сидоренко неоднократно обращал внимание на необходимость всестороннего изучения древних толщ и указывал на важность проблем осадочной геологии докембрия. Особенно загадочными представляются первые осадочные образования Земли, возникшие в результате разложения базальтового слоя.

Как известно (А.В. Сидоренко, 1968) для изучения геологических толщ докембрия и восстановления условий осадкообразования и магматизма вполне применим историко-геологический метод. Однако, у нас нет другого метода к подходу и изучению наиболее древних осадочных образований, впервые возникших в условиях планеты. Метод остается тот же, но условий для его применения, естественно, появляется гораздо больше — нужно учитывать эволюцию среды и направленность геологических и геохимических процессов за время бытия Земли.

Чтобы представить существовавшие в то далекое время условия, следует обратиться к высказываниям акад. А.П. Виноградова, которые являются основой для рассмотрения поведения химических элементов в геологической истории Земли. Согласно гипотезе А.П. Виноградова в процессе выплавления мантии Земли главная масса химических элементов находится в составе базальтов. Началу выветривания базальтов и осадконакоплению на Земле должно предшествовать образование газовой и водной оболочек в результате дегазации мантии.

Можно предполагать, что первичная атмосфера содержала много  $\text{CO}_2$ , пары воды, соединения азота и серы, а в гидросфере были растворены вулканические газы. Можно также предполагать влажный тропический климат, интенсивную вулканическую деятельность и аффузивно-осадочный тип литогенеза.

Для разложения базальтов на составные части: глинистые продукты (монтмориллонит, каолинит, гидрослюда), карбонатные породы, гидроксиды железа и марганца, соли, свободную кремнекислоту (кварц, песчаники, кварциты) и в меньшей степени другие компоненты, заимствованы около 25% других веществ из атмосферы и гидросферы. Эти вещества следующие: около 7%  $\text{H}_2\text{O}$ , около 13%  $\text{CO}_2$  и около 3,5%  $\text{H}_2\text{S}$  (или  $\text{Mn}_4\text{S}_2$ ). Из указанных выше составных частей и продуктов их метаморфизма и построена вся верхняя литосфера — гранитная оболочка.

Ранее по разным материалам был проведен разбор анализов различных продуктов выветривания базальтов и сделан вывод, что каждая тонна базальта при полном выветривании и превращении породы в рыхлых латерит дает:

- ~ 350 кг продуктов, уносимых в растворенном виде в море ( $\text{Na}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$  и др).
- ~ 250 кг остаточных образований ( $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$ ,  $\text{Ti}$  и др).
- ~ 400 кг  $\text{SiO}_2$  частично оставшейся на континенте в остаточных породах (песчаники, кварциты), а частично вынесенной в море.

Первыми осадочными образованиями предположительно были:

1) За счет химического разложения базальтов и накопления на континентах:

латериты, бокситы (железистые породы)  
высокоглиноземистые силикатные породы,  
кремнистые породы,

2) За счет растворения и выпадения из морской воды:

доломиты, известняки  
железистые и марганцевые породы,  
соли.

В течение геологического времени, с катархея до наших дней, базальты, продукты их выветривания и осадочной дифференциации, подвергаются разнообразным метаморфическим и метасоматическим изменениям и благодаря ультраметамор-

физму могут переходить в расплавленное состояние, образуя различные по составу вторичные магмы и затем магматические породы. Последние снова проходят стадию выветривания и разделения в процессах гипергенеза дадут еще более разнообразные по химическому составу продукты и снова могут подвергаться ультраметаморфизму. Анализ геологических и геохимических материалов доказывает происходящие в земной коре разделительные процессы. Они подтверждаются расчетами Н.В. Фроловой, показавшими, что образование разнообразных парапород архея юго-восточной Сибири вполне возможно при разложении базальтовых пород и невозможно за счет гранитов. К аналогичным выводам о близости среднего химического состава парапород докембрия Канады к составу базальтов пришел Гилл (Gill, 1950).

Большие геохимические циклы протекают различно в океанических областях и на континенте, а также различно в платформенных и геосинклинальных условиях, что и предопределяет разнообразие и пестроту составов магматических и осадочных образований. Скопления полезных ископаемых в большинстве случаев представляют крайние случаи дифференциации вещества. Основным источником энергии геохимических процессов — Солнце.

В.И. Вернадский в свое время указывал на огромную роль живого вещества биосферы в химии земной коры. Полученные в последние годы выводы о распространенности углерода в докембрии, интересны и подтверждают большую роль биосферы в образовании вещества земной коры. Если быть последовательным, то следует предполагать, что первичная биосфера синхронна образованию первых осадочных пород, или иначе — возникновение биосферы и первых осадочных образований обязано одним и тем же условиям среды. Это хорошо увязывается с известным высказыванием акад. В.И. Вернадского, что метаморфическая и гранитная оболочка — суть бывшие биосферы.

Итак, в последовательном необратимом развитии вещества Земли, в течение геологического времени:

1. Геохимические циклы становятся все более сложными,
2. Появляется все большее разнообразие горных пород по химическому составу, т.е. появляется больше различных сочетаний химических элементов;
3. Идет прогрессивная дифференциация химических элементов первичного базальта. С течением времени могут возникать такие скопления элементов, включая и месторождения полезных ископаемых, которые раньше не существовали.
4. Появляется все большее число минеральных видов. При этом наибольшее количество минеральных видов приходится на зону гипергенеза.
5. Появляются все более химически чистые соединения,
6. Изоморфные замещения в минералах все более уменьшаются,
7. Появляются все больше различных генетических типов месторождений минерального сырья.
8. Природные воды становятся все более разнообразными.
9. В прошлые геологические эпохи климатические различия были более сглажены, современный геологический момент — эпоха обострения климатических различий.
10. Происходит усложнение типов литогенеза. В прэдэрхейское время преобладали эффузивно-осадочный и аридный типы.

II. Следует отметить усложнение строения вещества (хотя здесь еще много неясного). Усложнение в строении силикатов идет по схеме: "остров", "цепочка", "лист", "объем" т.е. точка-линия-плоскость-объем (оливин, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты, кварц) - это соответствует общей схеме эволюции вещества.

II2. Увеличение накопления  $SiO_2$ -песка, кварцитов и карбонатных пород- необратимый процесс в геологической истории земной коры.

II3. Появляются все более сложные живые организмы. Мы живем в ноосфере.

Наибольшее разнообразие и усложнение в строении вещества отвечает по времени настоящему моменту и происходит на стыке геосфер; литосферы, гидросферы и атмосферы, а точнее в биосфере. Именно в биосфере скапливаются такие элементы, которые не характерны для других геосфер, но кратны четырем, например калий. Человек как наиболее сложный продукт природы может существовать и развиваться только в этой области стыка различных геосфер и энергией, в области, где во всем великолепии протекают биогеохимические процессы и создается наибольшее число сочетаний химических элементов и их изотопов.

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДИАГНОСТИКИ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ И УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

*Розен О.М.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт  
минерального сырья, МГ СССР

Сходство значительной части кристаллических сланцев (в широком понимании термина) как с изверженными, так и с осадочными породами явилось источником многих заблуждений, известных из истории геологии. Около десяти лет назад в работах А.В. Сидоренко (1961-1963) было показано, что на протяжении по крайней мере своих первых 3/4, геологическая история Земли не может быть изучена без разработки методов определения первичной природы метаморфических пород и методов исследования исходных литологических особенностей кристаллических комплексов докембрия. Основой проводимых исследований явилось понятие об аналогах, введенное А.В. Сидоренко (1963) для обозначения связи исходных пород и продуктов их метаморфизма (выделяются неметаморфизованные осадочные, изверженные - аналоги метаморфических пород и в равной мере, - метаморфические аналоги неизменных, осадочных или изверженных горных пород). Сейчас можно с уверенностью сказать, что для наиболее распространенных метаморфических пород - кислого, среднего и основного состава существуют как магматические, так и осадочные аналоги. С очевидно, также, что без тщательного и систематического изучения неметаморфизованных аналогов невозможно восстановление первичной природы и условий образования метаморфических пород.

Необходимо специально суммировать и рассмотреть главные предпосылки, которые определяют проведение таких генетических исследований. К числу главных из них относятся: 1) сохранность состава горных пород в процессах метаморфизма (2) сопоставимость химических составов и градаций петрохимической

систематики, генетически различных типов исходных пород (3) равная степень представительности матервала при сопоставлениях как с изверженными, так и с осадочными породами (4) сопоставимость процессов породообразования в глубоком докембрии и в более поздние эпохи.

I. Отсутствие существенных направленных химических изменений при метаморфизме с высокой достоверностью устанавливается из статистически обработанных данных по пелитовым и базальтоидным сериям пород определенных регионов (Д.М. Шоу, 1956, В.Я. Хильтова с соавт. 1959, Э.Х. Бейли с соавт. 1964, А. Мияширо 1966, С.К. Лолеман 1970, Н.Д. Добрецов 1967 и др.) С другой стороны сопоставление серий образцов с нарастающей степенью метаморфизма приводит к выводу о самопроизвольном превращении пелитовых пород в граниты (П. Лападь-Арг, 1953, Н.В. Фролова, 1962). На основании использования большинства известных серий анализов и некоторых других данных А.А. Маракушев (1971) полагает, что на первых этапах метаморфизма привносится главным образом натрий, позднее — калий, причем как тот, так и другой тип процесса обнаруживает связь с исходным составом пород (базальтоидным или пелитовым, соответственно), а изменения химического состава не столь значительны, чтобы затуманить главные первичные петрохимические различия отложений.

После экспериментального синтеза гранита из глин (Х.Г.Ф. Винклер, 1955—1959, К.Р. Менерт, 1966, 1971) и ряда исследований серий кристаллических сланцев генетически связанных с гранитоидами (Н.Д. Добрецов с соавт. 1970, С.Б. Дობач-Жученко с соавт. 1972, В.И. Серых, О.М. Розен, 1969 и др.) стало очевидно, что гранитообразование отражает кульминацию метаморфизма. При этом оказывается, что серии П. Лападь-Арга отражают лишь отделение лейкократового мобилизата (К.Р. Менерт, 1971)

Исследование метаморфических пород основного состава и их неметаморфизованных аналогов приводит к выводу (О.М. Розен с соавт. 1972) об определенной базификации при нарастании метаморфизма и о существенно различной направленности процессов изменения состава в рядах кислых и основных пород, на что впервые было обращено внимание А.А. Маракушевым (1971). Наряду с констатацией определенных изменений состава нетрудно подсчитать, что даже при образовании гранитоидов из метаморфических толщ (напр. по данным — О.М. Розен, В.И. Серых, 1972) всего лишь менее 10% вещества (от общего количества) испытывает заметное перемещение (привнос-вынос) а остальные — более 90% остаются на месте. Изучение энергетических эффектов реакций метаморфизма с целью выделения тех из них, продукты которых будут обогащать минимумом свободной энергии, (т.е. эти реакции будут протекать с наибольшей вероятностью) представляет собой новое перспективное направление в исследовании самопроизвольно протекающих процессов метаморфизма (О.М. Розен, 1971) Предварительные расчеты, осуществленные Л.Б. Белоножки совместно с автором при консультации Ф.А. Летникова и И.К. Карпова показывают наибольшую вероятность реализации для случая полной сохранности состава пород. Современное состояние изученности вопроса позволяет таким образом заключить, что вплоть до начала гранитизации, т.е. в условиях регионального метаморфизма, модель геохимического метаморфизма в первом приближении удовлетворяет введенным данным в целом.

2. По-видимому Е.С. Бастин (1909) был первым, кто сформулировал петрохимические критерии отличия метаморфизованных осадков от магматитов, а спустя сорок лет Ф. Дж. Петтиджон (1949) показал, что существует много исключений. Сегодня мы располагаем несравнимо большим количеством химических анализов, однако их использование для генетических целей в метаморфической петрологии существенным образом ограничено особенностями точнее — принципиальными различиями систематики осадочных и магматических пород. Действительно, для последних геологическая позиция, минеральный состав и петрохимическая характеристика составляют обязательное единство для каждого выделяемого типа. Возникает детальная, дискретная систематика, которая позволяет делать достаточно определенные сопоставления с метаморфическими породами на петрохимической основе. В литологии петрохимическая систематика практически не используется как универсальный классификационный признак и поэтому здесь сопоставления с метаморфическими породами возможны лишь в самом общем виде (напр. с глинами в целом и т.п.), что конечно совершенно недостаточно для генетических целей.

Вероятно первым, кто попытался подойти к общей петрохимической систематике осадочных пород с помощью графических методов был А.Н. Заварицкий (1932) Позднее было предложено большое число разнообразных диаграмм, из которых наиболее удачной оказалась диаграмма А. Симонена (1953) на основании которой был построен ряд других (Е. Пелтола, 1960, А.А. Предевский, 1970 и др.), целью которых являлось избежать решения вопросов номенклатуры осадочных пород и получить параметры генезиса метаморфических пород непосредственно из пересчета химических анализов.

Опыт разработки единообразной петрохимической систематики для метаморфических, осадочных и магматических пород был предпринят на основе модификации предложенного ранее метода пересчета (О.М. Розен, 1970), что позволяет нанести составы пород в виде нормативных минералов (кварц, полевые шпаты, карбонаты, сумма глинистых минералов и пр.) Сопоставление нормативных и модальных составов обнаруживает удовлетворительную сходимость. В соответствии с задачами исследований среди осадочных аналогов предлагается выделять (в порядке нарастания кремнекислоты): карбонатные, основные (соответствуют карбонатным глинам) средние (песчаные глины, частично граувакки), кислые (граувакки, аркозы) и кварцитовые отложения. Магматические породы попадают в соответствующие группы по содержанию кремнекислоты (основные средние, кислые) но оказываются частным случаем в каждой из этих групп осадков. Это направление требует дальнейших исследований.

3. Анализ проблемы амфиболитов (А.В. Сидоренко с соавт. 1972) показывает, что наиболее распространенным путем исследования первичной природы является сопоставление амфиболитов неясного генезиса с магматическими породами, что представляет несложную арифметическую операцию и в случае сходства — вопрос о магматической природе считается решенным, а в случае отличия — может быть поставлен вопрос об осадочном их происхождении. Другой путь состоит в сопоставлении метаморфических пород между собой. Если, например, одни из них слоистые, а другие массивные, то, предполагая первые седиментогенными, а вторые магматогенными, исследователи выводят другие (петрохимические, геохимические и т.п.) признаки. Естественно, что в обоих случаях

решение оказывается условным. Действительно, без отчетливых геологических, петрохимических и других данных о конкретных осадочных породах, которые могли явиться антиподом сходных по химическому составу магматических пород, не могут быть отделены изначально сходные признаки от тех, которые мы можем считать диагностическими при определении первичной природы метаморфических эквивалентов.

4. Основой исследования первичной природы метаморфических пород с помощью сопоставлений с неметаморфизованными аналогами является единый историко-геологический принцип изучения земной коры на протяжении всей ее геологической истории, основанный на подобии, сходстве главных черт эволюционно усложняющегося развития Земли в докембрии и фанерозое (А.В. Сидоренко, 1968) Устанавливаются также конкретные черты сходства в ассоциациях горных пород, условиях их образования и т.д., объединенные в целом как признаки гипергенеза в докембрии (А.В. Сидоренко с соавт. 1971).

Определение первичной природы кристаллических сланцев и условий образования исходных пород в своей основе имеет подобие, сходство или тождество метаморфических пород с теми или иными исходными породами, которое складывается из непротиворечивой совокупности комплексов совпадающих признаков - геологических, геохимических и др.

На первом этапе таким путем может быть выявлена первичная природа метаморфической породы и намечена группа исходных пород - осадочных или магматических аналогов. Второй этап - это отыскание конкретного генетического типа исходных пород, дальнейшее уточнение диагностических признаков и в результате - выявление условий образования дометаморфической породы. При существующем состоянии изученности для большинства конвергентных метаморфических пород могут быть получены лишь данные первого этапа, но и для этого требуются еще интенсивные исследования в особенности осадочных аналогов. Некоторые новые пути, имеющие целью сделать дальнейшие шаги в этой области, будут детально изложены в докладах Н.А. Созинова, О.В. Горбачева и некоторых других авторов.

Непрерывность осадконакопления и спонтанный эпизодический характер магматизма, прямая связь продуктов осадконакопления с условиями на поверхности планеты указывают на необходимость изучения седиментогенных метаморфических пород. Тщательное и детальное сопоставление их с осадочными аналогами в их геологической и палеоклиматической ситуации, по существу, является единственным доказательным методом восстановления условий осадконакопления и формационных исследований в докембрии.

## ПРИНЦИПЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ДОКЕМБРИЯ

*Луева О.И.*

Геологический Институт АН СССР

К настоящему времени накоплен большой фактический материал по литологии докембрийских осадочно-метаморфических комплексов щитов и в меньшей степени - складчатых областей. Литологически изученными являются не только слабо преоб-

разованные глубинным эпителизмом или начальным метаморфизмом осадочные породы и сложенные ими комплексы верхнего докембрия, но и в разной степени переработанные региональным метаморфизмом толщи среднего и нижнего протерозоя и частично архея. Накопленный опыт литологических исследований докембрийских осадочно-метаморфических пород открывает пути дальнейшего развития работ в этом направлении и, в частности, пути решения вопросов, фациального и формационного анализа осадочно-метаморфических комплексов и вопросов палеогеографии времени их накопления.

Осадочная порода, как известно, несет в себе огромную генетическую информацию, которую мы раскрываем с помощью геологических литологических и прочих методов, в том числе методов фациального и формационного анализа, методов палеогеографии. Осадочно-метаморфическая порода, кроме того, несет в себе еще и информацию о последующих метаморфических преобразованиях, познать которые мы можем используя методы петрографии и петрологии в совокупности с перечисленными выше. Таким образом, только комплексное применение всех этих методов позволяет подойти к решению вопросов истории древнейшего осадконакопления и геологической истории земной коры в целом.

Основой всякого геологического исследования являются горные породы — их залегание, форма тел, особенности вещественного состава, закономерности их изменения по площади и по разрезу. При изучении метаморфических пород в первую очередь должны быть выяснены типы осадочных и вулканогенно-осадочных пород, которые теперь преобразованы процессами метаморфизма. То есть, возникает необходимость "снятия" метаморфизма и восстановления осадочных и вулканогенно-осадочных аналогов нынешних метаморфических пород. Для решения этой (одной из главных) задачи необходимо сирупулезное изучение метаморфизма. И только после установления типов первично осадочных пород возможны суждения об их специфических особенностях, чертах сходства и отличия от фанерозойских аналогов, что в свою очередь дает возможность судить о сходстве и различии геологических процессов и условий осадконакопления докембрия и фанерозоя.

Таким образом, при изучении палеогеографических особенностей древних докембрийских эпох предметом исследования являются в разной степени преобразованные метаморфические породы. Цель их изучения — выявление типов первично-осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Далее используются методы литологии, фациального анализа и палеогеографии, которые обычно применяются литологами при изучении фанерозойских толщ.

Палеогеография докембрия развивается не только как синтез знаний по литологии и учению о фациях, как это имеет место в случае фанерозойской истории развития Земли, но и базируются на учении о метаморфизме и петрографии метаморфических пород.

## ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭНДОГЕНЕЗ

*Сидоренко Св. А.*

Геологический институт АН СССР

В настоящее время нет сомнений в том, что "рубеж жизни" оцененный с самых различных позиций, приблизился к 3,5 млрд. лет и отвечает возрасту древнейших осадочных комплексов Земли (Ю. Африка, свиты Модис, Фиг-Три,

Онвервайт ) (Сидоренко и др., 1971). Если учесть также, что в определенном смысле и вся свободная вода на Земле и все газы атмосферы "биогенны" т.е. являются бесчисленное число раз прошедшими через живое вещество (Виноградов, 1961), то станет ясно, что во-первых, эта четверная система—земное вещество, выходящее на дневную поверхность, гидросфера, атмосфера, живое и органическое вещество—создалась и функционировала как взаимосвязанная система уже по меньшей мере с 3,5 млрд. лет и во-вторых, имело по массам и составам примерно одинаковый характер на всем протяжении обзоримой сегодня геологической истории нашей планеты.

Электронномикроскопическое изучение древнейшего метаморфизованного органического вещества показало его упорядоченную структуру микроорганизмов колоннального характера.

Нами уже было ранее показано (Сидоренко и Сидоренко, 1971), что захороненные в древнейших отложениях количества органического вещества вполне соизмеримы с его количествами, обнаруживаемыми в более молодых отложениях. Однако, если и допустить тем не менее все же его относительно меньшую распространенность в надревнейшие периоды экзогенной истории земной коры, то всегда следует иметь в виду, что биохимическая внешняя активность низкоорганизованных живых существ в огромное число раз превышает влияние на косную, минеральную материю более высокоорганизованных животных и растительных организмов.

Все это с несомненностью показывает, что проблема геологической роли древнейшего живого (а впоследствии органического) вещества должна занимать особое место в исследованиях по докембрию и, по существу, представляет собой совершенно самостоятельное по значению и методам исследований научное направление.

В докладе обсуждаются некоторые биохимические, геохимические и геологические следствия достаточного обилия живого и органического вещества на всех этапах экзогенного развития докембрия и вплоть до литификации и метаморфизма древнейших осадочных пород.

#### ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩАХ ЗЕМЛИ

*Сердюченко Д.П.*

Институт Минералогии, Геохимии и Кристаллохимии  
редких элементов, МГ СССР

I. На примере многих элементов (Fe, Cu, S, B, P, Cl, C и др.) было показано, что металлогения главной части осадочной земной коры обусловлена составом осадочно-метаморфических, преимущественно докембрийских толщ (Д.П. Сердюченко, 1935, 1953, 1960, 1968 и др.)

При этом одни осадочные рудные концентрации в зоне метаморфизма сохранились, испытав изоминеральную или изохимическую перекристаллизацию и тектурно-структурные преобразования; другие наоборот, были разубожены или совсем рассеяны и уничтожены; третьи впервые (метаморфогенно!) возникли в результате концентраций рассеянного ранее в осадочных или метаосадочных толщах рудного материала под влиянием гидротерм, динамо-термальных и контакт-

инъекционных воздействий; четвертые представляют собой регенерированные образования, перемещенные, например, вдоль пластности или вертикально (из одного структурного яруса в другой) - с помощью интрузивных и вулканических внедрений и сопряженных с ними гидротерм и контакт-метасоматических процессов, нередко даже с образованием при этом анатектических (плутоно-вулканических) рудных (магнетитовых, апатитовых, карбонатных и др.) и парагенетически сопряженных с ними гранитоидных, щелочных и других силикатных магм; пятые представляют собой специфические (например, редкометальные и др.) месторождения, обязанные своим происхождением активным и долгодействующим щелочным ( $K, Na$ ) - растворам в зонах тектонических напряжений и палингонеза, выносящим впереди фронта и на флангах щелочного метасоматоза и гранитизации редкие, малые, цветные и другие элементы, освобожденные из изоморфного сорбционного и механически дисперсного рассеяния в осадочно-метаморфических толщах и образующие свои собственные минералы ... (Д.П. Сердюченко, 1959, 1963, 1972 и др.)

Из ряда вопросов и проблем осадочно-метаморфического рудообразования мы остановимся сейчас на металлогеническом значении древних карбонатных и соленосных пород, а также на рудотранспортирующей и рудоконцентрирующей роли летучих веществ (агентов-минерализаторов) осадочного происхождения.

2. Наряду с "типичными карбонатами" безусловно в материковой земной коре имеются и по-видимому господствуют, часто трудно отличимые от них "карбонатиподобные" образования осадочного происхождения: они возникли за счет тектоно-гидротермальной и анатектической переработки пластовых или линзовидно-стратифицированных известняково-доломитовых толщ, почти всегда содержащих фтористые минералы (флюорит, фтор-апатит) или сопряженных с ангидритами и солями (Д.П. Сердюченко, 1963, 1964, 1972; Н.З. Евзикова и др. 1964, 1965; С.С. Ильенко, 1964; Bailey, 1961 и др.); углекислые и фтористые (с хлором) метаморфогенные гидротермы вызвали при этом мобилизацию и перетолжение редкометальных (редкоземельных, тантало-ниобиевых, титано-ванадиевых, циркониевых и др.) бариевых и стронциевых, а также фосфатных (апатитовых) и железистых (магнетит) минералов - из самих карбонатных толщ и из вмещающих гнейсов и сланцев. Экспериментально Татлом и Уилли (Wyllie and Tuttle, 1960) получен карбонатный легко подвижный расплав при  $575^{\circ}$  и с 1000 бар или  $640^{\circ}$ С и 4000 бар, но температура плавления сильно снижается при добавлении в систему фтора или магния, т.е. очевидна возможность выплавки и дифференциации природной многокомпонентной палингонной карбонатной магмы на кальцитовую, доломитовую, сидеритовую.

В системе глубинных и рифтовых зон, которые могут служить путями продвижения к поверхности мантийного материала, карбонаты отсутствуют на огромных пространствах Индийского океана и широко развиты вдоль восточно-африканских разломов, где карбонатные осадочные породы широко распространены и вовлечены в динамо-термальную переработку с образованием даже карбонатных лав (Кения и др.) В частности, в рифтовой зоне ЮЗ-СВ направления в Сев. Родезии (Mid-Zambezi-Luangwa Rift) имеются как неизменные, так и "интрузивные" и пластически и гидротермально переработанные известняки в районах Кишиа и Мквиши, также "типичные" звездово-жильные карбонаты и

сопряженные с ними щелочные сиениты (Bailey, 1961).

Секущие рифейскую осадочную толщу слюдястые перидотиты и пикритовые порфириды на Чадобецком поднятии в Сибири в своих зальбандах содержат апатитовые оторочки, которые генетически явно связаны с составом прорванных ультраосновной магмой фосфатизированных глинистых сидеритов и песчаников. Ассимиляция же глинистых известняков, битуминозных и водорослевых доломитов привела на последних этапах магматического процесса к аутометасоматической карбонатизации (особенно в их апикальных зонах) секущих жильных ультрабазитов и к образованию (на их продолжении) метаосадочных гидротермальных жил типа карбонатитов, содержащих пирохлор и другие акцессорные редкометалльные минералы (Сердюченко, Чайка, 1967, 1969).

Изотопный анализ углерода (Багдасаров, Галимов и др. 1969) подтвердил, что карбонатный материал этих карбонатитоподобных жил заимствован из известняков и доломитов.

Удается проследить на конкретных геологических примерах эволюционный генетический ряд фосфорито-apatитовых месторождений: осадочных, метаморфических, гидротермальных и палингенных (Сердюченко, 1967, 1968).

Пермские известняки и доломиты свиты Набеяма в Японии (Shigeaki, 1971) содержат криптокристаллический фтор-apatит, образующий сингенетичную рассеянную вкрапленность или эпигенетические прожилки.

Апатитсодержащие (в среднем 15% апатита) магнетитовые руды Центральной и Северной Швеции *Zandergruen* (1948, 1949) обоснованно рассматривает как палингенные. Эти руды обычно сопровождаются щелочными сиенитами, но геологическая связь между ними вторична: гранитная магма вплавила богатый железом и карбонатами (Ca и Mg) осадочный материал, что и привело к парагенезису рудной и нерудной фракций.

Знаменитые Хибинские (тоже девонские) апатитовые месторождения (Сердюченко, 1965, 1967, 1968) образовались, по-видимому, в результате глубинного выплавления из осадочного богатого фтором фосфатно-карбонатного материала и вмещающих силикатных пород или инъекции гранитов в зону мощных богатых фтором и стронцием фосфоритов, сочетавшихся, как и во многих других районах мира, с известняками и доломитами.

Присутствие в апатит-нефелиновых и в сопутствующих щелочных породах редких элементов (Е.И. Семенов и др. 1962), а также битуминозных веществ (И.А. Петерсилье, 1963), связано, очевидно, с материнской фосфоритноносной осадочной толщей, содержавшей глауконит, пирит, органические примеси.

3. Развитие в архейских метаосадочных толщах иенгской серии Алданского щита диопсидовые и скаполит-содержащие доломитовые мраморы и кальцифиры, парадиапсидиты, скаполит-диопсидовые породы с почти мономинеральными скаполитовыми прослоями и линзами и скаполит-диопсид-роговообманковые плагиоклазовые гнейсы — представляют собой результат метаморфизма соленосных (карбонатно-сульфатно-хлоридных) и засоленных древних осадков, причем в скаполите главным образом фиксируются основные солевые компоненты — Na, Cl,  $3O_8$ ,  $CO_2$ , F и др. (Д.П. Сердюченко, 1955, 1956, 1959, 1960).

Скаполит продолжает здесь метаморфогенную кристаллизацию плагиоклазов, а гастингсит-пироксенов при понижении температуры и накопления в породе "летучих" веществ осадочного происхождения, — в условиях местного регрессив-

ного снижения ступени метаморфизма. В этих же породах Алдана местами имеются вкрапления и прослойки сингенетичного сиренево-розового ангидрита (В.А.Каргатъев, 1970), а изотопный состав серы из минералов нейтральных пород показал (Ф.В. Чухров и др., 1968) ее изначально сульфатный характер и биогенное изотопное фракционирование, т.е. в архее здесь существовал прибрежно-морской и лагунный режим и шло накопление бороносных солей и (потом графитизированной) органики, обусловившей и сульфат-редукцию и метаморфогенное образование магнетитовых руд за счет гидроокисных, хлоритовых и сидеритовых железистых осадков.

К настоящему времени по разновозрастным породам Прибайкалья, а также на территориях Скандинавии, Канадского и Австрало-Мадагаскарского шитов получены данные, свидетельствующие о правильности нашей генетической концепции и говорящие о существовании там карбонатно-сульфатно-соленосных формаций в раннем архее (около 3 млрд. лет назад) (Д.П. Сердюченко, 1972)

4. Некоторые южно-мадагаскарские пласты парапироксенитов, переслаивающиеся со скаполитовыми гнейсами и кальцифирами без нарушения своей формы, содержат аутигенную флогопитовую минерализацию с кальцитом и скаполитом, иногда также с ангидритом, апатитом и флюоритом в районе *Ampanzandava* и др. (Noizet, 1970).

В Алданском архее, кроме метасоматических (по двописиду или гастингситу) и собирательно перекристаллизованных в контактах с аляскистыми гранитами магнезиально-железистых слюд, также имеется (Д.П.Сердюченко, 1960) первичные флогопиты, образовавшиеся в условиях регионального метаморфизма за счет богатых калием (засоленных) глинисто-карбонатных (мергелистых) осадков: они тонкослойно чередуются с кальцифирами, а местами слюдиты переслаиваются с пироксеновыми и роговообманковыми сланцами, с магнетитовыми рудами.

Таким образом, засолением исходных древних осадков обусловлены не только ресурсы натрия и связанные с этим процессы дальнейшей аутигенной или метасоматической скаполитизации и альбитизации, но и ресурсы калия и связанные с ним (помимо глубинных источников) процессы сингенетичного метаморфогенного флогопито- и биотитообразования, а также эпигенетической флогопитизации и микроклинизации, которые активизировались термо-динамическими (тектоническими) и магматическими (в том числе палингенными) факторами.

С этими процессами в соответствии с геохимической спецификой отдельных провинций связаны и относительно повышенные изначальные содержания разных редких и малых элементов (Cs, W, Sn, B и др.) На дальнейших этапах геологического развития в ряде случаев происходило их перераспределение (под влиянием гидротерм, трещинной тектоники, интрузий и др.)

Следует отметить, например, не имеющие пространственной связи с изверженными (гранитоидными и др.) породами слюдиты Трансвааля и Бразилии (Be, TR) Дальнего Востока (Sn) и др.

5. Масштабы распространенности альбит-скаполит-содержащих и других метасоленосных пород в архейских толщах Земли очень велики. В Сибири они занимают по несколько тысяч квадратных километров, а при содержании только 2%  $^{238}\text{U}$  "общие запасы" этого летучего компонента будут исчисляться миллиар-

дами тонн. Только в районе горы Иза в сев.-зап.Квинсленде в Австралии в подосе скаполитоносных метаосадочных пород длиной 8 км насчитывают хлора около 500 млн. тонн. Занимаемая скаполитовыми породами площадь только в провинциях Квебек, Онтарио, Нью-Йорк достигает 100 тыс. кв. миль. Почти во всех эндогенных месторождениях включения рудообразующих растворов состоят в основном из хлористого натрия, часто из фтористого кальция. Таким образом, участие метаосадочного хлора и фтора (натрия и кальция) в архейском рудо-и минералообразовании очень велико, равно как и их количество в "захороненных" подземных атмосферах, минерализованных водах и рассолах, в метастабильных минеральных образованиях, в состоянии сорбции и акклюирования. Рассеянные ("свободные") и даже уже зафиксированные в метаосадочных скаполитах (амфиболах и слюдах) галоиды и щелочи под влиянием метаморфизма и гранитизации вновь начинали мигрировать и поступали в фонд активных агентов - минерализаторов, которые извлекали, переносили и концентрировали рудный материал (Б.Б. Полюнов, 1934; Д.П. Сердюченко, 1956; Н.Ю. Икорникова, 1962, И.Д. Павлов, 1964; А.В. Щербаков, 1968; А.М. Блох, 1969 и др.)

5. Фтор, также тесно связан с карбонатными (известково-доломитовыми) и сульфатно-галогенными толщами и их метаморфическими производными. В морских лагунах и реликтовых бассейнах фтор-содержащие рассолы, опережая садку доломита, выделяют дисперсные фазы флюорита или фтор-апатита, очень редко с ватнеритом или изокитом. Следующие за седиментацией этапы диagenеза, тектоно-магматической активизации, палингенеза и гидротермальной деятельности - все вызывали мобилизацию, собирательное (возрастающее на каждой новой геологической стадии) перераспределение фтора, вплоть до формирования в благоприятных структурных условиях почти сплошных линзовидно-гнездовых тел, штокверков или жил фтор-содержащего минерала (флюорита или фтор-апатита). С другой стороны, в платформенных и геосинклинальных зонах широко образовывались легкоподвижные фтор-содержащие металлические комплексы, которые после перемещения и концентрации таких, например, элементов, как редкие земли, олово, бериллий и др. распадались, а фтор в виде фтористого кальция сохранялся почти на той же самой территории, проявляя своеобразную геохимическую оседлость. Территории и осадочные геологические формации (например, Анды, Калифорния, Казакстан, Дальний Восток и др.) были фтороносными еще задолго до развития в них гидротермальной рудной минерализации (Л.В. Пустовалов, 1937, Petetz, 1958; Я.П. Самсонов, 1970).

С рудотранспортирующей ролью фтора, очевидно, следует (Geijer, 1960, 1961; Сердюченко, 1967, 1971) связать образование в докембрийских метаосадочных толщах таких пневмато-гидротермально-метасоматических месторождений фтор-карбонатов редких земель, как район Бастнез в Центральной Швеции, а также восточно-сибирских редкоземельных месторождений - в зонах разломов, смятия, щелочного метасоматоза и широких проявлений палингенных процессов - на стыке протерозойских и архейских метаосадочных пород (В.В. Архангельская, 1968; Д.П. Сердюченко, 1972) Кроме минералов  $Zr$  и  $Hf$ ,  $Ta$  и  $Nb$ ,  $Ce$  и  $Y$  здесь вторично встречены и бериллиевые (берилл и гадолинит), но генетически показательны присутствие на разных стадиях минералообразования фтористых соединений: криолита, фтор-апатита, флюорита, фтор-пирохлора, бастнезита.

В метасоленосных метаморфических породах раннего архея приблизительное отношение  $F:Cl = 1:5$ ; при широком распространении этих и других фторсодержащих пород мы получим громадные количества агента-минерализатора фтора, происшедшего изначально или из первичной коры и верхней мантии, или сконденсировавшегося из водяных паров и химически сложных дымов догеологической углекислой атмосферы Земли (А.П. Виноградов, 1964, А.Б. Ронов, 1964; Д.П. Сердюченко, 1967).

## МОБИЛИЗАЦИЯ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И ГРАНИ- ТИЗАЦИИ

Белевцев Я.Н.

(по геологическим и экспериментальным данным)

Институт геохимии и физики минералов АН УССР

1. Геологические и экспериментальные исследования мобилизации рудогенных элементов водными растворами из осадочных и метаморфических пород проводятся нами в связи с изучением проблемы источников металлов при рудообразовании. Химически активные гидротермальные растворы различного происхождения — ювенильные (поднимающиеся из области мантии), метаморфические (высвобождающиеся из пород при метаморфизме), вадозные (глубинной циркуляции) или воды смешанного состава при прохождении через породы экстрагируют — мобилизуют рудогенные элементы.

Как показывают экспериментальные исследования и геологические наблюдения, мобилизация рудогенных элементов из горных пород осуществляется при метаморфизме и гранитизации. Мобилизованные металлы являются важным источником для образования многих типов рудных месторождений.

2. Аналитические данные и результаты экспериментов позволили установить общую закономерность, состоящую в том, что по мере увеличения метаморфизма пород возрастает вынос рудогенных элементов. При этом различные элементы проявляют тенденцию к накоплению в породах определенных фаций метаморфизма. Так, например,  $Fe, Cu, Pb$  и  $Zn$  концентрируются в породах зеленосланцевой фации;  $U, Au, Sn, V$  и др. в породах амфиболитовой фации.

Кроме того, концентрации многих элементов связаны с диафорезом, сопровождающим метаморфические и ультраметаморфические преобразования пород.

3. Гранитизация в зонах ультраметаморфизма выразилась в переплавлении или флюидном метасоматозе метаморфических пород в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Гранитизация пород сопровождалась выносом большого количества  $Fe, Mg, Pb, U$  и многих других рудогенных элементов, что в конечном счете приводило к возникновению метасоматических зон (альбититов, грейзенов, листвинитов, скарнов) и связанных с ними многочисленных месторождений.

ЗНАЧЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ  
ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

*Борщевский Ю.А.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья

В настоящее время одной из кардинальных проблем геологической науки является проблема всестороннего изучения докембрия (А.В.Сидоренко, 1963-1972).

Особое значение приобретает изотопное направление в изучении осадочной геологии докембрия. Широкое использование стабильных изотопов легких элементов ( $O^{18}/O^{16}$ ,  $C^{13}/C^{12}$ ,  $S^{34}/S^{32}$ ,  $O/H$ ,  $V^{51}/V^{50}$  и др.) для углубленного и целенаправленного изучения осадочно-метаморфических комплексов докембрия окажет большую помощь в решении важных для развития современной геологии вопросов возникновения, состава и эволюции первичной гидросферы и атмосферы, природы исходного вещества для первичных осадков, эволюции осадочных процессов, метаморфогенного породе- и рудообразования, металлогении шитов и т.д.

Таким образом, решение проблем осадочной геологии докембрия на изотопном уровне представляет важное общегеологическое значение.

В последние годы убедительно показано, что стабильные изотопы, как геохимические индикаторы, характеризуют только закономерные, а главное, многоактные, циклические процессы. "Изотопная" летопись геологических событий во многих случаях оказывается весьма информативной, отражая основные, принципиальные особенности геологических процессов.

Необходимо подчеркнуть, что основную роль в разделении стабильных изотопов играют экзогенные и биохимические процессы (физико-химические и биологические факторы фракционирования изотопов наиболее действенны в термодинамических условиях зоны гипергенеза), поэтому изотопные методы имеют исключительно важное значение для успешного решения проблем осадочно-метаморфической геологии докембрия.

Изотопные методы уже внесли существенный вклад в развитие и укрепление представлений о ведущей роли осадочных процессов в докембрии, подтвердив существование основных факторов гипергенеза и "установление" геохимических циклов ряда легких элементов с раннего докембрия.

К проблемам осадочной геологии докембрия, в решении которых изотопным методам принадлежит ведущая роль, можно отнести целый ряд проблем, настолько взаимосвязанных, что их изучение должно проводиться в значительной степени комплексно.

1. Проблема среднего изотопного состава земной коры и метеоритного, а также лунного вещества, непосредственно связана с происхождением Земли и ее наружных оболочек - литосферы, гидросферы и атмосферы, поскольку химическая

дифференциация Земли на оболочки должна была сопровождаться изотопной дифференциацией земного вещества.

Выяснение характера изотопной эволюции первичной гидросферы и атмосферы в процессе их взаимодействия с первичным земным веществом и первичными осадочными породами позволяет более правильно судить не только о механизме их образования и их первичном составе, но и о времени возникновения и эволюции осадочных процессов на Земле.

Безусловным следствием взаимодействия геосфер является известный факт значительного обогащения внешних оболочек Земли тяжелыми изотопами  $O^{18}$ ,  $C^{13}$ ,  $S^{34}$ . Однако было бы преждевременно отождествлять изотопный состав изученных к настоящему времени самых верхних горизонтов земной коры с изотопным составом всей земной коры, а тем более делать определенные выводы относительно того или иного механизма образования геосфер.

Следует отметить, что благодаря успехам литологии, изотопной геологии и геохронологии докембрия, интервал между астрономическим (4,5 млрд. лет) и геологическим (3,5-4,0 млрд. лет) этапами истории Земли сократился настолько, что перед целым рядом гипотез о механизме образования сиалической коры, гидросферы и атмосферы возникли весьма серьезные трудности.

Для успешного решения этой проблемы необходимы детальные изотопные исследования осадочно-метаморфических толщ докембрия, так как, именно, они составляют значительную часть земной коры.

И все же уже сейчас можно сказать, что известные особенности распределения и закономерности поведения стабильных изотопов легких элементов в земной коре больше соответствуют представлениям о полициклической осадочно-метаморфической дифференциации первичного земного вещества.

2. Проблема изотопной диагностики первичной природы глубокометаморфизованных пород является одной из наиболее актуальных проблем осадочной геологии докембрия. Разработка изотопных критериев орто- и парапород предполагает решение ряда вопросов как изотопного плана - характер и масштабы влияния метаморфизма на исходный изотопный состав осадочных и магматических пород (например, характер фракционирования изотопов кислорода при процессах дегидратации и декarbonатизации глинисто-карбонатных пород, наиболее вероятных осадочных аналогах амфиболитов, эклогитов, гранулитов и др. типов метаморфических пород основного состава), так и общегеологического - особенности миграции вещества при региональном метаморфизме (поведение воды, углекислоты, щелочных и рудных элементов), состояние вещества пород на стадии ультраметаморфизма и т.д. Весьма перспективно экспериментальное моделирование на изотопном уровне процессов метаморфизма осадочных и магматических пород, что должно дать ценную информацию о происхождении глубокометаморфизованных пород, об их исходной природе, а также об условиях и механизме их метаморфических преобразований. Необходима также тесная взаимосвязь изотопных и литологических исследований осадочно-метаморфических пород докембрия. Чем точнее будет определяться литологическими методами первично-осадочный облик метаморфической породы, тем точнее будут исходные данные для установления характера и степени фракционирования изотопов в процессе регионально-го метаморфизма, что поможет рассчитать для любой парапороды ее первоначальный изотопный состав.

Не исключено, что комплексные литолого-изотопные исследования по данной проблеме приведут, весьма вероятно, к отрицанию магматической природы многих типов глубокометаморфизованных пород докембрия.

3. Проблема биогенного углеродистого вещества в древнейших осадочно-метаморфических толщах Земли важна не только для осадочной геологии докембрия, но и для естествознания вообще. Немаловажное значение имеет и изотопный аспект этой проблемы.

Широкое использование изотопии углерода, в сочетании с другими изотопными методами, будет способствовать дальнейшему развитию литологии и металлогении докембрия, так как позволит судить об интенсивности проявления жизни в докембрии и роли биогенного фактора в докембрийском осадкообразовании, а также о направлении и характере эволюции биогенного органического вещества и связанных с ним рудных элементов при региональном метаморфизме и ультраметаморфизме осадочных пород.

Весьма перспективно комплексное изотопное изучение графитоносных сланцев и гнейсов докембрия как возможного источника рудного вещества, что даст необходимые данные для суждения об особенностях метаморфогенного рудообразования в докембрии и о действительной роли докембрийских осадочно-метаморфических комплексов в металлогении фанерозоя.

Таким образом, комплексные изотопные исследования по данной проблеме должны привести к более правильному пониманию нефте-газогенерирующей и рудогенерирующей роли осадочно-метаморфических комплексов докембрия во всем их глобальном масштабе ("гранитная", а, возможно, и "базальтовая" оболочка Земли).

4. Изотопные методы являются важным средством решения проблемы происхождения гранитов, которые широко распространены в докембрии, и по многим соображениям их можно рассматривать как преобразование осадочно-метаморфические породы. Изотопно-кислородные исследования ясно показывают, что прогрессивный региональный метаморфизм закономерно изменяет изотопный состав осадочно-метаморфических пород вплоть до значений  $O^{18}$ , свойственных гранитам. В изотопных исследованиях по данной проблеме необходимо учитывать литологический состав толщ, подвергавшихся гранитизации.

5. Велико значение изотопных методов для решения проблемы генезиса железистых кварцитов, которая тесно связана с основными чертами докембрийского литогенеза и метаморфизма. Однако, если изотопное изучение железистых минералов кварцитов проводится довольно успешно, то изотопное изучение кварца практически не ведется, тогда как есть все основания считать, что с помощью изотопии кислорода можно различать хемогенный и кластогенный кварц в докембрийских кварцитах. Необходимо использовать для решения этой проблемы изотопию кремния, которая может быть весьма информативной. С помощью изотопных методов можно попытаться установить масштабы участия вулканогенных продуктов в образовании железистых кварцитов и вообще в докембрийском литогенезе.

6. Весьма перспективно использование изотопных методов для изучения процессов метаморфогенного породообразования в докембрийских соленосных толщах, с которыми может быть связано образование карбонатитов, нефелиновых сиенитов и других щелочных пород.

Широкие, целенаправленные, тесно взаимосвязанные литолого-изотопные исследования осадочно-метаморфических комплексов позволят по-новому подойти к решению важнейших проблем литологии, петрологии и металлогении докембрия.

## ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ ДОКЕМБРИЯ ЩИТОВ И МАССИВОВ

*Билибина Т.В., Ермолаев Б.А., Свириденко В.Т., Титов В.К.*

Всесоюзный Геологический Институт, МГ СССР

1. Изучение геологических формаций докембрия, в том числе и глубоко-метаморфизованных пород, показало, что в их составе существенную роль играли осадочные образования (Я.Н.Белевцев, К.О.Кратц, А.В.Сидоренко, Н.М.Страхов и др.). В настоящее время в докембрии известны породы различных литологических фаций: песчанниковых, алевролит-аргиллитовых, гравелит-конгломератовых, доломит-известняковых, железисто-кварцитовых, кварцитовых, соленосных. Осадочные породы нередко находятся в ассоциации с вулканогенными, и в этом случае метаморфизованные разновидности и другие не всегда достоверно различимы. Особенно это относится к глубоко-метаморфизованным осадочно-вулканогенным формациям архея. Некоторые типы метаморфизованных осадочных пород отчетливо сохраняют свои литологические признаки при любой степени метаморфизма и могут рассматриваться как породы индикаторы. Для установления первичных признаков метаморфизованных осадочных пород широко применяются методы реконструкции их структур и текстур, реликтовых минеральных ассоциаций, напластования, сложности и характера ритмичности (А.В.Сидоренко).

2. Ассоциации осадочных пород, входящих в состав геологических формаций от архея до позднего протерозоя, дают некоторые основания для установления последовательности их образования в смене геологических эпох и особенностей размещения литологических фаций (в понимании А.Тресли - Н.С.Шатского). Исходя из опыта изучения геологических формаций докембрия, установлена их закономерная смена в соответствии с изменением геотектонического режима - от существующего при образовании первичной земной коры в архее, к протегессинклинальному и протоортогенному режимам в раннем и среднем протерозое и к платформенному в позднем протерозое.

3. Общие закономерности эволюции осадкообразования в геологических формациях докембрия от архея до позднего протерозоя представляются, по имеющимся данным, в следующем виде:

а. Первичное накопление осадков в архее характеризуется преимущественно их хемогенной, а не механогенной природой, и длительным формированием однородных фаций. Бассейны седиментации отличались слабой дифференцированностью и консервативным характером на фоне активной вулканоглутовической обстановки.

новки. Накоплению осадков очевидно во многом способствовало химическое выветривание.

б. Для раннего протерозоя характерно заметное преобладание кластогенных образований, представленных различными литологическими фациями. Значительную роль продолжает играть формирование хемогенных осадков. Процессы химического выветривания имеют в эту эпоху не меньшее значение и неоднократно фиксируются в региональном плане. Характерно широкое проявление продуктов выветривания нередко пространственно связанных с областями железнакопления.

в. Среднепротерозойские осадочные образования отличаются от предшествующих ярко выраженной механогенной природой и разнообразием разнородных фаций. Существенное значение имеют органогенные процессы и химическое выветривание.

г. Осадочные толщи позднего протерозоя обязаны своим происхождением процессам механогенеза и в меньшей степени хемогенного накопления. К хемогенным образованиям относятся оолитовые железные руды прибрежного мелководья, некоторые разности известняков и соленосные отложения удаленных засоленных частей позднепротерозойских морей. Накоплению осадков в ряде случаев предшествовали процессы выветривания.

4. Фациальные особенности осадочных образований, входящих в состав геологических формаций докембрия, служат одним из признаков, определяющих типы геологических процессов начальных периодов формирования земной коры.

5. Последовательные и закономерные преобразования вещественного состава древних областей сноса приводят к соответствующим изменениям химического состава осадочных пород различных возрастных групп, выражающимся в уменьшении средних содержаний  $\text{Na}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Al}$  величины  $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$  и, напротив, в постепенном увеличении содержаний  $\text{K}$ , величины  $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$  и  $\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$  при инверсии  $\text{Fe}$  общ. и  $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$  (А.Б.Ронов, А.В.Сидоренко, Н.М.Страхов, Д.М.Шоу). Интенсивность изменения химического состава осадочных пород, как правило, нарастает от архея к позднему протерозою.

В зависимости от поведения петрогенных элементов в осадочных породах от архея к позднему протерозою происходило закономерное изменение и состава малых элементов. Изменяется как распространенность отдельных элементов, так и их соотношения, что фиксируется изменением содержаний химических элементов, их ассоциаций и степени связи друг с другом и петрогенными составляющими.

В зависимости от химических свойств элементов, минеральных форм их нахождения и климатических и физико-географических условий формирования фиксируется одна, две и редко более ведущих форм миграции элементов и, соответственно, литологических фаций, накапливающих отдельные элементы в повышенных количествах (медистые песчаники, золотоносные и торфяносные конгломераты, джеспилиты, углеродистые сланцы и т.д.).

Начиная с раннепротерозойской эпохи (иногда архейской) и далее вплоть до фанерозоя, на примере большинства областей развития докембрия удается реконструировать ряды подвижности элементов в процессе седиментации пород, отвечающие в принципе "идеальному профилю осадочных формаций" Н.М.Страхова.

Эти данные, наряду с другими геохимическими признаками (рост окисленности железа, сдвиг изотопных отношений кислорода и серы, увеличение солености моря и др.) свидетельствуют о развитии в принципе однотипных геохимических процессов гипергенной дифференциации коровой оболочки от архея до фанерозоя включительно. Вместе с тем фиксируются и характерные рубежи в эволюции состава осадочных пород и геохимических процессов, соответствующих границам AR и PT, PT<sub>1</sub> и PT<sub>2</sub>, PT<sub>2</sub> и PT<sub>3</sub>, PT<sub>3-v</sub> и PZ. На этих рубежах происходило изменение интенсивности проявления различных типов геологических процессов, приводящее к резкому изменению в концентрациях и соотношениях элементов в осадочных породах.

## ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ СТРУКТУРНЫХ ЯРУСОВ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНЫ

*Семененко Н.П.*

Институт геохимии и физики минералов АН УССР

В складчатых областях УССР установлены следующие типы метаморфизованных формаций: осадочно-вулканогенные и инъекционно-ультрабазитовые; метабазитоспаялитовые; кератофиро-порфири-лептитовые; железисто-кремнисто-дзеспилитовые; груборитмические вулканогенно-терригенные; ритмические терригенно-флишевые глинисто-песчаные; глинисто-карбонатные; карбонатные глинисто-углистые; глинисто-мергелистые монотонные; песчано-конгломератовые молласовые.

В условиях областей подводного геосинклинального вулканизма и доскладчатого инъекционного вулканизма с многократной пульсацией и дифференциацией фаз вулканических процессов с чередованием периодов подводной гидротермальной вулканической деятельности и вспышек вулканизма и отложения туффовых толщ происходит накопление рудных элементов.

Рудные минеральные образования отлагаются в хомогенных осадках в области подводных гидротерм, а также в процессе гидротермальной субвулканической переработки вулканических толщ.

Накопление рудных элементов имеет место при образовании пестроцветных формаций в условиях литогенеза аридного типа.

Для УССР характерно развитие многих геосинклинальных циклов от 3500 до 1200 млн. лет; выделяются формации: Днепровской области первого структурного яруса, Базавлукской области второго структурного яруса, Восточно-Саксаганской области второго структурного яруса, Ингуло-Ингулецкой области третьего структурного яруса, Тихичско-Тетеревокой области третьего структурного яруса, Бужско-Подольской области второго структурного яруса, Орехово-Павлоградской области второго структурного яруса, Приазовской области первого, второго и третьего структурных ярусов и Воляно-Обвручской области четвертого структурного яруса. Геологические формации пятого структурного яруса представлены платформенными осадочно-вулканогенными отложениями рифея западного склона УССР возрастом от 1000 до 550 млн. лет. Для них характерны рудопроявления и пирропоносность.

Рассматривая геохимическую схему смены геологических осадочных и осадочно-вулканогенных формаций и их рудную специализацию следует отметить, что песчаные кластические и глинистые отложения наблюдаются уже в нижних частях разрезов первого структурного яруса возрастом 3000–3500 млн. лет. Наблюдаются и окисные фации железистых отложений, свидетельствующие о наличии свободного кислорода. Впервые констатированы и карбонатные породы.

Глинисто-углистые и карбонатные отложения, наряду с грубокластическими отложениями, широко развиты уже во втором структурном ярусе возрастом от 2700 млн. лет.

Кислые, основные и ультраосновные эффузивы, терригенные и туфо-песчаные отложения наблюдаются во всех четырех структурных ярусах. Железисто-кремнистые отложения наблюдаются в первых трех структурных ярусах. Отложения фосфора констатируются в докембрии III и в платформенных отложениях рифея.

Марганцево-кремнистые формации констатируются в геосинклинальных формациях докембрия V фундамента Карпат.

## КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ПЕРЕХОДА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ

*Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А.*

Геологический институт АН СССР

1. Рассматриваются основные направления, по которым шло развитие учения об изменении осадочных пород и переходе их в метаморфические образования, в течение последних лет. Приводятся новые материалы по фациям регионального эпигенеза и метабенеза граувакк различного петрографического состава. Иллюстрируется "наследованке" в химико-минералогическом составе граувакк, находящихся на стадии зеленокаменного изменения, не только первичного характера обломочного материала, но и фациальных условий. Рассматриваются минералы фации зеленых сланцев, кристаллохимические особенности которых позволяют судить о первичных обстановках седиментации. Особенно выразительно проявляется специфика слоистых силикатов контрастных фациальных обстановок гумидного и аридного климатов.

2. Специальное внимание уделяется рассмотрению возможностей использования кристаллохимии слоистых силикатов, как индикаторов геологических обстановок. Рассматривается кристаллохимическая эволюция диоктаэдрических алюминиевых и железистых гидрослюд (глауконитов) в течение эпигенеза и метаморфизма.

Дается характеристика специфических особенностей мусковитов метаморфического и гидротермального происхождения. Приводятся материалы, иллюстрирующие кристаллохимические отличия магниальных и магниально-железистых хлоритов, возникающих при преобразовании лерично-осадочных и магматических пород.

## Б. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

*Корякин А.С.*

Геологический институт АН СССР

Важность исследования метаморфизованных образований докембрия, генетически связанных с дометаморфическим выветриванием, очевидна. Изучение метаморфизованных кор выветривания способствует восстановлению характера атмосферы, климатических условий и палеогеографии отдельных интервалов в докембрии, может помочь в реконструкции древнейших процессов осадкообразования. Познавание докембрийских кор приобретает немалую важность и для решения практических вопросов по ряду полезных ископаемых. Не случайно 10 лет назад академик А.В. Сидоренко рекомендовал докембрийские коры континентального выветривания как предмет специального изучения.

Анализ обширной литературы показывает, что во всех докембрийских провинциях на разных стратиграфических уровнях существуют метаморфические образования, принимаемые с той или иной степенью достоверности за первично-элювиальные. Изучение объектов, отождествляемых исследователями с метаморфизованными корами выветривания, проводится большей частью параллельно с различными геологическими работами. Возможно, поэтому многие данные оказываются недостаточно детальными, отличаются фрагментарностью, предположительностью, а иногда и противоречивостью. И хотя некоторые авторы уверенно пишут о метаморфизованной коре выветривания, достоверность таковой подчас нуждается в более убедительных доказательствах. Поэтому в настоящее время главная задача исследований как и прежде, заключается в подтверждении факта существования метаморфизованной коры выветривания путем выявления на основе многосторонних данных ее различных признаков. Не менее важным представляется вопрос об установлении и разграничивании метаморфических проявлений в изучаемых профилях от следов дометаморфического выветривания. Реставрация первичной геохимической зональности, характера и направленности процессов выветривания в дометаморфический этап формирования коры позволяет делать непосредственные выводы о сходстве или различии атмосферно-климатических условий докембрия и фанерозоя.

При изучении протерозойских метаморфических сланцев Карелии кварц-серицитового, серицит-хлоритового и тальк-карбонат-хлоритового состава, развитых соответственно на полимиктовых конгломератах, кислых, основных и ультраосновных породах, получены геологические, текстурно-структурные, минералого-петрографические и геохимические данные, свидетельствующие в совокупности

о первично-элювиальном происхождении некоторых образований.

Постоянная приуроченность метаморфических сланцев к контакту нижележащих исходных пород и перекрывающих метаосадков ятулия говорит о вполне определенном их геологическом положении, напоминающем последовательность пород в профиле выветривания: материнский субстрат, горизонт собственно коры, переотложенные продукты выветривания. Немалое количество выходов метаморфических сланцев в Карелии и сопредельных областях указывает на их региональный, площадной характер, но отнюдь не узко-локальный, тектонический.

Наблюдаемые в некоторых разрезах гранитные брекчии по общему своему строению, по характеру размещения гранитных отторженцев и изменению их формы, по минерально-структурным превращениям в обломках и цементирующей массе обладают типичными делювиально-элювиальными признаками. Элювиальная природа брекчий подтверждается также и неровной, ложбинообразной поверхностью ниже расположенных гранитов. Об элювиальном характере дютулийских профилей свидетельствуют, кроме того, явления прогрессирующего разрушения пегматитовых, аплитовых и кварцевых жил в пределах гранито-брекчии и кварц-серицитового слоя, тогда как в исходном граните они оказываются совершенно не нарушенными. В этом же отношении интересна картина постепенного исчезновения гранитной гальки по мере развития на конгломератах слоя кварц-серицитовых сланцев.

Постепенное минеральное и текстурно-структурное преобразование материнских пород в ятулийских разрезах происходит в принципе по той же схеме, что и в постдокембрийских корах выветривания. Например, процесс серицитизации платиоклаза в изучаемых гранитах и гранитной гальке сходен с замещением полевых шпатов гидрослюдой и каолинитом в достоверных корах выветривания гранитоидов. Преобразование из дютулийских гранитов биотита в хлорит, замещаемый в свою очередь рядом минералов, происходит в том же направлении, что и в более молодых корах. Наблюдаемый процесс прогрессирующей коррозии и распада кварцевых зерен гранита в серицитовой массе тождественен явлениям разъедания кварца глинистыми минералами в постдокембрийских корах выветривания. Подобным же путем происходит замещение альбита и амфибола в мандельштейновых диабазах при их переходе в серицит-хлоритовые сланцы.

Постепенное преобразование гранита и конгломерата (с преимущественно гранитной галькой) в кварц-серицитовую, а диабаза — в серицит-хлоритовую породу сопровождается изменением их начальной массивной текстуры: сначала в сланцеватую, а затем в типично-сланцевую. При этом реликты кварцевых зерен оказываются развернутыми по сланцеватости, а кварцевые мионалы — сплюснутыми. Подобные явления объясняются как результат уплотнения первично-пластичного глинистого слоя в процессе регионального метаморфизма. О том же свидетельствуют наблюдаемые в кварц-серицитовой породе своеобразные текстуры смятия, сдвигания или, наоборот, размазывания ее.

Снизу доверху по изучавшимся разрезам циркон, являясь устойчивым при выветривании и метаморфизме минералом, сохраняет присущую ему призматическую форму. Общее количество  $ZrO_2$  при этом возрастает.

Электронно-микроскопическими исследованиями в кварц-серицитовой породе обнаружены реликты кристаллов каолинита. Присутствие каолинита подтверждается и рентгеноструктурным анализом. Существование в Финляндии залежей каолинита, непосредственно перекрываемых ятулийскими кварцитами, является прямым аргу-

ментом в пользу первично-элювиального происхождения изучаемых образований.

Распределение в изучаемых разрезах породообразующих химических компонентов осуществляется в основном по законам профиля выветривания. В кварц-серицитовом и серицит-хлоритовом сланце, по сравнению с исходными гранитами, конгломератами и диабазами, наблюдается уменьшение содержания  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$  иногда  $\text{CaO}$  и наоборот увеличение  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , конституционной воды и свободного углерода. Однако, содержание  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  и отчасти  $\text{CaO}$  вверх по разрезам увеличивается, а не уменьшается, как следовало бы ожидать. Эта особенность в сочетании с рядом дополнительных признаков указывает, по всей вероятности, на дефицит влажности в период формирования изучаемых разрезов, первично-элювиальный облик которых, по-видимому, достаточно теперь ясен.

В процессе среднепротерозойской складчатости возникшие в доятулии (на гранитах и конгломератах) и в ятулии (на диабазах) коры выветривания были метаморфизованы в фации сланцев. Метаморфизм осуществлялся изохимически. При этом глинистые минералы трансформировались в серицит, мусковит и хлорит, аморфный кремнезем, возникший при выветривании, был перекристаллизован, а гидрослюдисто-глинистый слой рассланцеван. Увеличение вверх по профилям (как на кислых, так и на основных исходных породах) содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и уменьшение  $\text{FeO}$  свидетельствует о наличии в протерозойской атмосфере заметного количества кислорода.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДКО- НАКОПЛЕНИЕ В РИФЕЕ И ДОРИФЕЕ

*Казанский Ю. П.*

Институт геологии и геохронологии СО АН СССР

Рифейская эра, составляющая около 20% геологической истории Земли, характеризовалась интенсивным выветриванием, накоплением в континентальных и морских условиях терригенных, часто олигомиктовых, глинистых, известняковых и доломитовых толщ, с которыми связаны различные ископаемые (железные руды, россыпи, магнезиты и др.) Рифейские отложения также перспективны на поиски бокситов.

Интенсивность выветривания в рифее определялась благоприятным сочетанием факторов, контролирующих физическое и химическое разрушение материнских пород: 1) обилием в атмосфере углекислого газа и кислорода; 2) существованием на водоразделах приподнятых и выровненных плато; 3) достаточно влажным климатом с периодами аридизации; 4) обитанием на континентах бактерий-протофитов и водорослей, участвовавших в разрушении минерального субстрата и поставлявших органические соединения в воды, промывавшие почвы и коры выветривания.

Многочисленные разрезы сохранившихся кор выветривания, развитых на магматических, метаморфических и осадочных породах, представлены преимущественно

но гидрослюдисто-каолинитовыми образованиями. Минералы группы монтмориллонита встречены сравнительно редко. Такой минералогический состав может свидетельствовать о преобладании в рифее выветривания кислого типа.

Континентальные осадки рифея изучены еще недостаточно. В узких зонах аккумуляции на оуше, прилегающих к областям развития продуктов выветривания, выделяются терригенные олигомиктовые осадки дельвиального, прольвиального и аллювиального происхождения. В областях приморских равнин они могут переходить в небольшие дельты. Для этих толщ характерны красные, пестрые цвета пород, которые в рифее возникали в условиях влажного климата. В областях вулканизма к образованиям континентальных фаций относятся пирокластические осадки, несущие следы формирования на склонах наземных вулканов. Имеются несомненные доказательства о переносе значительных терригенных и пепловых частиц ветром, однако для количественной оценки их роли в континентальных осадках необходимы специальные исследования.

Значительно больше данных об условиях морской седиментации в рифее. Изучение реликтовых растворов в кремнистых породах показало, что рифейская морская вода, вероятно, содержала те же катионы и анионы, что и современная, но, возможно, была обогащена щелочными землями. Общее количество растворенных солей в ней примерно было такое же, как и в настоящее время (не выше 35 г на литр).

Морские отложения рифея представлены преимущественно терригенными, глинистыми, карбонатными и кремнистыми осадками. Среди терригенных пород намечается несколько основных типов: терригенные олигомиктовые, терригенные полимиктовые и смешанные. Терригенные олигомиктовые отложения представлены толщами кварцевых песчаников, кварцитов с прослоями алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев. Повышенное содержание кварца, присутствие в заметных количествах каолинита и продуктов его постседиментационного изменения свидетельствуют о том, что источником материала для этих пород являлись продукты выветривания. Терригенные олигомиктовые породы переслаиваются с континентальными отложениями, содержат многочисленные трещины усыхания, пляжевые фестоны и другие текстурные признаки, указывающие на их мелководные условия образования. Полимиктовые терригенные толщи распространены главным образом в районах вулканической деятельности, а также связаны с участками шельфа и континентального склона, подверженными действию оползней и грязевых потоков.

Среди аргиллитов и глинистых сланцев, которые образуют мощные толщи в рифейских отложениях, различаются продукты переработки пеплового материала, флишевые и флишеидные образования, а также глинистые осадки эпиконтинентальных морей.

Карбонатные отложения рифея представлены известняками, доломитами и смешанными породами, имеющими обломочное, химическое и биохимическое происхождение. В платформенных эпиконтинентальных морях, как это видно на примере Сибирской платформы, доломиты являлись осадками преимущественно открытой части бассейна с нормальной для того времени соленостью, тогда как известняки тяготеют главным образом к его прибрежным областям, имевшим опресненный тип вод. В бассейнах неплатформенного типа, отличавшихся меньшими размерами и широким распространением островов, распределение известняковых и доломито-

вых пород более сложное, хотя общая тенденция остается прежней. Новым элементом в строении карбонатных толщ этих районов является флиш.

Характер распространения карбонатных пород, а также результаты экспериментальных исследований позволяют высказать предположение о том, что в рифее формирование доломитовых толщ было обусловлено благоприятным сочетанием целого ряда факторов, в том числе: 1) интенсивным выносом щелочных земель при выветривании; 2) определенными соотношениями кальция и магния в морской воде; 3) повышенными значениями карбонатной щелочности в ней за счет континентального стока и атмосферной углекислоты; 4) устойчивыми значениями концентрации водородных ионов, способствовавшими переходу бикарбонат-иона в карбонатную форму; 5) присутствием в морской воде органических соединений и других веществ, сульфат-иона, благоприятствующих химическому осаждению доломита (протодоломита). Роль водорослей в раздельном осаждении кальциевых и кальциево-магниевого карбонатов пока не доказана. Обычно строматолиты и онколиты имеют тот же состав карбонатных минералов, что и вмещающие породы.

В районах вулканической деятельности терригенные и глинистые породы содержат значительные концентрации пирокластического материала, однако в ряде случаев его первичные признаки могут быть затуманены постседиментационными процессами. Особо следует подчеркнуть роль термальных источников, как поставщиков в зону седиментации соединений кремния, железа и других компонентов. Например, вдоль западной окраины Восточной Сибири (Туруханское поднятие, Енисейский край) большинство кремнистых пород являются подводными гейзерами или морскими химическими осадками вблизи выходов термальных источников на дне бассейна.

При сравнении рифейского осадконакопления с условиями седиментации более поздних эпох обнаруживается много общих черт, особенно в общей направленности процессов. Свообразие в данном случае проявлялось главным образом в масштабах влияния того или иного фактора осадконакопления. Это относится прежде всего к процессам выветривания и механизму биохимической седиментации в морях. Учет этих особенностей важен при палеогеографических реконструкциях и поисках полезных ископаемых.

## О ДРИФЕЙСКОЙ ЭПОХЕ КОРООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ

*Махнач А.С., Левых Н.И.*

Институт геохимии и геофизики АН БССР

Предрифейское, ниже- и среднерифейское время на территории Белоруссии, как и в смежных районах, характеризовалось крупным перерывом в осадконакоплении, вследствие чего здесь формировались коры выветривания. Наибольшим распространением они пользуются в южной и центральной части Белорусского массива. Они залегают здесь на разных глубинах и перекрываются отложениями

пинской свиты белорусского комплекса верхнего рифея. Мощность выветрелых пород колеблется в пределах 6,9–40,5 м, при среднем значении 15,8 м.

Коры выветривания, развитые на гранитах были изучены из разрезов южной части Белорусского массива и района Микашевичско-Житковичского выступа. Наиболее типичен разрез скважины С-14 (д. Волька Ивацевичского района Брестской области), где выветриванию подверглись среднезернистые граниты, состоящие из калишпатов (40%), серицитизированных плагиоклазов (20–25%) кварца (20–25%) биотита (5–10%), мусковита, карбонатов, акцессорных минералов. На гранитах развита кора выветривания, мощностью 12,3 м. В нижней части (318,3–315,9 м) кора выветривания представлена слабыветрелыми гранитами, сохраняющими первичные структурные и текстурные признаки. Изменение их выразилось в гидрослюдизации и частичной монтмориллонизации ранее серицитизированных плагиоклазов и замещении биотита гидробиотитом. Калишпаты сравнительно свежие. Выше по разрезу (315,9–310,5 м) граниты преобразованы в глиноподобную массу с реликтами кварца, калишпатов и биотита. Хлоритизированные чешуйки биотита замещаются гидрохлоритом, а затем каолинитом. Некоторые чешуйки биотита проходят стадию монтмориллонита. Плагиоклазы почти полностью замещены неупорядоченными смешанно-слоистыми минералами гидрослюдисто-монтмориллонитового состава с некоторой тенденцией к упорядочению вверх по разрезу. Калишпаты почти не затронуты глинизацией. Многочисленные трещины в кварце выполнены монтмориллонитом. В верхних частях разреза (310,5–306 м) глиноподобная кора выветривания имеет гидрослюдисто-каолининовый состав с незначительным содержанием монтмориллонита. Основную массу глинистых минералов, развивающихся по плагиоклазам составляет каолинит, реже встречается гидрослюда. Хлоритизированный биотит замещается каолинитом. Мусковит, довольно устойчивый в нижних горизонтах, также замещается каолинитом. Венчают кору выветривания продукты переотложения (306,0 – 305,7 м), представленные глиноподобной массой, цементирующей окатанные обломки разного (преимущественно кварца и полевых шпатов) состава гравийной размерности. В составе глин преобладает каолинит и смешанно-слоистые минералы преимущественно гидрослюдистого состава. Обобщая полученные данные в профиле выветривания скважины С-14 (снизу – вверх) можно выделить следующие зоны: начального изменения пород, мощностью 2,4 м, каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовую, мощностью 5,4 м, монтмориллонит-гидрослюдисто-каолининовую, мощностью 4,5 м и переотложенные продукты выветривания, мощностью 0,3 м. В скважине О-55, пройденной в районе Микашевичско-Житковичского выступа, среди продуктов выветривания интенсивно катаклазированные граниты выделяются только две зоны: начального изменения пород и каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовая.

Коры выветривания, развитые на гнейсах, были изучены в южной и центральной частях Белорусского массива. Наиболее типичным является разрез скважины С-11 (д. Заболотье Барановичского района Брестской области). Выветриванию здесь подверглись амфибол-биотитовые гнейсы, состоящие из калишпатов (50–60%) кварца (10–15%), плагиоклазов (10–15%), биотита (5–10%), амфиболов (до 5%) акцессорных и рудных минералов. Развита на гнейсах кора выветривания, мощностью 12,7 м, относится к площадному типу. В нижних горизонтах (202,3–194,3 м) кора выветривания представлена неравномерно выветрелыми гнейсами, сохраняющими структуру и текстуру исходных пород. Наименее устойчивыми ока-

зались амфиболы, замещающиеся монтмориллонитом. Биотит замещается гидробиотитом и монтмориллонитом. По плагиоклазам развиваются гидрослюды, реже каолинит. Верхняя часть разреза (194,3-189,6 м) представлена глиноподобной массой каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Плагиоклазы замещаются смешанно-слойнными минералами преимущественно монтмориллонитового состава, монтмориллонитом и каолинитом. Монтмориллонит относится к бейделлиту (обработка по Грин-Келли). Изменение калишпатов меньше. Амфиболы полностью замещены монтмориллонитом. Полученные данные позволили выделить в профиле выветривания (снизу-вверх) две зоны: начального изменения пород, мощностью 8 м и каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовую, мощностью 4,7 м. В скважине М-25, пробуренной в центральной части массива (д. Буковичи Узденского района Минской области), верхняя зона имеет каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый состав. Различия в минеральном составе верхней зоны обусловлены остаточным характером разрезов, а также влиянием эпигенеза, в ходе которого осуществлялся привнос калия, приведший к гидрослюдизации верхних горизонтов.

Коры выветривания, развитые на габбро, изучены из разрезов южной части Белорусского массива. В скважине С-18 (г. Слоним) была встречена кора выветривания мощностью 13 м, развитая на метасоматически преобразованном габбро. Габбро состоит из плагиоклазов (60-70%) пироксенов (15-20%) калишпатов (5-10%), кварца (3-5%) биотита (1%) магнетита (1-3%) и апатита. В нижней части профиля выветривания (297,5-288,5 м) кора выветривания представлена неравномерно выветрелам габбро, на отдельных участках превращенном в глиноподобную массу. Плагиоклазы замещаются смешанно-слойнными минералами гидрослюдисто-монтмориллонитового состава и монтмориллонитом. Калишпаты менее изменены. Пироксены почти полностью замещены хлоритом и монтмориллонитом. Выше по разрезу (288,5-284,5 м) глиноподобная кора выветривания имеет каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав. Реликтов плагиоклазов не сохранилось. Они нацело замещены монтмориллонитом, вытесняющим смешанно-слойнные минералы, в меньшей мере каолинитом. Пироксены замещены монтмориллонитом, среди которого сохранились реликты идиингсита метасоматического происхождения. Полученные данные позволили выделить в профиле выветривания (снизу-вверх) две зоны: монтмориллонитовую, мощностью 9 м и каолинит-монтмориллонитовую, мощностью 4 м. В профиле выветривания скважины С-5 (д. Боровцы Барановичского района Брестской области) выделяется зона с преимущественным развитием каолинита, слагающая нижнюю часть разреза. Вверх по разрезу содержание каолинита уменьшается и профиль венчает гидрослюдисто-монтмориллонитовая зона. Это объясняется трещинно-площадным характером выветривания, когда на участках трещинных зон процессы химического разложения пород достигают максимума и приводят к образованию зоны с преобразованием каолинита.

Таким образом, дорифейские коры выветривания развитые на породах разного состава характеризуются близким минеральным составом. В них преобладает монтмориллонит или гидрослюды с подчиненным содержанием каолинита. В редких случаях встречается каолинитовая зона. Отдельные различия в минеральном составе кор выветривания вызваны неравномерностью изменения пород, в связи с трещинно-площадным характером выветривания; уровнем эрозионного среза и ин-

тенсивностью наложенных процессов. Принимая во внимание наличие в процессах выветривания каолинита, а также значительную мощность сохранившихся выветрелых пород (до 34,8 м), приходим к выводу о глубоком химическом разложении пород. Очевидно, выветривание в дорифейское время происходило в условиях жаркого и влажного климата, при наличии кислорода в атмосфере Земли, на что указывает изменение соотношения окиси и закиси железа по разрезу. Так, в корах выветривания, развитых на гранитах соотношение  $Fe_2O_3 : FeO$  изменяется от 0,1-0,4 в свежих разностях до 4,5-12,5, редко до 40- в верхних зонах профиля выветривания.

## МЕТАМОРФИЗОВАННАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА АМФИБОЛИТАХ (К) КРИВОРОЖСКОЙ СЕРИИ

*Додатко А.Д., Кухарева Н.И., Семергеева Е.А.*

Кривбасстеология, ИГ УССР

И. А.В. Сидоренко и В.М. Чайка (1970) в истории формирования Криворожья выделяют три крупных эпохи выветривания и денудационного выравнивания поверхности: 1) в основании криворожской серии под амфиболитами  $K_0$  свиты; 2) в основании железорудной ( $K_2$ ) и 3) в основании верхней сланцевой ( $K_3$ ) свит. Успехи, достигнутые в изучении древних метаморфизованных кор в Карелии, на КМА и в Криворожье позволяют по-новому оценить известные факты и выделить еще одну крупную эпоху выветривания в основании аркозовой ( $K_I$ ) свиты.

2. Аркозовая свита криворожской серии подстилается породами амфиболового состава. Непосредственно у контакта с аркозами амфиболиты почти всегда рассланцованы. Природа рассланцованных амфиболитов оставалась долгое время неясной, хотя еще в 1957 г. М.П. Кулишов прямо указывал на их связь с древней метаморфизованной корой выветривания.

3. Изучение многочисленных разрезов метаморфизованной коры амфиболитов показало, что она повсеместно прослеживается как в Южном районе на замыкании Криворожского синклиория, так и в пределах всей саксаганской полосы. На юге ее мощность достигает 50-70 м, а к северу увеличивается до 100 м. Макроскопически метаморфизованная кора представляет собой темноокрашенную зеленявато-серую породу кварц-хлорит-слюдистого состава с четко выраженной сланцеватостью. По внешнему виду выделение в ней отдельных зон затруднено. При детальном изучении разреза кору можно разделить на 3 зоны (сверху вниз): 1) хлорит-серицит-кварцевую, мощностью до 30-35 м; 2) хлорит-биотит-кварцевую, мощностью до 20-25 м и 3) плагиоклаз-актинолит-кварцевую, мощностью до 40-50 м. Последняя зона постепенно переходит в неизменные массивные плагиоклаз-роговообманковые амфиболиты, почти не содержащие кварца.

4) химический состав коры по сравнению с массивными амфиболитами изменяется незначительно. Отмечается лишь заметное уменьшение количества окислов магния,

кальция и калия. Содержание железа, марганца, титана и фосфора, остается почти без изменения, а количество глинозема и окиси натрия несколько увеличивается. Несмотря на присутствие в коре значительного количества кварца содержание кремнезема в общем возрастает незначительно, не более, чем на 5-7%. 5) кора выветривания амфиболитов во время отложения осадков аркозовой свиты интенсивно размывалась. На это указывает присутствие в составе аркозов галек (до 5-10 см в поперечнике) и прослоек до 0,5 м мощности метаморфизованного материала коры, а также близость химического состава верхних зон коры и нижних горизонтов (10-12 м от контакта) перекрывающих ее песчаников. 6) в составе перекрывающих пород и в верхней части метаморфизованной коры не установлены минералы, которые позволяли бы предполагать латеритный характер протерозойской коры на амфиболитах. В верхней зоне некоторых разрезов коры установлено лишь присутствие до 30-40% серицита, а в нижних зонах преобладают биотит и хлорит. Это позволяет допускать, что состав коры был преимущественно монтмориллонитовый, а в верхней зоне присутствовало значительное количество каолинита.

## РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

*Кононов Н. Д., Петров Б. М.*

Территориальное геологическое Управление  
Центральных районов, МГ РСФСР

1. Изучение конгломератов докембрия имеет большое значение, т.к. они лучше других осадочных пород сохраняют свои первичные особенности при метаморфизме и являются поэтому реперными горизонтами среди чехлых толщ. Они дают представление о составе областей сноса, характере бассейнов аккумуляции, интенсивности процессов выветривания доконгломератового основания и т.д. Перерывы в осадконакоплении, фиксируемые наличием конгломератов приобретают особо важное стратиграфическое и тектоническое значение.

2. В фундаменте Воронежского кристаллического массива (ВКМ) выделяются суперкристалльные обоянская и михайловская серии архея, курская, оскольская и воронцовская серии нижнего протерозоя, глазуновская и байгоровская толщи среднего (? ) протерозоя. На различных стратиграфических уровнях этого разреза, начиная с возрастного рубежа 2600 млн. лет (основание курской серии), встречаются конгломераты, различные по составу и формационной сущности. Помимо основания курской серии, конгломераты обнаружены в ее железорудной свите, в оскольской серии и байгоровской толще (рис.).

3. Курская серия во всех районах КМА начинается терригенной толщей, суммарная протяженность выходов которой на поверхность фундамента превышает 2000 км. Среди них на 9 участках встречены базальные конгломераты и пудлинги олигомиктового кварцевого и монокварцевого состава от гравелистых до крупногалечных, а на Игнатьевском участке - полимиктовые литокластические

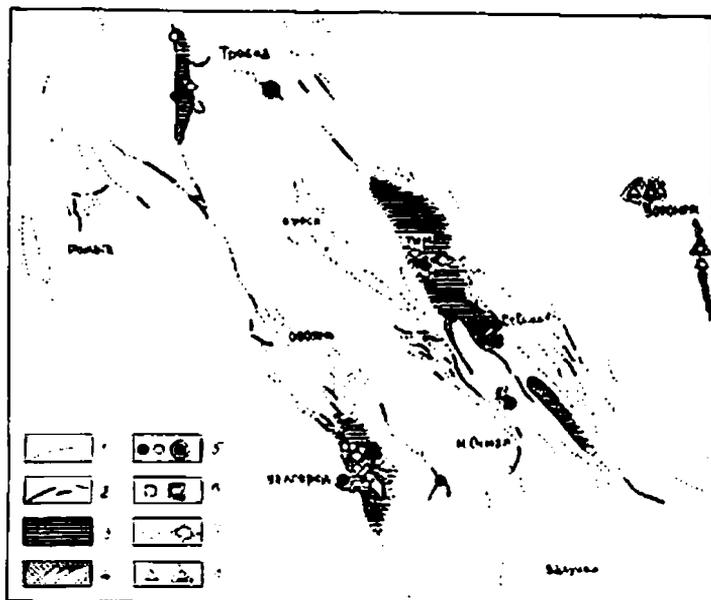


Рис. Схема распространения раннедокембрийских конгломератов и конгломератовмещающих толщ ВКМ.

1-4 выходы пород на поверхность докембрийского фундамента: 1-2 песчанико-сланцевая (нижняя) свита курской серии; 1- по геолого-геофизическим данным, 2- вскрытая скважинами; 3- оскольская серия; 4- байгоровская толща; 5-8 участки развития конгломератов различного возраста, состава и формационной сущности: 5- раннекурских, 6- позднекурских, 7- оскольских, 8- байгоровских; знаки 5-8 без заливки обозначают полимиктовые и мезомиктовые конгломераты, с заливкой - олигомиктовые и мономиктовые; те же знаки с двойным контуром обозначают внутриформационные, без обводки - базальные конгломераты.

валунные и крупноталечные конгломераты типа фангломератов. Не исключено, что фангломераты Игнатьевского участка являются наиболее древними из нижнекурских. Базальные конгломераты низов курской серии выше по разрезу закономерно сменяются более мелкообломочными отложениями (до сланцев), среди которых иногда встречаются линзы внутриформационных конгломератов, сходных по составу с базальными. На многих участках нижнекурские отложения интенсивно гранитизированы и распознаются лишь при тщательном изучении керна, что позволяет предполагать гораздо большее развитие конгломератов, чем это показано на рис.

Изотопный состав серы сульфидов из цемента нижнекурских конгломератов указывает на накопление их одновременно с появлением в атмосфере свободного кислорода, что способствовало интенсивному химическому выветриванию, образованию кор, метаморфизованные реликты которых обнаружены под конгломератами практически на всех участках. Мощные зрелые коры формировались в субплатформенных условиях при пассивном тектоническом режиме. Образование кор и конгломератов знаменует собой плавный, но очень интенсивный процесс тектонической активизации системы шовных постепенно расширяющихся прогибов терри-

тории КМА. Лишь иногда (Игнатьевский участок) перестройка протекала напряженно, с преобладанием физического выветривания, что указывает на особую тектоническую активность участка.

4. Позднекурское время характеризовалось еще более пассивным тектоническим режимом. Конгломераты встречаются в железорудной свите локально, значительную часть местные перерывы осадконакопления. Таковы базальные конгломераты нижнего железистого горизонта Яковлевского участка (Чайкин, 1969) и мезомиктовые кварцево-джеспилитовые конгломераты II горизонта средней подсвита Чернянской синклинали. В последнем случае конгломераты залегают на линзе метавулканитов. В разрезе железорудной свиты других участков метавулканиты и конгломераты не были встречены.

На всех достаточно детально разбуренных участках развития оскольской серии встречены линзы базальных литокластических преимущественно мелкогалечных конгломератов. Они имеют облик полимиктовых, т.к. в гальке представлены породы различных прослоев полосчатых джеспилитовых толщ и, иногда, "внутрирудные" сланцы, что позволяет относить конгломераты к мезомиктовым. В удалении от подошвы серии встречаются линзы внутриформационных конгломератов сходного состава.

На северо-западе КМА в курбакинской толще встречены литокластические конглобрекчии, седиментационные брекчии, гравелиты с обломками подстилающих пород курской серии и примесью туфоидного материала. Развитие этих пород сугобо локальное; они связаны с тектоническими подвижками при формировании Михайловской структуры. Не исключено, что часть из них относится к тектоническим брекчиам.

Конгломераты оскольской серии залегают на реликтах кор выветривания по породам курской серии. При общем широком развитии местами конгломераты отсутствуют, а на отдельных участках отмечается постепенный контакт между сериями, правда, с появлением значительных количеств обломочного материала в сланцах. Перестройка тектонического плана происходила не везде одинаково резко.

6. На востоке ВКМ в зоне регионального Лосевско-Мажонского разлома установлены конгломераты, пудлингиты, гравелиты среди терригенно-туфоидных осадочных пород байторовской толщи (Зайцев, Алехин, Губанов, 1972) Мощность пачки обломочных пород достигает 400 м, мощность отдельных прослоев конгломератов - 0,1-22,0 м. Конгломераты литокластические, полимиктовые с преобладанием галек основных и средних эффузивов размером 3-5 см (до 15 см) сортировка слабая. Прослои конгломератов встречаются по всему разрезу.

7. Изучение докембрийских конгломератов ВКМ имеет большое практическое значение в связи с их возможной металлоносностью. Золото, минералы редких элементов могли концентрироваться в тяжелой фракции заполняющего вещества конгломератов. Наиболее благоприятны для локализации такого оруденения субплатформенные базальные моно- и олигомиктовые кварцевые конгломераты нижней свиты курской серии, близкие к протерозойским металлоносным конгломератам других древних платформ. Проявления золота и редких металлов выявлены в этих отложениях на ряде участков КМА. Вполне вероятно присутствие в них и алмазов. Также заслуживает изучения базальные конгломераты оскольской серии. Полимиктовые и мезомиктовые конгломераты менее перспективны на эти полезные ископаемые.

Все докембрийские конгломераты независимо от состава до их метаморфизма характеризовались повышенной проницаемостью для растворов и при наличии в них осадителей (например, сульфиды) могут являться благоприятным горизонтом для локализации разнообразного гидротермального оруденения.

## КОНГЛОМЕРАТЫ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА: СОСТАВ, ЭВОЛЮЦИЯ И РОЛЬ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

Кудрявцев В.А. , Салаткин В.Н.

Якутское территориальное геологическое Управление, МГ СССР

В разрезе среднего и верхнего докембрия на западе Алданского шита выявлено до 15 горизонтов конгломератов, из них 11 базальных. Изучение состава и морфометрии галек (по методу К. Сеймса, 1966) позволяют решать вопросы стратиграфии, выяснения условий осадконакопления и выявления источников сноса.

Выделяются три литологических типа конгломератов (снизу вверх по разрезу):

1. Прибрежно-морские, мелко-среднегалечные конгломераты тарагайской толши и тунгурчинской серии среднего докембрия, метаморфизованные в условиях низкотемпературной ступени амфиболитовой фации. Характерны существенно кварцевый состав, хорошая окатанность галек, ассоциация с перестолженным материалом кор химического выветривания и продуктами крайней осадочной дифференциации вещества (мощные пачки кварцитов, железистых кварцитов, аполсаммитовых высокоглиноземистых гнейсов, с содержанием  $Al_2O_3$  до 40%). Выходы конгломератов прослеживаются более, чем на 100 км в районе рек Хаяи и Таас-Миеле, где они с размывом залегают на породах нижнеархейского кристаллического основания и олондинской серии среднего докембрия. Состав галек хорошо выдержан по всей площади и почти не зависит от подстилающих пород.

2. Потокосые разногалечные конгломераты угуйского комплекса среднего докембрия (до 7 горизонтов) имеют полимиктовый состав, плохую сортировку и крайне низкую окатанность обломков, поступающих со смежных выступов гранито-гнейсового основания или подстилающих свит угуйского комплекса при их размыве. Состав заполнителя, как правило, аркозовый. Очевидно, накопление обломков происходило, главным образом, в условиях механического разрушения горных пород. Особенностью описываемых конгломератов является их ассоциация (в том числе, иногда неоднократное переслаивание) с кварцевыми метапесчаниками и доломитами лагунного типа, что указывает на пульсационный характер осадконакопления. Метаморфизм конгломератов изменяется с севера на юг по площади распространения угуйского комплекса от глубинного эпигенеза до высоких ступеней фации зеленых сланцев.

3. Верхнедокембрийские мелкогалечные конгломераты и гравелиты платформенного чехла северо-западного склона Адланского щита (7 горизонтов) относятся к промежуточному типу между морскими и потоковыми (по данным морфометрии мелкогалечных обломков). Состав окатышей полимиктовый, выдержан по простираанию пластов (изменения нарастают медленно, на протяжении десятков километров), сортировка материала высокая, явления метаморфизма в заполнителе отсутствуют. Каждый из горизонтов конгломератов с размывом залегает на подстилающих породах и согласно перекрывается песчаниками, алевролитами, пелитовыми сланцами и известняками. Очевидно, что осадконакопление происходило в условиях относительно спокойного обширного бассейна с неоднократной и закономерной сменой трансгрессий и регрессий.

Важные геологические выводы могут быть сделаны при изучении экзотических по составу галек. Так, в базальном конгломерате тунгурчайской серии р. Таас-Миеле найдена галька гиперстенового гнейса и две гальки гранито-гнейсов "древнестанового типа" (по Д.С. Коржинскому, 1939). Это доказывает, что ко времени формирования серии породы нижнедокембрийского основания Адланского щита уже были метаморфизованы до состояния гнейсов и гранито-гнейсов. В конгломератах угуйского комплекса, наряду с гальками пород нижнеархейского кристаллического основания, наблюдаются гальки пород тунгурчайской серии, причем их метаморфизм существенно выше метаморфизма заполнителя. Наконец, описаны гальки метаморфических пород кристаллического основания тунгурчайской серии и угуйского комплекса в неметаморфизованном заполнителе конгломератов платформенного чехла.

ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА ГАЛЕК ОСНОВНЫХ ПОРОД КОНГЛОМЕРАТОВ В СВЯЗИ  
С РЕКОНСТРУКЦИЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ (НА ПРИМЕРЕ ДОКЕМБРИЯ  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Гарифулин А.А.

Геологический институт. Кольский филиал АН СССР

1. При изучении геологической истории супракристалльных комплексов докембрия все в большей мере применяются литолого-стратиграфические методы.

По мнению ряда исследователей особое внимание следует уделять изучению петрографических особенностей конгломератов, что может дать совершенно новый материал по геологии докембрия изучаемого региона.

В тоже время изучение глубокометаморфизованных докембрийских конгломератов лишь сравнительно недавно начато в необходимых направлениях и масштабах и представляет собой весьма обширную и сложную задачу.

2. Одним из важных вопросов их изучения является выявление возможной генетической природы обломочного материала и реконструкции на этой основе геологии областей сноса.

В этой связи представляет интерес обнаружение галек амфиболитов в конгломератах серии колмозеро-воронья, которые залегают в нижней (лявзерской) гнейсовой свите, развитых вдоль северного контакта пород серии и Мурманского блока.

Основная масса галек и валунов в этих конгломератах имеет гранитный, реже гнейсовый и мономинеральный кварцевый состав. Цемент конгломератов представлен мелкозернистыми зеленовато-серыми и темно-серыми массивными или полосчатыми гнейсами. По минеральному составу отмечаются разности гранатовых, гранат биотитовых, биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов.

Гранитные гальки по минеральному составу, структурно-текстурным и петрохимическим особенностям аналогичны олигоклазовым гнейсо-гранитам фундамента, на размытой поверхности которого залегают конгломераты.

3. По мнению ряда исследователей описываемые конгломераты и вмещающие их гнейсы являются базальным горизонтом вышележащих высокоглиноземистых пород, а состав обломочного материала определяется составом подстилающих конгломераты пород. Позднее А.В. Сидоренко и др. (1972), установлено, что указанная свита "конгломератовых гнейсов" перекрывается седиментогенными кварцитами отделяющими эти гнейсы от высокоглиноземистых пород. Находки в конгломератах галек амфиболитов показывают, что состав обломочного материала более разнообразен, чем состав пород, непосредственно подстилающих конгломераты. Эти факты свидетельствуют в пользу представлений, что данные конгломераты и вмещающие их гнейсы относятся к более низкому стратиграфическому уровню, чем высокоглиноземистые породы и залегают в основании всего разреза серии колмозеро-воронья.

4. Исходя из геологического положения конгломератов, можно утверждать,

что источником кластогенного материала могли быть лишь породы фундамента.

На современном эрозионном уровне территории Мурманского блока, сопредельной с породами зоны Колмоверо-Воронья, преобладающим развитием пользуются архейские и нижнепротерозойские гранитоидные образования, включающие пологие разнообразных гнейсов. В отмеченных гранитах, мигматитах и гнейсах встречаются породы, которые некоторыми исследователями рассматриваются как ксенолитоподобные реликты ультраосновных и основных пород. Однако вследствие сильной их переработки процессами метаморфизма и гранитизации, такая генетическая трактовка может быть поставлена под сомнение. Не менее дискуссионен и вопрос о возрасте этих пород, что объясняется главным образом отсутствием объективных данных о верхней возрастной границе этих образований. Изучение обломочного материала основных пород нижнепротерозойских конгломератов не затронутых процессами гранитизации, хотя бы косвенно будет способствовать решению этих вопросов.

5. Выяснение первичной природы амфиболитов из галек нижнепротерозойских конгломератов позволит говорить о том, что на территории Мурманского блока в архейское время имел место основной вулканизм или накопление толщ осадочных пород, за счет которых произошли амфиболиты.

#### САРИОЛИЙСКИЕ КОНГЛОМЕРАТЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА- ОБРАЗОВАНИЯ ОРОГЕННОГО ЭТАПА БЕЛОМОРСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЦИКЛА

*Макеевский С. И., Николаева К. А.*

Геологический институт. Кольский филиал АН СССР

1. В северном обрамлении имандра-варзугской и печенгской серий на Кольском полуострове отмечаются выходы толщи пород, состоящей из конгломератов, конгломерато-брекчий, гравелитов и песчаников, переслаивающихся между собой. Мощность толщи 200-250 метров и более.

2. Среди конгломератов наибольшим распространением пользуются галечные и валунные разновидности преимущественно неравногалечной структуры. Упакровка плотная. Валунно-галечный материал составляет 70-80% объема породы. По составу галек конгломераты относятся к полимиктовым и состоят из обломков гранитов, пегматитов, гнейсов кольско-беломорской серии, сланцеватых амфиболитов, сланцев и кварцитов тундровой и кейвской серий. Гравелиты имеют примерно тот же состав, песчаники близки к аркозам. Цемент в конгломератах поровый, реже базальный, состоит из метаморфизованного гравийно-щебеничного и песчано-алевритового материала. Породы хорошо сохранили первичную слоистость. Наиболее широко распространена параллельная слоистость, обусловленная чередованием слоев с различным размером галек, либо слоев, сложенных песчаным, гравийным и галечным материалом. Кроме параллельной, наблюдаются косая и волнистая слоистость и изредка знаки ряби.

3. Вопрос о стратиграфическом положении указанных образований яв-

ляется дискуссионным. Часть исследователей относит их в состав нижележащих тундровой или кейвской серий. Другие считают их базальными образованиями печенгской или имандра-варзугской серий. Полученные новые данные не позволяют присоединиться к какому-либо из этих представлений. Состав и геологическое положение охарактеризованных выше пород, а также их мощности чрезвычайно сходны с теми образованиями, которые описываются карельскими, финскими и скандинавскими геологами под названием сариолия. Также как и последние, они с резким угловым несогласием залегают на дислоцированных толщах тундровой или кейвской серий, сопоставляемых с сумским отделом и также отделяются угловым несогласием от вышележащих образований печенгской и имандра-варзугской серий, которые частью могут быть параллелизованы с ятулием. Все это позволяет отнести описываемые образования в состав сариолийской серии среднего протерозоя, ранее не выделявшейся на Кольском полуострове.

4. Сравнение рассматриваемых толщ с аналогичными фанерозойскими образованиями указывает на сходство их мощностей и состава с конгломератами подножий-характерной фацией верхней мслассовой формации. Мощные толщи грубо-обломочных полимиктовых пород сариолийской серии образовывались, по-видимому, при быстром разрушении горных сооружений, возникавших на оротенном этапе развития Беломорского складчатого пояса.

#### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС САРИОЛИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ КАРЕЛИИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ТИЛЛИТОВ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

*Негруца Т.Ф.*

Ленинградский Государственный Университет

1. Среди всех полимиктовых конгломератов Карелии сариолийские конгломераты пользуются наиболее широким распространением, фиксируя собой рубеж крупного конгломератонакопления в геологической истории Карелии. Они слагают вытянутые, согласно общему простираанию пород, линзовидные тела, имеющие моноклиналное или антиклиналное строение; в плане — трансгрессивно и несогласно с корой выветривания в основании перекрывают нижележащие породы от гравитоидов фундамента и нижнепротерозойских образований до кератофиров и кварцевых порфиров тунгудско-надвоицкой серии.

2. Сариолийские конгломераты на площади и в разрезе фациально замещаются вулканогенно-пирокластическими и лавовыми образованиями, входя в состав единой полифациальной осадочно-вулканогенной серии. Эта серия пространственно и генетически тесно связана с подстилающей ее преимущественно вулканогенной тунгудско-надвоицкой серией и подстилает ятулийские образования. Мощность серии меняется от 100 до 1000 метров.

Конгломераты занимают разное стратиграфическое положение внутри серии, образуя линзовидные тела различной мощности (от первых десятков до 500 м) и протяженности (от 100 до нескольких тысяч метров). Они лежат то в основании

серии, являясь базальными и подстилая вулканиты, то внутри серии, переслаиваясь с последними, а местами в верхах серии, заканчивая разрез сариолия.

3. По петрографическому составу конгломераты делятся на полимиктовые, олигомиктовые и мономиктовые. Полимиктовыми являются в основном конгломераты базальных горизонтов. В их состав входят обломки гранитоидов, гнейсов, амфиболитов, амфибол-биотитовых, филлитовидных, кремнистых и других сланцев, основных и кислых вулканитов, джеспидитов и кварцитов.

Группа олигомиктовых конгломератов содержит в основном обломки гранитоидов с примесью обломков вулканитов или других пород, либо наоборот — преобладающими являются обломки вулканитов.

Мономиктовыми являются большинство конгломератов сариолия. Они делятся на две группы: гранитные и вулканомиктовые. Вулканомиктовые конгломераты состоят преимущественно из обломков основных вулканитов и вулканических бомб, как конседиментационных, так и перестроенных, и тесно связаны с пирокластами, переслаиваясь с ними.

Цементом конгломератов является полимиктовый и аркозовый песчаник, туфопесчаник. Туфогенный и лавовый цемент — весьма характерен для сариолийских конгломератов. Количество обломков в них составляет 80-90%.

4. Размер фрагментов в конгломератах, их окатанность и сортировка материала варьируют в широких пределах.

По размеру выделяются валунные, валунно-галечные, крупногалечные, среднегалечные и мелкогалечные конгломераты. Уменьшение размера фрагментов происходит как вверх по разрезу конгломератовой толщи, так и по латерали. Изменение размера обломочного материала нередко сопровождается изменением степени сортировки его и окатанности.

Нижние базальные горизонты отличаются в большинстве случаев большим размером обломков, плохой сортировкой материала или ее отсутствием и разной окатанностью обломков, иногда очень хорошей.

В общих чертах для конгломератов Центральной Карелии характерна лучшая окатанность фрагментов, больший их размер и несколько лучшая отсортированность по сравнению с конгломератами других районов. В целом для сариолийских конгломератов характерна слабая сортировка материала.

5. В строении конгломератовых толщ намечается хорошо проявленная ритмичность, обусловленная закономерным изменением размера фрагментов, степени их сортировки и окатанности. Встречаются как полные трансгрессивно-регрессивные ритмы, так и неполные. Наблюдается от 1 до 5 ритмов, мощностью 50-100 м. Каждый ритм начинается конгломератами, сменяется гравелитами и аркозовыми песчаниками и заканчивается туффитами и туфами. Для нижних горизонтов часто характерна косая слоистость потокового типа, чередующаяся с горизонтальной слоистостью, которая сменяется слоистостью характерной для мелководных прибрежных частей бассейна, а в кровле наблюдается тонкая горизонтальная слоистость.

6. По литолого-фаціальным признакам среди сариолийских конгломератов выделяются фации временных потоков, как континентальных, так и подводных, подводных дельт, прибрежно-пролювиальных, дельтавно-пролювиальных и озерно-дельтавно-пролювиальных и озерно-дельтавно-пролювиальных отложений.

7. Литологические особенности и генезис конгломератов обусловлены их палеоструктурным положением. Все они приурочены к Карельскому массиву и краевой части подвижной зоны, окаймляющей массив. Для центральных частей массива характерны гранитные конгломераты, ближе к периферии — олигомиктовые и полимиктовые, а для подвижной области — вулканомиктовые.

Конгломератонакопление в сариолии тесно связано с вулканизмом. В пределах краевой части подвижной зоны образование конгломератов на всем протяжении сариолийского времени сопровождалось мощной эксплозивной деятельностью вулканов в вулканотектонических депрессиях, приуроченных к шовным зонам. Вулканизм подавлял здесь обычное осадконакопление. На массиве осадконакопление не полностью подавлялось. Осадочные горизонты здесь многократно чередуются с вулканидами, указывая на тектоническую активность и высокую сейсмичность района. Образование конгломератов также приурочено к зонам глубинных разломов и происходило в грабенподобных впадинах, ограниченных гранитоидными выступами, которые служили основным источником обломочного материала.

8. Форма осадочных тел, большие мощности конгломератных пластов и сравнительно большая их протяженность, наличие слоистых текстур и сортировки обломочного материала, четко выраженная ритмичность конгломератных пачек, тесная связь с взрывной деятельностью вулканов, наконец, палеотектоническая приуроченность к определенным структурным зонам — все это свидетельствует об отложении конгломератов сариолия не ледниками, а водными потоками.

Наличие кор химического выветривания, а также кварцитов и кварцевых конгломератов — продуктов этих кор — среди сариолийских образований противоречат холодному климату в сариолийское время. Образование же конгломератных пластов в результате таяния горных ледников не могло происходить, т.к. в этот период высоких гор не было, а вулканы по форме приближались к щитовым; кроме того характер соотношения цемента и обломков в конгломератах, формы осадочных тел и мощности конгломератных горизонтов также противоречат этому.

## КОНГЛОМЕРАТЫ И ГРАВЕЛИТЫ ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ПОРЬЕЙ ГУБЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

*Ефимов М.М., Богданова М.Н., Турченко С.И.*

Геологический институт Кольский филиал АН СССР  
Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР

1. Комплекс пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, широко развит в Беломорско-Далландской зоне. Использование наряду с геологосъемочными, геолого-структурными методами, методов литологии, минералогии и аэрогеологии, показало первичную осадочно-вулканогенную природу не только кислых разновидностей этой формации, но и основных гранулитов.

2. Среди глубокометаморфизованных терригенно-глинистых и песчано-алевритовых осадков гранулитовой формации ранее не отмечалось присутствие грубообломочных пород. В южной части Колвицкой структуры (острова Каравашки Порвей губы Белого моря) авторами обнаружены прослои конгломератов и гравелитов, залегающих среди ритмично-слоистой пачки гранат-дзупироксеновых и дзупироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев.

3. Конгломераты и гравелиты совместно с вмещающими породами метаморфизованы в гранулитовой фации и смяты в сжатые складки с погружением шарниров на северо-восток под углом  $40^{\circ}$ , а весь комплекс пород дополнительно смят в открытые пологие складки с азимутом падения шарниров  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$  под углом  $15^{\circ}$ - $20^{\circ}$  и осевой плоскостью, близкой к вертикальной.

4. В прослоях конгломератов и гравелитов гальки распределены равномерно. Струженность грубообломочных пород значительная - до 2000 галек на  $1 \text{ м}^2$ . Ориентировка галек не фиксируется. Граница галек и цемента четкая. В конгломератах и гравелитах явлений обтекания галек, аналогичных структурам будинажа, не наблюдается. Размер галек варьирует от 0,5 до 25-30 сантиметров в поперечнике.

5. Конгломераты и гравелиты в целом олигомиктовые, сортировка материала плохая. Среди галек преобладают мономинеральные кварциты, либо биотитовые и биотит-силлиманитовые кварциты, менее распространены гальки биотитовых плагногнейсов и сульфидосодержащих кварц-олигноклазовых пород.

6. Цемент в конгломератах и гравелитах сложен сульфидами с примесью биотит-плагноклаз-кварцевого материала. В качестве аксессуаров в цементе устанавливается постоянное присутствие апатита и циркона с округлыми гранями. Сульфиды цемента представлены пирротином с небольшим количеством халькопирита. Часто наблюдаются жилки перекристаллизованного более крупнозернистого пирротина, секущие отдельные гальки.

7. Присутствие в разрезе гранулитов прослоев олигомиктовых конгломератов и гравелитов незначительной мощности, гальки которых состоят, в основном, из кварцитов, а также пропластков биотит-плагноклаз-кварцевых сланцев с дистеном и силлиманитом, представляющих собой, по всей вероятности, метаморфизованные продукты размыва коры континентального выветривания, является дополнительным свидетельством образования первичных пород гранулитового комплекса в спокойной тектонической обстановке. Постоянная зараженность грубообломочных пород и перестроенных кор выветривания пирротином, а также тот факт, что им сложен цемент конгломератов и гравелитов, свидетельствует о хомогенно-осадочном образовании части материала, повышенной засоленности и восстановительной среде бассейна осадконакопления.

8. Кроме повышенного содержания серы, часть пород гранулитового комплекса и в том числе грубообломочные породы обладают повышенным содержанием меди (до 0,90%) и никеля (до 0,05%) и могут являться источниками этих металлов и серы для образования в благоприятных условиях метаморфогенных медно-никелевых руд.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ В РАЗРЕЗЕ ОСИПЕНКОВСКОЙ СВИТЫ  
ПРИАЗОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

*Лавриненко Л. Ф. Лулева О. И., Полуновский Р. М.*

Артемгеология, Геологический институт АН СССР

Метаморфические породы осипенковской свиты, слагающей верхнюю часть разреза центрально-приазовской серии, встречаются на площади Приазовского кристаллического массива только в пределах крупных грабенообразных структур северо-западного направления, к которым относятся Сорокинская, Куйбышевская и ряд других тектонических зон.

На участке наиболее изученной Сорокинской тектонической зоны к осипенковской свите отнесена ритмично построенная толща биотитовых, мусковитовых, двуслюдяных, гранато-биотитовых, амфиболо-биотитовых, ставролито-биотитовых, графитовых и др. сланцев, амфиболитов и метаультрабазитов (пироксенитов, тремолититов, актинолититов и др.) В сланцевой толще содержатся маломощные линзы кальцифиров, диопсид-плагноклазовых сланцев и амфиболо-магнетитовых кварцитов.

В отличие от всех остальных участков Приазовского массива метаморфические породы разреза Сорокинской и других тектонических зон совершенно не мигматизированы. Помимо этого, в разрезах осипенковской свиты довольно широко распространены слабометаморфизованные обломочные породы, представленные гравелитами и конгломератами. В разрезах балок Крутой и Собачьей (центральная часть Сорокинской тектонической зоны) указанные выше обломочные породы слагают пласты мощностью от 10 до 135 м, прослеживаемые по простиранию на 1,7-2,2 км. Повсеместно пласты гравелитов и конгломератов встречаются в основании выделенных в разрезе осипенковской свиты ритмов. Характерные литологические особенности этих пород, их четкая стратиграфическая приуроченность и выдержанность на значительные расстояния по простиранию позволяют считать пласты гравелитов и конгломератов наиболее выдержанным и надежным опорным горизонтом разреза осипенковской свиты.

Пласты конгломератов, как правило, залегают в самом основании выделяемых ритмов. Конгломераты состоят из галек несколько удлиненной сфероидальной формы и кварц-полевошпатово-слюдистого цемента. Сложены гальки, в основном кварцем. Значительно реже отмечаются гальки, сложенные серыми и серовато-розовыми гранитоидами, а в единичных случаях — амфиболитами и метаультрабазитами. Размеры галек колеблются от 1 до 8-9 см по длинной оси и от 0,6 до 3 см по короткой; в массе цемента они, как правило, ориентированы параллельно плоскости напластования. Галечный материал составляет от 35 до 65% общего объема породы. Изучение состава галек показало, что они представляют собой окатанные обломки глубокометаморфизованных пород темрюкской, сачкинской и каратышской свит центрально-приазовской и частично западно-приазовской серий.

Цемент конгломератов представляет собой мелко-тонкозернистую породу серого цвета, состоящую из полукатаных и угловатых зерен кварца и полевых шпатов размером 0,4–1,1 мм, сцементированных полевошпатово-слюдистым агрегатом (бластоцсаммитовая структура). Скорее всего, этот цемент образовался при метаморфизме песчано-глинистой породы, для которой было характерно преобладание глинистой составляющей.

Гравеллиты залегают в разрезе выше конгломератов и имеют с ними довольно резкий контакт. В породе различаются окатанные и полукатанные обломки кварца и реже полевых шпатов размером от 1 до 2,5 мм, сцементированные слюдястым агрегатом. Окраска породы серая, иногда светло-серая. В шлифах в составе цемента различаются угловатые и полукатанные зерна кварца и полевых шпатов, сцементированные мелкими чешуйками биотита и мусковита. Изредка в граафитах отмечаются гальки кварца размером до 1,5 см по длинной оси.

Вверх по разрезу гравеллиты довольно резко сменяются биотитовыми сланцами (кварц-полевошпатовые песчаники с глинистым цементом), изредка содержащими гальку кварца в нижней части пласта.

#### ТИПЫ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОЛИМИТОВЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ДОКЕМЕРИЯ ВОСТОЧНОГО КРЫЛА МАЙТЮБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ПОЛОЖЕНИЯ В РАЗРЕЗЕ (УЛУТАУ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

*Япаскurt О.В.*

Московский Государственный Университет

#### I. К методике литологических исследований

Объектом исследований явились бластоцсаммитовые и бластоконгломератовые сланцы, которые совместно с порфиридами и порфиритоидами завершают разрез многокилометровых толщ среднего – низов верхнего протерозоя на восточном крыле Майтюбинского антиклинория в Южном Улутау. Они принадлежат, согласно стратиграфической схеме исследователей МГУ к боздакской серии и, частично, к подстилающей ее кумолинской свите майтюбинской серии (Зайцев, Филатова, 1969; Япаскurt, 1971). У этих пород, регионально метаморфизованных в зеленосланцевой фации, кристаллобластозом искажены, но не уничтожены многие первичные литологические признаки. Обычно полной перекристаллизации в лепидогранобластовые агрегаты с минеральными парагенезами зеленосланцевой фации подвержены цемент и мелкообломочные фракции, начиная с алевроитовой. Исключение составляют лишь некоторые акцессорные минералы (циркон, турмалин, гематит), сохраняющие в мелких зернах признаки обломочной формы. Остальные, более крупные терригенные компоненты, хотя и подвержены значительным преобразованиям, с замещением исходных минералов метаморфогенными, но при этом сохра-

ляют многие унаследованные признаки катагенетических blastopсаммитовых структур. Благодаря этому удастся реставрировать, в пределах среднепсаммитовой и более крупных фракций, исходный состав и гранулометрические свойства пород, применяя микроскопические исследования в тесном единстве с полевым визуальным изучением реликтовых структур и текстур.

В итоге выявлен ряд литологических типов исходных обломочных пород. Среди метаморфизованных конгломератов такими типами являются насыщенные валуно-галечные, разреженные галечные и пудинговые мелкогалечные. Для каждого из них на различных стратиграфических уровнях изучен петрографический состав обломков с привязкой к разрезу докембрия Улутау (Филатова, Япаскурт, 1971) и сделаны количественные подсчеты типов пород в гальках в соответствии с методическими рекомендациями по изучению конгломератов фанерозоя (Хабиков, 1934, Вассоевич, 1965) и докембрия Дунева, 1963).

Среди blastopсаммитовых сланцев выделен также ряд типов, для каждого из которых количественно оценен состав псаммитовых зерен по выборочным шлифам из равновидностей с минимально проявленным кристаллобластезом. Такая оценка естественно, не может дать абсолютных результатов вследствие трудностей в выявлении мелких обломков, метаморфических тонкозернистых пород на фоне метаморфизованного цемента, а также из-за вероятной разрушенности части неустойчивых минеральных зерен еще до метаморфизма. Но, несмотря на погрешности, она позволила различить многие внешне сходные и однако измененные породы по их разной относительной полимиктовости и обособить типы песчаников близких к первично кварцевым, либо полевошпато-кварцевым от близких к субграувакковым и граувакковым.

2. О выявленных закономерностях в распределении полимиктовых обломочных пород в разрезе. В рассматриваемом интервале разреза полимиктовые обломочные породы количественно уступают олигомиктовым, однако сконцентрированы в достаточно мощные пакки (до десятков — первых сотен метров) на определенном стратиграфическом рубеже. Основная их масса принадлежит части боздакской серии, отделена несогласием от подстилающих ниже — и среднепротерозойских вулканогенно-осадочных образований и обособлена в узкой зоне сочленения Майтабинского антиклинория с Гарсакапайским синклиномом. Этот комплекс пород представлен пестрым сочетанием первично граувакковых, субграувакковых метамиктовых<sup>1)</sup> и кварцево-полевошпатовых песчаников, нередко с признаками косослоистых текстур в разнообразных типах конгломератов. Состав крупнообломочных фракций у них изменчив по простиранию и в разрезе в зависимости от смены состава близлежащих подстилающих пород. Характерна линейность пакки обломочных пород, изменчивые количественные соотношения между различными их типами на площади, чередование ритмичности и пудинговых неотсортированных разностей. Эти и многие другие особенности совпадают с признаками, типичными для молассовых образований фанерозоя в определении В.Е. Попова (1954),

х) Песчаники, насыщенные обломками осадочных метаморфизованных пород относятся к граувакковым метамиктовым согласно классификации обломочных пород по Г.Ф. Крашенинникову (1962).

Л.Б. Рухина (1957). Они позволяют предположить, что накопление комплексов полимиктовых обломочных пород бездваской серии происходило в ограниченных по площади прогибах при резкой активизации тектонического режима, вблизи поднятий с расчлененным рельефом, поставлявших минералогически "незрелый", обломочный материал. Формирование этих толщ, вероятно, отражает один из завершающих, орогенных этапов геосинклинального цикла на рубеже между средним и верхним рифеем.

## ПРОБЛЕМА ИЗУЧЕНИЯ КВАРЦЕВЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

*Симанович И.М.*

Якутское территориальное геологическое Управление, МТ СССР

1. Существенно кварцевые песчаные породы (кварцитовидные песчаники, кварцито-песчаники и кварциты) чрезвычайно широко распространены в докембрии. Мощность докембрийских толщ, сложенных этими породами, в ряде случаев весьма значительна; так, например, мощность покшинских кварцито-песчаников превосходит 1 км. Роль кварцевых песчаных пород в разрезах докембрия предопределяет важность их литологического и петрологического изучения. Нами изучены кварцевые песчаные породы среднего докембрия Балтийского и Алданского щитов.

2. Степень постседиментационного преобразования кварцевых песчаных пород докембрия колеблется в широких пределах от глубинного эпигенеза до амфиболитовой фации метаморфизма включительно. Интенсивность преобразования этих пород должна учитываться при изучении их текстур, структур и минерального состава.

3. Даже при метаморфизме кварцевых песчаных пород, соответствующем зеленосланцевой и амфиболовой фациям, отмечается значительная сохранность их текстурных признаков. Текстуры в метаморфизованных кварцито-песчаниках и кварцитах Карелии хорошо известны и описаны Л.П. Галдобинной, В.А. Соколовым, А.А. Савельевым и др. В ряде случаев новообразованные метаморфогенные минералы не затушевывают, а наоборот, контрастно подчеркивают первичные седиментогенные текстуры (А.А. Савельев). Иногда же имеет место частичное искажение текстур и даже возникновение ложных текстур.

4. Для стадии глубинного эпигенеза кварцевых песчаных пород характерны структуры растворения под давлением и сопряженная с ними регенерация обломочных зерен кварца. В эпигенезе нередко формируются мозаичные, псевдобластические структуры. Для стадии метатенеза характерны проявления начального рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного бластеза (Симанович, 1972) структуры дифференциального скольжения (Хопелиович, Симанович, 1968) и пластическая деформация кварца (Симанович, 1968). Важно отметить, что эти структуры наложены на конформно-регенерационные структуры предшествующей стадии — эпигенеза.

При переходе к региональному метаморфизму возникает серия постепенных переходов от начальнoбластических к полнобластическим структурам, что связано с возрастанием миграционной способности границ кварцевых зерен при повышении температуры. В результате "отжига" исчезают проявления пластической деформации кварца, происходит его раздвойликование.

5. На разных стадиях постседиментационного преобразования происходит трансформация ряда терригенных минералов. Особенно важно отметить метаморфизм обломочных зерен кварца (Симанович, 1969), заключающегося в исчезновении ряда его первичных типоморфных особенностей. При этом формы и размеры обломочных зерен кварца нередко оказываются совершенно неизменными.

Обломочные полевые шпаты при метаморфизме описываемых пород часто оказываются удивительно консервативными, сохраняют свой облик и по-видимому, состав вплоть до высокотемпературной ступени зеленосланцевой фации. В ряде случаев наблюдается замещение полевых шпатов кварцем, мусковитом и альбитом. Происходит замещение ряда аксессуарных терригенных минералов (например, эпидота, граната) - кварцем, мусковитом и хлоритом.

6. На разных стадиях постседиментационного преобразования возникают многочисленные аутигенные минералы, как в виде регенерационных разрастаний на обломочных зернах (например, турмалин, циркон), так и в новообразованных идиоморфных выделениях.

Таким образом, тяжелую фракцию кварцевых песчаных пород и обломочные зерна кварца можно безоговорочно использовать для восстановления источников сноса и других палеогеографических построений лишь при их преобразовании до стадии глубинного эпигенеза включительно.

7. Кварц песчаных пород является чутким индикатором переходов от эпигенеза к метагенезу и от метагенеза - к региональному метаморфизму. Начальный бластез и первые проявления метаморфизма обломочного кварца, механизм которых сводится к диффузионным процессам, требующим энергии активации, могут формироваться лишь при относительно повышенных температурах, соответствующих стадии метагенеза. При значительных повышениях температур (региональный метаморфизм), как уже отмечалось, происходит формирование полнобластических структур, исчезновение проявлений пластической деформации и дофивейских двойников кварца.

8. В результате изучения кварцевых песчаных пород четко вырисовывается среднедокембрийский (нижне-среднепротерозойский) метаморфогенно-осадочный уровень древних платформ, для которого характерны колебания степени постседиментационного преобразования от глубинного эпигенеза до амфиболитовой фации метаморфизма включительно. Степень преобразования песчаных отложений докембрийского платформенного чехла никогда не превосходит глубинный эпигенез.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В КВАРЦИТОВИДНЫХ ПЕСЧАНИКАХ  
АЙСКОЙ СВИТЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАРАТАШКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

*Анфимов Л.В.*

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР

1. Исследовались песчаники навьшинского горизонта из окрестностей пос. Аршинского, а также базис конгломератов и песчаники липовского горизонта на гг Б. и М. Миасс. В данном районе установлено, что породы навьшенского горизонта с резким угловым несогласием и размывом залегают на метаморфических образованиях Тараташского гранито-гнейсового комплекса, являясь нижним членом разреза рифея Урала (Гарань 1946, 1960, 1969)

2. Изучаемые кварцитовидные песчаники представлены кварцевыми и аркозовыми разновидностями светлой окраски. Отмечаются все гранулометрические типы песчаников — от мелкозернистых до грубозернистых. Литологические характеристики навьшенского и липовского горизонтов айской свиты рассматриваются М.И. Гаранем (1969) и Г.А. Смирновым (1956).

3. Постседиментационные преобразования песчаников выражены структурами внутрислойного растворения (конформизм и инкорпорация зерен, микростилолитовые контакты зерен и швы, секущие породу), явлениями регенерации обломочного кварца и полевых шпатов, а также появлением разнообразных аутигенных минеральных новообразований в виде тонких каемок вокруг обломочных зерен, крустификационных оторочек и пр.

4. Имеется определенная последовательность в ходе минерального аутигенеза изученных песчаников: а — образование тонких каемок окислов железа вокруг обломочных зерен; б — возникновение 1-й регенерационной каймы; в — развитие тонкой серицитовой каемки поверх 1-й регенерационной каймы и одновременное, местами полное замещение серицитом первичной железистой каемки, окружающей обломочные зерна; г — формирование крустификационной оторочки короткостолбчатого мелкокристаллического кварца; д — наложение на нее (не повсеместно) последующей крустификационной оторочки столбчатого более крупнокристаллического кварца; е — возникновение 2-й регенерационной каймы вокруг крустификационных оторочек вплоть до образования типичной конформно-регенерационной структуры, характерной для кварцито-песчаников.

5. Несмотря на древний возраст песчаников айской свиты (Паливкин, 1931, Гарань 1946, 1969), в них можно обнаружить явления, связанные с различными стадиями формирования осадочных пород.

Так, образование тонких каемок окислов железа происходило при диагенезе, развитие крустификационных оторочек имело место при раннем региональном эпигенезе, а возникновение конформных, конформно-регенерационных структур и тонких серицитовых каемок было приурочено к глубинному региональному эпигенезу (Коссовская, Шутов, 1971). Рекристаллизационный бластез, проявляющийся в основании некоторых регенерационных кайм, по-видимому объясняется вступлением данных пород в стадию раннего метадгенеза (Симанович, 1972).

6. Изучение постседиментационных изменений айских песчаников дает информацию не только об их развитии, но и проливает свет на некоторые черты хода геологической истории региона, в котором они распространены.

7. Как показывает анализ, постседиментационные изменения в этих породах развивались в целом прогрессивно, но на стадии этапа глубинного эпигенеза имел место кратковременный регрессивный процесс (образование крустификационных намоков между 1-й и 2-й регенерационными каймами). Тот факт, что наряду с метабазическими преобразованиями сохранились и черты диагенетических, а также ранних эпигенетических явлений, свидетельствует о замедленном, неинтенсивном характере процессов, протекавших, по-видимому при низких значениях давления и температуры.

8. В целом, региональное постседиментационное развитие кварцитопесчаников айской свиты остановилось на стадии раннего метабазиса и это позволяет приблизительно оценить максимальную глубину погружения южной части Тараташского массива с залегающим на нем раннерифейским чехлом в айское и последующие времена. Судя по данным М.М. Веселовской (1964), на Русской платформе и в Предуральском прогибе метабазис происходил на глубинах 2000-3000 м, при давлении не более 700 атм и температуре 60-70°C. Ориентируясь на мощность отложений бурзянской серии, И.Д. Соболев (1969) принимает глубину погружения Тараташско-Ймактауской структуры не менее 4 км. По-видимому цифры 2000-3000м, приведенные М.М. Веселовской для глубины зоны метабазиса Русской платформы могут характеризовать и глубину максимального погружения айских песчаников, залегающих на Тараташском массиве, так как эти данные учитывают и степень преобразования рифейских пород в зоне Предуральского прогиба (калтасинская свита).

Автор выражает признательность Г.А. Смирнову, по чьей рекомендации выполнялось данное исследование.

## ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В РАННЕМ И ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

*Чумаков Н.М.*

Геологический институт АН СССР

1. Для правильного понимания климатических условий докембрия существенное значение имеют древние ледниковые отложения. Их открытие стало в середине XIX в, веским аргументом против контракционной гипотезы развития Земли. Сейчас присутствие ледниковых отложений позволяет утверждать, что климат большей части протерозоя не отличался резко от фанерозойского.

2. Основным признаком древних оледенений являются тиллиты - литифицированные валунистые глины, суглинки и супеси наземного или маривогляциального происхождения. Сходные с ними псевдотиллиты могут иметь эльвиальное, делювиальное, солифлюкционное, прольвиальное, инфлювиальное, подводноползневое, ледовоморское, ледоворечное, биогенное, вулканогенное или тектоническое происхождение. Породы внешне похожие на тиллиты называются тиллоидами, вне

зависимости от их происхождения. Этот термин имеет, таким образом, чисто описательное значение и обычно применяется для пород неясного генезиса.

3. Диагностика докембрийских тиллитов имеет свою специфику, обусловленную широким распространением метаморфизма или глубокого эпигенеза, отсутствием следов животной и высокоорганизованной растительной жизни, скудностью палеогеоморфологических признаков и относительно малой обнаженностью. Слабая изученность и трудности диагностики породили дискуссию о природе докембрийских тиллоидов, которая вела иногда к полемическим крайностям: чрезмерному преувеличению роли тиллитов, с одной стороны, или полному их отрицанию с другой.

4. Достаточно надежно распознать тиллиты позволяет комплекс нескольких характерных геологических, структурных, текстурных и формационных признаков (площадь распространения, стратиграфические взаимоотношения и устойчивость, условия залегания, структура, состав, наличие эрратических обломков, некоторые текстуры, обработка, форма и поверхность обломков, признаки сурового климата, ассоциирующие породы). Диагностические признаки могут присутствовать в разных комбинациях. Ни один из этих признаков, взятый в отдельности не является достаточным и обязательным.

5. Вместе с докембрийскими тиллитами встречаются породы, которые с большей или меньшей вероятностью могут быть отнесены к лимногляциальным, флювиогляциальным, золовым, лессовым отложениям и переработанным (алло- и апо-) тиллитам. Лучше других узнаются и потому имеют наибольшее диагностическое значение варвы — ледниковые ленточные глины, особенно те, которые содержат следы ледового или айсбергового разноса.

6. Неожиданной является частая ассоциация докембрийских тиллитов с доломитами, известняками и, иногда, железными рудами (тиллиты Чуос, Отави, Нумис, Грикватаун, Б. Конгломерат, Буем и тиллоиды Гавермент-Риф в Африке, тиллиты Юнаматана в Австралии, аллотиллиты Джетымтау в Средней Азии и Рэпитан в Канаде).

7. В настоящее время известно около 300 докембрийских тиллоидов. Приблизительно 25–30% из них могут быть квалифицированы, как тиллиты. Последние обнаружены на всех континентах, за исключением Антарктиды, что связано без сомнения, с ее слабой изученностью. Если неравномерное распределение докембрийских тиллитов и тиллоидов на Земле можно в значительной мере объяснить разной изученностью территорий, то аналогичные причины неравномерности их стратиграфического распространения мало вероятны.

8. Тиллиты в архее не известны, а тиллоиды (точнее метатиллоиды) малочисленны. Поиски и выяснение генезиса последних важная и трудная, но по-видимому, не совсем безнадежная задача. История открытия верхнедокембрийских метатиллитов Чуос (Cevres, 1931) показывает, что при благоприятных условиях и тщательном изучении можно распознать весьма метаморфизованные тиллиты. Некоторые современные методы могут тоже облегчить диагностику метаморфизованных тиллитов. В связи с этим заслуживают внимания метатиллоиды Кануна серии Калгурли в Ю. Э. Австралии, которые весьма напоминают тиллиты. Возраст этой серии определяется в пределах 2600–3000 млн. лет. В СССР архейский возраст возможно имеют тиллоиды ольхонского комплекса Э. Прибайкалья.

9. Среди значительно более многочисленных нижнепротерозойских тиллоидов имеется несколько местонахождений тиллитов или близких к ним пород. Самые древние образования, которые по-видимому, имеют отношение к ледниковым процессам - это тиллоиды Гавермент-Риф, "Системы" Витватерсранд (ориентировочный возраст 2400-2500 млн. лет). Они скорее всего представляют переработанные отложения горных или предгорных ледников. Хорошим примером нижнепротерозойских ледниковых отложений являются гуронские тиллиты Канады, которые образуют три стратиграфических уровня (возраст между 2400-2500 млн. лет и  $2288 \pm 87$  млн. лет). Происхождение верхнего, гаугандского ледникового горизонта доказано весьма полным комплексом диагностических признаков. Близкие по возрасту и литологии тиллоиды Мичигана, Вайоминга, С. Квебека и З. Канады принадлежат, возможно к тому же оледенению, охватывавшему огромную территорию на Ю.З. Канадского щита. Более молодой возраст (около 2100-2200 млн. лет) имеют тиллиты Грикватаун Ю.Африки. Их ледниковое происхождение подтверждено присутствием характерных ледниковых валунов, дола и нарвов с вкрапленными камнями. Тиллиты ассоциируют с флювиогляциальными и, по-видимому, мариногляциальными отложениями. В СССР нижнепротерозойские тиллоиды отмечены в Карелии, Казахстане и В. Сибири. Природа их, за исключением сариолийских конгломератов, не изучалась.

10. В большом стратиграфическом интервале докембрия, охватывающем верхнюю часть нижнего протерозоя (или средний протерозой других авторов), весь нижний и основную часть среднего рифея, тиллитов не установлено, а тиллоиды достаточно редки.

11. Большая часть докембрийских тиллитов и тиллоидов сосредоточена в верхнем и терминальном рифее. Ледниковое происхождение многих тиллитов в этом интервале хорошо аргументировано и они вместе с сопутствующими породами образуют несколько региональных разновозрастных ледниковых горизонтов. Поскольку обнаружить их разновозрастность первоначально не удавалось, все они долгое время приписывались одному оледенению, которое датировали концом докембрия или началом кембрия. Самым древним из ледниковых горизонтов верхнего докембрия является, очевидно, конголезский горизонт Экваториальной Африки (Б. Конгломерат Катанги, Нижний тиллоид З. Конго, быть может тиллиты Кайгас Ю.З. Африки). Этот горизонт относится в верхнему рифею. Более молодой заирский горизонт этого района (М. Конгломерат, Верхний тиллоид З. Конго) принадлежит к верхней части верхнего рифея. Ему, по-видимому, соответствует намибийский ледниковый горизонт Ю.З. Африки (тиллиты Чуос, Отави, очень вероятно Нумис). Общим ледниковым горизонтам Африки близки по возрасту подгоризонты юннаматанского ледникового горизонта Австралии (тиллиты Библиендо, Арионга, Фаргу и Стерт-Годж, Мунлайт-Велли, Уолш, и по-видимому, Пертататака соответственно). Еще более молодой лапландский ледниковый горизонт Европы и Северной Атлантики относится к средней части терминального рифея. Лапландскому горизонту соответствуют или близкие по возрасту западноафриканский и эганский ледниковые горизонты Африки и Австралии, а также наньтоуский горизонт Ю.Китая и тиллоиды Пирадон Кореи. Возможно, что тиллиты Средней Азии и Лочуань Центрального Китая принадлежат к этому же уровню, но последние данные склоняют к тому, что эти тиллиты частично относятся к верху терминального рифея.

12. Таким образом, в докембрии вырисовываются два крупных отрезка времени (нижняя часть нижнего протерозоя и верхняя часть рифея), когда неоднократно происходили значительные оледенения. Они разделены еще большим промежутком времени, когда оледенений не было или они были незначительны. Тиллоиды, среди которых могут оказаться ледниковые образования, совершенно не изучены в архее и недостаточно изучены в протерозое, особенно нижнем. Специальное изучение этих отложений — одна из очередных задач литологии докембрия.

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

*Головенко В.К.*

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, МГ СССР

Исходный минеральный состав первично глинистых отложений докембрия в значительной мере, а чаще всего полностью изменяется уже на низких ступенях регионального метаморфизма. В связи с этим при изучении указанных отложений первостепенное значение приобретает химический состав пород, поскольку между химическим и минеральным составом глин существует весьма тесная взаимосвязь. Многочисленными работами разных лет показано, что в процессе регионального метаморфизма существенного изменения исходного химического состава пород не происходит и, следовательно, этот критерий вполне обоснованно может быть использован и при характеристике метаморфизованных глинистых отложений.

По особенностям химического состава среди метаморфизованных глинистых отложений докембрия можно выделить несколько основных типов.

К первому типу относятся первично глинистые отложения с высоким и очень высоким (более 25, а нередко и 30%) содержанием глинозема и незначительным (не более 3-5%) содержанием щелочей и щелочных земель, главная роль среди которых принадлежит обычно калию. На треугольной диаграмме точки состава данных пород тяготеют к полю каолинитовых глин и минералов и образуют четко обособленную группу. Первоначально эти породы представляли собой каолинитовые глины, иногда с незначительной примесью гидромусковита. Глинистые породы первого типа широко распространены среди отложений пурпольской свиты Патомского нагорья, анайской свиты Западного Прибайкалья, нижней части киевской свиты Кольского полуострова, зигальгинской и таганайской свит Южного Урала, озручской серии Украины. Высокоглиноземистые глинистые породы слагают мощные и однородные самостоятельные формации и в разрезе тесно ассоциируются с обломочно-кварцевыми формациями. Те и другие приурочены к основанию крупных осадочных циклов и залегают со значительным перерывом в осадконакоплении на корях химического выветривания подстилающих пород.

Второй тип первично глинистых пород распространен среди отложений жала-

гунской свиты Патомского нагорья, тунгусикской и ослянской серий Энисейского кряжа, криворожской серии Украины и системы Витватерсранд Южной Африки. От первого типа эти породы отличаются более низким средним содержанием глинозема, хотя оно также может достигать 25–26%, и умеренным количеством щелочей и щелочных земель (до 6–8%), среди которых резко преобладают калий и магний. На треугольной диаграмме точки состава глинистых отложений второго типа занимают промежуточное положение между каолинистыми и гидрослюдистыми глинами и минералами. Первоначально эти отложения были представлены каолинистыми глинами и глинами смешанного состава — гидрослюдисто-каолинистыми и каолинит-гидрослюдистыми, возможно, с некоторой примесью минералов монтмориллонитовой группы.

Третий тип глинистых пород характерен для сланцев района Коннемара в Ирландии и дольредской серии Шотландских нагорий. Он отличается высоким средним содержанием глинозема (25–26%), но одновременно и высоким содержанием щелочей и щелочных земель (около 9–10%). Среди последних в заметных количествах присутствуют уже кальций и натрий. На треугольной диаграмме точки состава глинистых пород третьей группы располагаются вблизи или выше точек среднего состава гидрослюд и гидрослюдистых глин. Анализ химического состава этих пород указывает на то, что они были представлены достаточно чистыми от обломочной примеси глинами смешанного состава — гидрослюдисто-каолинистыми и каолинит-гидрослюдистыми, с примесью минералов монтмориллонитовой группы, и по своим особенностям близки к глинистым породам второго типа.

Глинистые отложения второго и третьего типов также слагают самостоятельные высокоглиноземистые формации, но в разрезе последние ассоциируются не только с обломочно-кварцевыми, но и с карбонатными (обычно существенно доломитовыми) формациями. Горизонты и пачки карбонатных и терригенно-карбонатных пород могут присутствовать и внутри собственно глинистых формаций. Непосредственной связи высокоглиноземистых формаций второй и третьей групп с древними корами химического выветривания не наблюдается. Она устанавливается только из анализа особенностей химического состава пород. В разрезах отдельных осадочно-метаморфических комплексов рассматриваемые формации могут занимать различное стратиграфическое положение.

Четвертый тип глинистых пород докембрия объединяет очень обширную и наиболее распространенную группу первично-глинистые отложений, для которых характерно достаточно низкое (16–18%) среднее содержание глинозема и, как правило, весьма значительное (обычно более 9–10%) количество щелочей и щелочных земель. Соотношение магния, кальция, натрия и калия среди последних колеблется в очень широких пределах, хотя в большинстве случаев калий и магний в той или иной мере преобладают. На треугольной диаграмме точки состава глинистых пород рассматриваемого типа тяготеют к полям обычных полимиктовых глин морского или континентального происхождения и первоначально породы были сложены, вероятно, гидрослюдами, гидрохлоритами и минералами монтмориллонитовой группы. В разрезах осадочно-метаморфических комплексов глинистые породы четвертого типа, в виде самостоятельных формаций или горизонтов среди других пород, ассоциируются, как правило, с полимиктовыми обломочными, карбонатными и эффузивно-осадочными отложениями. Значительно реже они сочетаются с породами кварцевого или олигомиктового состава. К рассматри-

ваемой группе глинистых пород докембрия можно отнести отложения курской серии КМА, ятулия Центральной Карелии, ладожской серии Северного Приладожья, патомской серии Патомского нагорья, мойнской серии Шотландских нагорий, формации Гуганда из гуронских отложений Канады и другие. По-видимому, более детальное изучение особенностей химического состава глинистых пород четвертой группы позволит в будущем разделить ее на ряд самостоятельных типов глинистых отложений. Важную роль при этом должно сыграть выяснение закономерностей в распределении в породах щелочей и щелочных земель.

Изучение палеотектонических, палеогеографических и палеоклиматических условий формирования первично глинистых отложений докембрия показывает, что эти условия для разных петрохимических типов пород были различными. Высокоглиноземистые глинистые отложения первой группы и сопутствующие им обломочно-кварцевые формации представляют собой типично платформенные образования, накопившиеся в условиях жаркого влажного климата за счет перемыва и перетложения зрелых кор химического выветривания. Накопление этих отложений происходило главным образом в пределах озерно-аллювиальных равнин, в непосредственной близости от областей сноса терригенного материала.

Глинистые породы второго и третьего типов, ассоциирующиеся с обломочно-кварцевыми и карбонатными (существенно доломитовыми) формациями также накапливались в условиях, близких к платформенным, но вероятно, в обстановке краевых и более подвижных участков древних платформ, на границе со смежными геосинклиналями. Накопление шло преимущественно в прибрежной части водных бассейнов за счет поступления материала из древних кор химического выветривания, хотя связь с последними и менее тесная, чем для глинистых отложений первого типа.

Палеотектонические и палеогеографические условия образования полимиктовых глинистых отложений четвертого типа были весьма разнообразными, на накопление этих отложений происходило главным образом за счет механического разрушения материнских пород и в меньшей мере за счет химического преобразования исходного материала. В некоторых случаях и для этих отложений отмечается связь с древними корами выветривания, но менее зрелыми, чем для глинистых толщ, охарактеризованных выше.

## ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ НА ПРИМЕРЕ АЛДАНСКОГО И БАЛТИЙСКОГО ШТОВ

*Гиммельфарб Г.Б.*

Всесоюзный институт минерального сырья, МГ СССР

В осадочной геологии и литологии докембрия изучение карбонатных пород имеет особое значение в силу специфики их состава и условий образования. Интерпретация полученных при таком изучении данных позволяет не только проводить палеотектонические и палеогеографические реконструкции, но и подойти к решению проблем происхождения и эволюции атмосферы, гидросферы, возникно-

вения и развития жизни на Земле. Естественно, в связи с этим, что наибольшим интерес представляет изучение карбонатных отложений на возможно большем отрезке времени их образования в регионах, характеризующихся разработанной стратиграфией докембрийских толщ.

Таковыми регионами являются Алданский и Балтийский щиты. В южной и юго-западной частях Алданского щита исследовались карбонатные отложения алданского комплекса, нижнепротерозойской удоканской серии и верхнепротерозойской патомской серии; в пределах восточной части Балтийского щита — отложения архейского гранулитового комплекса, нижнепротерозойских сортовальской кейвской, варзугской, хирвинаволоксской серий и среднепротерозойские ятулийские образования.

В результате подсчета процентного соотношения мощностей различных типов пород, составляющих перечисленные стратиграфические единицы, установлено что карбонатные отложения на юге и юго-западе Алданского щита занимают около 20% в составе толщ архейского алданского комплекса (11,7% — в венгурской 1,4% — в тимптонской 39,3% в джелтулинской сериях) 12,5% — в нижнепротерозойской удоканской серии (15,5% — в александровской и 74,5% — в бутунской свитах) и 44,9% — в верхнепротерозойской патомской серии (100% — в сеньской свите). На Балтийском щите подсчитано, что в архейском гранулитовом комплексе карбонатные породы составляют 1%, в кейвской серии — 8%, сортовальской серии — 6%, варзугской серии — 14%, хирвинаволоксской серии — 16%, ятулии — 23,8%. Сопоставив полученные цифры, а также отдельные результаты подсчетов по другим докембрийским регионам, например, данные А.М. Тугаринова (1963) по архейским геосинклинальным образованиям Криворожского бассейна (10%) О.М. Розена (1966) по нижнепротерозойским протогеосинклинальным отложениям зерендинской серии Кокчетавского массива (5%) Л.Н. Илюхина, Е.И. Тараненко (1970) — по средне-верхнепротерозойским отложениям юго-восточной части Сибирской и платформы (47%) с известными подсчетами по различным геоструктурным зонам фанерозоя (Ронов, 1948; Ронов, Мигдисов, 1970; Тугаринов, 1963) можно сделать вывод, что объем карбонатонакопления в докембрии не отличается принципиально от объема в последующие геологические эпохи, а широкий диапазон цифр обусловлен не столько возрастом отложений, сколько геолого-тектоническими условиями формирования стратифицируемых образований земной коры (геосинклинальный или платформенный режим развития). Этой же причиной объясняются различия в цифрах, характеризующих докембрий Алданского и Балтийского щитов.

В результате детального изучения, сопоставления многочисленных геологических разрезов и проведения подсчетов соотношения в них литологических разновидностей пород удалось выявить, что в процессе образования большинства стратиграфических комплексов, серий от раннего архея и докембрия отмечается циклическое развитие бассейнов седиментации. Карбонатные породы в подавляющем большинстве случаев преобладают в верхних частях циклов. Крупные циклы, в свою очередь, иногда подразделяются на подциклы, но при этом общее направленное развитие цикла (закономерное изменение состава преобладающих разновидностей пород по разрезу снизу вверх от обломочных, через пелитовые до карбонатных) сохраняются.

Была получена характеристика состава карбонатных пород докембрия Алданского и Балтийского щитов по результатам 240 оригинальных (химические лаборатории ВИМСа, ИИГРЭ) и около 800 собранных по литературным данным силикатных анализов.

Выявлены значительные колебания средних содержаний (среднее из 7-40 определений по каждой свите) кальция и магния. Кальций-магниевое отношение в карбонатных породах изменяется в широких пределах (от 1,6 до 32) и колеблется вне зависимости от их возраста. Этот факт входит в противоречие с известными представлениями об эволюции состава карбонатных пород (Виноградов, Ронов, Ратинский, 1952), согласно которым в докембрии (в силу специфической докембрийской атмосферы) отлагались карбонатные породы лишь доломитового состава.

Кривые изменения кальций-магниевого отношения в карбонатных породах во времени, построенные как для Алданского, так и для Балтийского щитов, имеют пилообразную форму, что позволяет сделать предположение о вероятной периодичности изменения состава карбонатных пород в процессе докембрийского развития земной коры этих регионов.

Таким образом, в результате изучения карбонатных отложений докембрия Алданского и Балтийского щитов установлено, что их количество сопоставимо с количеством карбонатных пород, известным в фанерозое, они так же как и в более молодых образованиях земной коры, слагают верхние части крупных циклов седиментации, представлены известняками и доломитами, а изменения их составов (преобладание тех или иных разновидностей пород) на протяжении всего докембрийского этапа развития регионов происходило закономерно, отражая определенные крупные этапы развития земной коры. Полученные выводы находятся в соответствии с положением, высказанным А.В. Сидоренко (1969) о едином, принципиально сходном эволюционном развитии земной коры в докембрии и более поздние эпохи и правомерности применения при изучении карбонатных пород докембрия и более поздних образований единого историко-геологического метода исследования.

#### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

*Иолиев А.И.*

Геологический институт Кольский филиал АН СССР

1. Метаморфизованные кремнисто-карбонатные образования, обнаруженные в составе древнейших вулканогенно-осадочных комплексов восточной части Балтийского щита составляют незначительную долю их объема. Однако, важное геологическое значение кремнисто-карбонатных образований не вызывает сомнения, особенно для глубокометаморфизованных железорудных, гнейсовых толщ и интенсивно тектонизированных кристаллических сланцев гранулитового комплекса. Эти породы отличаются высокой устойчивостью вещественного состава и первичных текстурных признаков в условиях метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой

фаций. Они встречаются в виде серии линз, деформированных пластов или пачек и нередко обладают свойствами маркирующих горизонтов в оловитых комплексах метаморфических пород.

Седиментогенная природа этих образований наиболее убедительно доказана на примере горизонтов метаосадочных пород, сохранивших постройки строматолитовых водорослей в кремнисто-карбонатных образованиях (кальцифирах) гранулитового комплекса. В наиболее полном стратиграфическом разрезе метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород гранулитового комплекса, в районе Сальных тундр, уровни распространения кремнисто-карбонатных образований охватывают весь разрез, а в Колвицкой и Нявк-тундровской структурах - отдельные его части.

2. Детальное изучение структурно-геологических взаимоотношений кремнисто-карбонатных образований с окружающими метаморфическими породами привело к важному выводу об однотипном строении осадочных ритмов в пределах нижней толщи гранат-полевошпатовых амфиболитов на всей территории распространения пород гранулитового комплекса. При этом мощности ритмов в осевой части структурно-фациальной зоны Гранулитового пояса значительно отличаются от аналогичных образований периферийных областей, где преобладают блоково-купольные и брахиформные структуры, облекающие деформированные блоки гранито-гнейсового фундамента.

3. В подавляющем большинстве описанных кремнисто-карбонатных образований выявляется внутреннее тонкослоистое строение с четко выраженным послойным распределением содержаний химических элементов. Сравнительно высокая изменчивость содержаний элементов по мощности и более низкая по литерали, оббликает рассматриваемые образования с современными геосинклинальным или субгеосинклинальными хемогенными осадками.

4. Циклично-фациальный анализ кремнисто-карбонатных образований, встречающихся как правило в переслаивании с силицитами, глиноземистыми сланцами и смешанными типами туфогенно-осадочных пород, позволяет установить некоторую периодичность появления их в стратиграфическом разрезе. Эта периодичность вероятно обусловлена двумя взаимосвязанными факторами, создающими предпосылки для накопления зрелых осадков в кратковременные периоды стабилизации тектонического режима осадконакопления, заканчивающихся очередными всплесками основного или ультраосновного вулканизма. О значении последнего можно судить по наличию признаков осадочного взаимоотношения слабо карбонатизированных метаморфических пород ультрабазитового состава с косослоистыми магниально-кальциевыми кальцифирами. Эти признаки подтверждают тесную ассоциацию пикритовых туффигов и с кремнисто-карбонатными образованиями и отмечаются в нескольких пластообразных телах на 2-х различных стратиграфических уровнях в гранулитовом комплексе Сальных тундр.

5. В общих чертах условия формирования кремнисто-карбонатных образований в раннем докембрии Кольского полуострова определяются регулирующим взаимодействием важнейших геохимических факторов гипергенеза, сформулированных А.В. Сидоренко для всех осадков раннего докембрия. В качестве специфики условий образования рассматриваемой группы пород следует отметить повышенный фон вулканической активности, оказывающий существенное влияние на известные факторы гипергенеза за счет общего или периодического насыщения водного бас-

сейна мелководных лагун или изолированных прибрежных бассейнов углеродом и серой. Об активной роли углерода, участвующего в биогенных процессах жизнедеятельности синне-зеленых водорослей в зоне фотосинтеза и серобактерий на больших глубинах можно судить по результатам изотопного состава углерода графита и сульфидной серы.

## ЭВАПОРИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Работнов В.Т.*

Всесоюзный институт природных газов, МПН СССР

Широко распространено мнение о приуроченности начального этапа галогенеза к кембрию. При этом часто отмечается, что все указания на докембрийский возраст эвапоритов ошибочны.

Анализ геохронологических и биостратиграфических данных показывает, что к докембрию в Азии, Австралии и Америке относятся толщи пород, содержащие пачки и прослои солей, гипсов и ангидритов.

Наиболее древние эвапориты известны на Канадском щите. Здесь в нижне-докембрийской части разреза серии Гренвилл среди метаморфических пород описаны линзы гипса и отпечатки кристаллов галита и гипса. Последние встречены также в глинистых сланцах серии Грент-слейн.

Большим распространением эвапоритовые образования пользуются в рифее. В низах разреза этих отложений на острове Виктория в верхней половине серии Шейлер среди песчаников, доломитов, известняков и сланцев прослеживается большое количество пачек гипсов и ангидритов. В синхроничных отложениях на Арктическом побережье Канады также отмечаются пачки гипсов мощностью более 20 м. К нижнему рифею относится серия Хорнби-Бей района Большого Медвежьего озера, в которой в аргиллитах описаны псевдоморфозы по каменной соли и гипсы.

Позднерифейский возраст имеет, видимо, мощная толща гипсов и ангидритов свиты Джипсум Валли на Аляске и аргиллиты с псевдоморфозой по каменной соли в верхней части разреза серии Белт в Монтане.

Близкое стратиграфическое положение занимают эвапоритовые образования в Австралии. В бассейне Амадеус в нижней части разреза верхнерифейской свиты Биттер-спрингс среди песчаников, сланцев, известняков и доломитов описаны пачки солей и гипсов. Прослои гипсов среди песчаников и аргиллитов серии Риндхья известны также в верхней части разреза рифея Индии.

На Сибирской платформе эвапоритовые образования встречены в дикимдинской свите среднего рифея и ушаковской свите верхнего рифея, на Русской платформе — в верхнем рифее Пачельского прогиба.

Шире развиты эвапориты в верхах докембрия. На Сибирской платформе эти отложения выделяются в юдомский комплекс. 30—40% разреза (мотская свита) комплекса в Иркутском амфитеатре сложено ангидритами и ангидрито-доломитами. На Алданской антеклизе (юдомская свита) мощность прослоев гипсов, ангидритов

и ангидрито-доломитов достигает 20 м, на Анабарской антеклизе (старореченская свита) — 2 м.

Ангидрито-содержащие породы описаны также в кровле докембрия в Приморье и в Московской синеклизе на Русской платформе.

Значительные толщи солей и ангидритов в верхних горизонтах докембрия распространены в пределах Аравийской платформы. В Иране с породами, содержащими органические остатки докембрия, сопоставляется мощная соленосная формация Хормуз. С последней хорошо параллелизуется соляная серия Пакистана, сложенная глинистыми сланцами, мергелями, гипсами и солями.

Приведенная краткая характеристика распространения эвапоритовых образований в докембрии показывает, что они появляются в низах протерозоя и развиты по всему разрезу верхнего докембрия. Эти данные позволяют рассматривать последующее накопление кембрийских соленосных толщ как унаследованный этап развития более древнего галогенеза.

#### ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ ВЫСОКОЙ СТЕПЕНИ МЕТАМОРФИЗМА И ВОПРОСЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИХ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ

*Немова Т. В., Горощенко Г. А., Федкова Т. А.*

Геологический Институт АН СССР

Терригенные породы высокой степени метаморфизма играют большую роль в строении щитов. Они представлены гнейсами, амфиболитами, различными кристаллическими сланцами и гранулитами. Часто указанные разновидности метаморфических пород неоднократно переслаиваются с такими заведомо первично-осадочными породами, как кварциты, мраморы, кальцифиры.

Литологические исследования докембрийских толщ, проводимые в последние годы под руководством академика А. В. Сидоренко, показали, что даже интенсивно метаморфизованные осадочные породы сохраняют такие первично-осадочные признаки, как залегание пород в виде слоев и их последовательная смена в стратиграфическом разрезе, тонкая слоистость внутри пласта, исходный минеральный и химический составы.

На Балтийском щите глубоко метаморфизованными обломочными породами различного состава являются пироксеновые кристаллические сланцы и гранулиты. Изучение стратификации интенсивно метаморфизованных комплексов Балтийского щита позволило составить представление об общем стратиграфическом разрезе раннего докембрия Кольского полуострова, в котором толща собственно гранулитов занимает верхнюю часть, а различные пироксеновые кристаллические сланцы слагают среднюю часть разреза. Кристаллические сланцы подразделяются на две пачки: нижнюю — существенно плагиоклазовых кристаллических сланцев и верхнюю двупироксеновых кристаллических сланцев.

Восстановление первичной природы интенсивно измененных параметаморфических комплексов представляет значительный теоретический и практический

интерес. Изучение сохранившейся слоистости равных масштабов, тектонических признаков в сочетании с изучением минералогии и химизма позволяет судить об исходном соотношении и об условиях образования тех или иных разновидностей сланцев и гранулитов.

Наблюдаемая в кристаллических сланцах и гранулитах слоистость, как тонкая горизонтальная, так и косая разных типов, является доказательством терригенного происхождения этих пород. Каждая выделенная в стратиграфическом разрезе толща характеризуется определенным типом слоистости. Для плагиосланцев обычна параллельная слоистость, выраженная чередованием существенно лейкократовых и меланократовых прослоев мощностью несколько сантиметров. В меланократовых прослоях обычно концентрируются минералы тяжелой фракции, представляющие собой как бы естественный шлик. В двупироксеновых кристаллических сланцах горизонтальная и косая слоистость представлена тонким чередованием темного двупироксенового и светлого, розоватого, существенно гранатового кристаллического сланца. Косая слоистость кристаллических сланцев по морфологическим признакам соответствует косой слоистости морских отложений.

В гранулитах горизонтальная слоистость выражается чередованием тонких (в сантиметрах) прослоев разной зернистости, разного состава и соответственно различной окраски, а также бывает обусловлена повышенной концентрацией отдельных минералов в породе, располагающихся в виде слоев (миллиметры) согласных с общим напластованием пород. Косая слоистость гранулитов по морфологическим признакам является характерной для аккумулятивных форм прибрежно-морских и морских отложений.

Рассмотрение особенностей минералогии гранулитов и пироксеновых сланцев показало, что в них широко распространены обломочные и окатанные зерна циркона, монацита, которые являются реликтовыми формами терригенных осадочных пород. Кроме того в метаморфических породах гранулитового комплекса присутствуют: метаморфизованный органогенный углерод — графит, псевдоморфозы ильменита и рутила по окатынным и комковатым (аутигенным) зернам лейкоксена. Отдельные прослои гранулитов насыщены высокоглиноземистыми минералами.

Устанавливается отчетливо слоистый характер распределения аксессуарных минералов в метаморфических образованиях.

Пироксеновые кристаллические сланцы (кварцсодержащие и бескварцевые) в зависимости от положения в разрезе гранулитового комплекса различаются по содержанию характерных минералов. Так кварцсодержащие пироксеновые сланцы из верхней части разреза комплекса содержат значительно больше окатанных зерен циркона, чем такие же породы, развитые в средней толще. В бескварцевых пироксеновых сланцах средней толщи заметно больше присутствует моноклинных пироксенов, скаполита, чем в аналогичных образованиях из верхней толщи. Бескварцевые пироксеновые сланцы практически не содержат циркона. Показательным является очень низкое содержание  $\Sigma \text{TiO}_2$  в пироксеновых сланцах Сальных Тундр, которое лежит в пределах 0,001–0,007%. Такое низкое содержание известно только в глубоководных илисто-карбонатных осадках.

Нормативный минеральный состав исходных осадков, полученный по пересчетам химических анализов, следующий.

Для гранулитов: глинистые минералы — от 12 до 74%, кремнезем (кварц) —

- от 13 до 65%, полевые шпаты менее 10%, рутил, циркон - 0,15 - 0,50%, углерод - до 0,50%; для кварцсодержащих пироксеновых сланцев: глинистые минералы - от 34 до 50%, полевые шпаты - 10-20%, карбонаты - около 10%, кремнезем - 12-15%, рутил - 0,60 - 0,70, циркон - 0,03%; для бескварцевых пироксеновых сланцев: глинистые минералы - 64%, карбонаты - 29%, кремнезем - 7%.

Анализируя особенности слоистости и вещественного состава метаморфических образований гранулитового комплекса Кольского полуострова, становится очевидным, что исходные первично-осадочные толщи состояли из переслаивающихся песчаных и песчано-глинистых осадков. В стратиграфическом разрезе комплекса снизу вверх уменьшается количество прослоев более грубозернистых образований. Так, в нижележащей толще пироксеновых сланцев преобладают глубоководные (глинисто-карбонатные) отложения, и в виде подчиненных прослоев присутствуют песчано-глинистые осадки-гранулиты. В верхней толще-наоборот, преимущественное развитие имеют гранулиты - метаморфические аналоги песчано-глинистых осадков и в подчиненном количестве развиты пироксеновые сланцы - существенно глинистые образования.

#### ЭУЛИЗИТЫ И ЧАРНОКИТЫ - ПАРАПОРОДЫ В КОМПЛЕКСЕ ГРАНУЛИТОВ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

*Бондаренко А.П., Дегеляйский В.Б.*

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Среди глубокометаморфизованных архейских образований Центральной части Кольского полуострова район озера Чудзьявр известны высокожелезистые метаморфические породы седиментогенной природы, представленные эулизитами, гранато-двупироксено-магнетитовыми сланцами и реже гиперстено-магнетитовыми кварцитами. Они занимают вполне определенное стратиграфическое положение в верхней глиноземистой свите кольской серии (Бондаренко, 1958, Бондаренко, Дегеляйский, 1968). Установлены кроме того, парахарнокиты, которые были выявлены при составлении детальных геологических разрезов по комплексу кристаллических сланцев основного состава средней свиты кольской серии, подстилающей свиту глиноземистых гнейсов.

Железисто-силикатные породы и железистые руды в маломощных слоях (25-30 см) наблюдаются в пачках мощностью 2,5-5 м метапелитов-гранато-ортоклазо-сиддиманито-биотитовых гнейсов; с интервалами между пачками в 5-10 м (рис. 1а).

Эулизиты - это полосчатые бесполовошпатовые гранато-двупироксено-фаялитовые породы. Залегают они в виде маломощных прослоев 10-20 см в бесполовошпатовых гранато-гиперстеновых гранулитах и связаны с ними взаимопереходными. Кольские химически исследованные эулизиты состоят из кварца - 31%, фаялита 25%, ортоферросилита-26%, граната-12%, зеленого геденбергита-2% и рудного минерала (пирротин, пирит, магнетит). В эулизитах отчетливо выражен гетеробластез

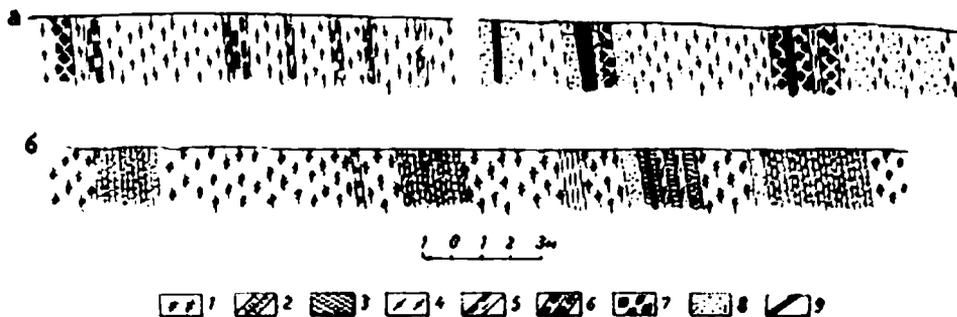


Рис.1 Детальные разрезы.

а- нижняя ритмичнослоистая пачка свиты высокоглиноземистых гнейсов, гора Шоенкурбаш; б- верхняя ритмичнослоистая пачка свиты кристаллических сланцев основного состава: 1- гиперстено-роговообманковый гнейс; 2- полевошпато-гранатовый и клинопироксеновый гранулит; 3 - парачарнокит; 4-силлиманито-гранато-биотитовый гнейс; 5- гиперстеновый сланец; 6 - зулизит; 7- гранато-ортоферросилитовый гранулит; 8- гранатовый гранулит; 9- магнетит-содержащий сланец.

и некоторые специфические особенности структур, такие как - графические и двойниковые срастания ортопироксена и клинопироксена, срастания гравата и ортоферросилита, венцовые стр-ы из пластинчатого ортоферросилита вокруг фаялита и т.д.

Детальное изучение зулизитовых пород района оз. Чудзьярв с несомненностью свидетельствует об их осадочно-метаморфогенном происхождении. Зулизиты и железные руды наблюдаются в согласном и выдержанном по простиранию переслаивании с высокоглиноземистыми гнейсами. Они имеют пластовое залегание и отчетливые слоисто-полосчатые текстуры. Глиноземистые гнейсы рассматриваются как высокометаморфизованные кластические осадки, а подчиненные им железорудные слои - как преобразованные кремнисто-железистые осадки. В пользу осадочного происхождения сильно-железистых силикатных пород свидетельствует, кроме того, постоянное присутствие серы, фосфора, а в некоторых слоях кальция.

Изученные в геологических разрезах породы верхней свиты высокоглиноземистых гнейсов (валшпахская свита) характеризуются преобладанием высоко-метаморфизованного кластического материала и подчиненным количеством прослоев пород, имевших первично природу химического осадка. Весь комплекс пород - глиноземистые гнейсы и железистые породы - метаморфизованы изофациально в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма: собственно зулизитовая ассоциация основных гранулитов образовалась при метаморфизме наиболее богатых железом осадков.

Подобные описываемым здесь эулизитам породы в настоящее время выявлены в кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы в комплексе раннедокембрийских образований метаморфизованных в гранулитовой фации районов сев. Эстонии, северной Латвии, Приазовья, Волго-Уральской области и др. И, следовательно, эулизиты и сопровождающие их бесполовошпатовые гиперстено-гранатовые гранулиты и железные руды имеют сравнительно более широкое распространение, чем это раньше предполагалось.

В районе оз. Чудзъявр были закартированы, кроме того железисто-силикатные породы среди комплекса двупироксеновых кристаллических сланцев. Однако, нами установлено, что некоторые из них не дают стратиграфически выдержанных железорудных горизонтов, а наблюдаются в виде маломощных полос изменяемых сантиметрами иногда характеризуются пloyчато-складчатой текстурой и резко отличаются морфологически и структурно от кристаллических сланцев основного состава, по которым они возникают. Минералогический состав их сходен с эулизитовой ассоциацией пород, развитых в ритмично-слоистых пачках, но отличаются они по присутствию плагиоклазов - несколько более кислых, меньшей железистостью и варьирующим составом ведущих магнезиально-железистых силикатов - эвлита, клинопироксена и граната. Появление подобных ассоциаций железо-силикатных пород среди кристаллических сланцев основного состава не обусловлено спецификой состава исходного паракомплекса, а связано с метаморфическими реакциями при изменении P-T условий гранулитового метаморфизма, видимо, в пределах одного метаморфического цикла.

Парачарнокиты, выявленные в ритмично-слоистых пачках свиты кристаллических сланцев из средней части разреза кольской серки района озера Чудзъявр и непосредственно подстилающие ритмично-слоистую пачку глиноземистых гнейсов с железисто-силикатными породами, залегают горизонтами в 2-5,5 м и переслаиваются с гиперстено-роговообманковыми гнейсами (рис. 16)

Первичная ритмичность кристаллических сланцев основного состава, в которых встречены парачарнокиты имела только два ритма, представленные: 1) пироксено-плагиоклазовыми гнейсами и 2) гиперстено-роговообманковым гнейсом (аналоги мергелистых осадков с переменным содержанием окислов железа и кальция). Наблюдающееся в пачках пород, содержащих парачарнокиты, трех и даже четырехритмовое деление является вторичным наложенным метаморфическим.

В парачарноките верхнего горизонта (Бондаренко, 1967) по ориентировке серого, пластинчатого кварца и гиперстена наблюдалась отчетливо выраженная метаморфическая сланцеватость, срезающая под небольшим углом слоистость пироксенового гнейса.

Таким образом, наблюдаемое в полевых условиях чередование полос-прослоев как-то: парачарнокит - светлый крупнозернистый, пироксен-плагиоклазовый гнейс, серый мелкозернистый и гиперстено-роговообманковый гнейс, темный тонкосланцеватый и кажущееся трехритмовое переслаивание разновидностей пород в пачке с парачарнокитом являются вторичным, обусловленным метасоматическими метаморфическими процессами. Парачарнокит образуется по паранорде - по прослоям двупироксено-плагиоклазового гнейса, в результате процесса калиево-кремнистого метасоматоза, проходящего в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Детальные петрологические исследования структурно-текстурных особенностей железо-силикатных пород, последовательность развития минеральных парагенезисов и изменения химизма минералов позволяют различать в глубокометаморфизованных породах первичную слоистость и вторичную метаморфическую полосчатость и сланцеватость, обусловленные ходом метаморфических реакций в общем метаморфическом процессе.

В железисто-силикатных породах из ритмично-слоистой пачки глиноземистой толщи устанавливается полосчатость трех порядков: 1) первичноритмичная слоистость; 2) метаморфическая полосчатость как следствие метаморфической дифференциации; 3) полосчатость, обусловленная перекристаллизацией в особых механических и химических условиях.

Необходимо также отметить эклогитовый характер минеральных ассоциаций эулизитов, что выражается в эклогитовой направленности состава граната и, в меньшей степени, моноклинного пироксена (Боядаренко, Дагелайский, 1968) и в специфических условиях их образования (высокие температуры и давления). Последнее устанавливается также экспериментальными работами по устойчивости ассоциации богатого железом ортопироксена, оливина и кварца (Smith, 1971).

## ФАКТОРЫ И ОСОБЕННОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

*Бельков И.В.*

Геологический институт Кольский филиал АН СССР

На протяжении геологической истории Земли развитие земной коры определяется изменением ее мощности, состава, строения, термодинамического режима, характера тектогенеза, плутонизма, литогенеза и рядом других факторов, в том числе изменением ее взаимосвязей с верхней мантией, гидросферой, атмосферой и с ближним космосом.

По совокупности взаимосвязанных факторов различаются три наиболее крупные качественно-отличные периода геологического развития Земли. Первый из них — азойский (или протогей) — обусловил возникновение и первичную дифференциацию верхней оболочки Земли, вероятно, путем "зонной плавки" (Виноградов, 1962) и образование маломощной, примитивной слабодифференцированной земной коры. Второй — протерозойский (или мезогей) — характеризуется формированием развитой земной коры, всех ее главных геотектонических элементов и типов геологических процессов — плутонизма, гипергенеза и литогенеза, регионального метаморфизма и ультраметаморфизма дифференцированных осадков. Третий — фанерозойский (или неогей) — период перестройки крупных участков земной коры и формирования современных океанических впадин, отчетливой цикличности геосинклинального тектогенеза, возрастания роли неметаморфизованного глубоко дифференцированного осадочного чехла.

Формационное и фациально-литологическое изучение древнейших метаморфи-

ческих образований Балтийского щита и сопоставление полученных материалов с данными по другим регионам развития раннего докембрия позволяет установить широкое проявление процессов седиментации на самых ранних стадиях развития земной коры.

Первично-осадочные образования протоея, в различной степени метаморфизованные, представлены главным образом андербитами, пироксеновыми гнейсами, плагиобиотитовыми гнейсами, амфиболитами, зеленокаменными сланцами. Первичные литологические и геохимические особенности пород перечисленных комплексов свидетельствуют об их преимущественно изверженной и вулканогенной природе и преобладающем кластогенном характере осадков, формировавшихся путем механического перемещения и отложения пирокластического и механокластического материала под влиянием силы тяжести и атмосферных потоков.

Общими характерными геохимическими особенностями слабодифференцированных вулканогенно-осадочных комплексов протоея служат: обедненность их щелочными элементами, особенно К, пониженное и умеренное содержание кремнезема, относительная обогащенность Са, Ас и Fe, повышенное содержание углерода. По своему химическому составу породы этих комплексов полностью коррелируются с составом распространенных формаций изверженных интрузивных и эффузивных пород протоея. Среди осадочно-метаморфических комплексов не выявлены хемогенные осадки и эвапориты, в породах полностью отсутствуют такие первичные литологические признаки, которые могли бы служить свидетельством их образования при участии жидкофазной воды (например, присутствие конгломератов, косая слоистость, знаки ряби и т.п.). По-видимому, температурный режим молодой земной коры в протоее исключал возможность конденсации водяных паров палеоатмосферы и присутствия жидкой воды на земной поверхности.

Постепенное увеличение мощности земной коры и ее прогрессирующее охлаждение обуславливают на рубеже протоея и мезоея возникновение гидросферы и переход к качественно новому периоду геологического развития Земли. По-видимому, процесс формирования гидросферы, в целом, носил сначкообразный характер. Возникшая молодая (первоначально горячая) гидросфера явилась новым мощным геологическим и геохимическим фактором гипергенеза, химической и механической дифференциации и литогенеза, а также появления и постоянного возрастания геологической роли живого вещества.

Широкому размаху и многообразию форм проявления этих процессов в мезоее способствовало также и существенное изменение тектонического режима земной коры - усиление геотектонической ее дифференциации и возрастание контрастности тектонических движений.

Имеющаяся все более полная информация о геохимических и геологических условиях литогенеза в раннем докембрии согласуется с важнейшим выводом о наличии принципиального сходства ведущих геохимических факторов гипергенеза и литогенеза в раннем докембрии (точнее, с начала мезоея-протерозоя) и в фанерозое, т.е. на преобладающем по времени этапе геологической истории Земли (Сидоренко, Дунева, 1961; Сидоренко, Тявяков, Розен, Борщевский, Св.Сидоренко, 1971). Лишь в протоее, геологические и геохимические факторы литогенеза имели свои отличительные специфические особенности.

Возрастная граница протоя и мезоя ориентировочно лежит в пределах 3,0–3,5 млрд. лет, но подлежит уточнению в силу имеющихся методических трудностей геохронологического изучения геологических образований и процессов нижнего докембрия.

## ЛИТОЛОГИЯ И ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ АРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

*Коников А. Э. Травин. А. В. Шалек Е. А.*

Ессесюзский научно-исследовательский геологический институт,  
МГ СССР

При изучении архейских образований Алданского щита, Прибайкалья и Хамар-Дабана, метаморфизованных до уровня амфиболитовой и гранулитовой ступеней, был проведен комплекс литолого-геохимических исследований с целью восстановления первичного состава и происхождения метаморфических пород.

В составе алданской серии центральной части Алданского щита выделяется три крупных литологических комплекса, соответствующих трем подсериям: иенгрский, тимптонский и желтулинский. Иенгрский комплекс существенно сложен кварцитами, глиноземистыми и высокоглиноземистыми (гранат-биотитовыми, гранат-силлиманитовыми, силлиманит-кордиеритовыми и т.п.) гнейсами, амфиболитами и амфиболовыми кристаллосланцами и платиогнейсами. Геологические взаимоотношения пород, их текстурные признаки и геохимические особенности свидетельствуют о том, что первоначально в составе комплекса преобладали осадочные породы: существенно кварцевые псаммиты, а также алевроиты и пелиты гидрослюдистого и каолинит-гидрослюдистого состава. По целому ряду геохимических параметров выявляется глубокая степень дифференциации иенгрских осадков, большая часть которых формировалась в условиях интенсивного химического выветривания. Амфиболовые сланцы и амфиболиты являются производными магматических пород основного состава. Следовательно, образования иенгрского комплекса представляют собой сочетание метаморфизованных кремнисто-песчано-глинистых глубокодифференцированных осадков и основных вулканитов. Иенгрская формация близка к некоторым субплатформенным терригенным и глиноземисто-терригенным образованиям протерозоя.

Тимптонский комплекс сложен преимущественно амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми кристаллосланцами и гнейсами. Менее развиты глиноземистые гнейсы, а также диопсидовые кристаллосланцы, кальцифилы, мраморы и кварциты. Большая часть кристаллосланцев произошла за счет вулканических и субвулканических образований, по составу отвечающих нормальным толеитовым базальтам (так же как и аналогичные образования иенгрского комплекса) и в петрохимическом отношении тяготеющим к траппам древних платформ. Среди первично-осадочных пород тимптонского комплекса развиты алевроитовые и алевропсаммитовые

граувакки, мергели и карбонатные породы (главным образом, доломиты и известковистые доломиты), для которых характерна примесь вулканогенного материала. Образования тимптонского комплекса соответствуют единой осадочно-вулканогенной формаций в составе трех субформаций (кремнисто-терригенно-вулканогенной, карбонатно-мергелисто-вулканогенной и мергелисто-терригенно-вулканогенной).

В разрезе желтулинского комплекса основную роль играют глиноземистые (главным образом, гранат-биотитовые и биотитовые), местами графитсодержащие гнейсы по особенностям состава наиболее соответствующие алевролитовым и алевропсаммитовым грауваккам. В низах комплекса развиты также пироксеновые кристаллосланцы и мраморы (как доломитовые, так и кальцитовые), которые вместе с глиноземистыми гнейсами группируются в пачки ритмического строения и также являются производными осадочных пород. Все осадочные породы желтулинского комплекса относятся к числу слабодифференцированных, формировавшихся в условиях резкого преобладания физического выветривания над химическим. В составе комплекса могут быть выделены две осадочные формации: карбонатно-мергелисто-терригенная и терригенная песчано-глинистая. Породы алданской серии обладают всеми чертами нормальных морских образований. В пределах центральной части Алданского щита в архее отсутствует четкая формационная зональность и описанные особенности характерны для алданской серии всего Алданского горно-промышленного района.

В разрезе архейских образований южного обрамления Сибирской платформы (слядянская и прибайкальская серии, рассматриваемые как стратиграфические аналоги) выделяется три крупных литологических комплекса. Широким распространением в их составе пользуются различные глиноземистые (гранат-биотитовые, биотитовые, силлиманит- и кордиеритсодержащие и т.п.) гнейсы, известковистые диопсид-плаггиоклазовые, скаполит-диопсидовые, амфибол-диопсидовые кристаллосланцы, кальцифиры, кальцитовые и доломитовые мраморы, кварциты. Реже встречаются амфиболиты, а также кварц-диопсидовые и апатит-кварц-диопсидовые породы, характерные только для отдельных участков разреза. Все эти породы слагают ритмически построенные пачки, напоминающие ритмы осадочных толщ. Литологические и геохимические данные свидетельствуют о том, что большая часть пород слядянской и прибайкальской серий относится к числу первично-осадочных образований и является производными различных слабодифференцированных в химическом отношении осадков: алевропсаммитовых пород грауваккового состава или туфогенных пород (гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы) пелитовых пород гидрослюдисто-монтмориллонитового состава (силлиманит- и кордиерит-содержащие гнейсы), карбонатсодержащих терригенных пород и мергелей (различные диопсидовые кристаллосланцы), хемогенных силицитов (кварциты), фосфатосных кремнисто-карбонатных и карбонатных пород. Только часть амфиболовых кристаллосланцев и амфиболиты прибайкальской серии произошли за счет основных вулканитов, близких по составу к толеитовым базальтам андезит-базальтовой формации островных дуг. На основании реставрации первичного состава пород в описываемых образованиях могут быть выделены осадочные и вулканогенно-осадочные формации, имеющие несомненное сходство с геосинклинальными формациями более молодого возраста. Для слядянской серии это: нижняя кремнисто-карбонатно-терригенно-мергелистая фосфатосная формация (харадабанско-харагольский комплекс) в составе пяти субформаций, карбонатно-терригенная формация (базы-

мянский комплекс) в составе трех субформаций и верхняя терригенно-кремнисто-карбонатно-мергелистая фосфатоносная формация (перевальско-култукский комплекс) в составе двух субформаций; для прибайкальской серии: ванадиевая углеродистая терригенно-кремнисто-карбонатная формация (маломорский комплекс) в составе трех субформаций, осадочно-вулканогенная формация (приольхоянский комплекс) в составе трех субформаций и терригенно-карбонатная формация (святоносский комплекс) в составе двух субформаций. Устанавливается структурно-формационная зональность, напоминающая таковую в зонах сочленения внешней и внутренней областей геосинклиналей.

Таким образом, при изучении литолого-геохимических особенностей пород, составляющих архейские толщи, развитые на юге Восточной Сибири, обнаруживается, что им могут быть найдены аналоги среди более молодых пород из образований различных формационных типов. Полученные с помощью этого метода данные свидетельствуют в пользу возможности выделения для архейского периода на изученной территории двух крупных этапов развития, второй из которых приближается по своей специфике к геосинклинальному.

## ПОЗНЕДОКЕМБРИЙСКАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

*Милькевич Р.И., Глебовицкий В.А., Савельева Т.Е.*

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР

1. Урульгуйевская свита, представленная метаморфизованными аркозовыми и кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами залегает в основании разреза терригенно-карбонатных отложений позднего протерозоя Приаргунья. Существуют разногласия в трактовке взаимоотношений пород урульгуйевской свиты с глубоко метаморфизованными гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитоидами.

2. Структурно-литологическими и петрологическими исследованиями, проведенными нами в западной части Заурульгуйевского массива удалось установить что гранитоиды Заурульгуйевского массива подверглись химическому выветриванию, а терригенные образования урульгуйевской свиты являются продуктами их незначительного перемыва и переотложения. Таким образом устанавливается существование 2-х разновозрастных докембрийских комплексов в пределах Приаргунья и однозначно решается вопрос о их взаимоотношениях.

3. Изучение химического состава измененных в разной степени гранитов и перекрывающих их терригенных образований показало уменьшение вверх по профилю коры выветривания отношений  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}/\text{MgO}$ , а также относительное обогащение пород  $\text{SiO}_2$ . С позиций существования коры выветривания на гранитах легко объясняются особенности их химического состава, в частности, повышенное содержание  $\text{SiO}_2$  и низкое  $\text{CaO}$ .

4. Терригенные породы урулунгуевской свиты и подстилающие их граниты имеют одинаковый комплекс акцессорных минералов, что говорит об образовании первых за счет вторых, в частности, те и другие породы характеризуются повышенным содержанием ксенотима и имеют идентичные типы цирконов.

5. Процессы регионального метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой фации в одинаковой степени накладываются на граниты и перекрывающие их терригенные породы, причем никакой зональности вокруг массива гранитов не наблюдается. Это исключает возможность объяснить изменения в гранитах постмагматическим метасоматозом.

## СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

*Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Абдулаев Р.Н., Арипов А.А.,  
Каюмов А.К., Хохлов В.А.*

Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии  
и минерального сырья, МГ Уз ССР

Стратиграфическое и литолого-петрографическое изучение полиметаморфических образований докембрия позволило расчленить их на архейские, ранне-среднепротерозойские, рифейские и вендские комплексы (рис.1)

1. К архейскому (?) комплексу отнесена толща кристаллических сланцев и гнейсов, метаморфизованных в амфиболитовой (нижние части до гранулитовой) фации: биотитовые, биотит-гранатовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов, кварцитов и мраморов (караташская, джамалекская и маляндская свиты Юго-западного Гиссара, кристаллическая толща Гарма, джамаисайская и кахарлысайская свиты Султавуизага, ауминзиская - Ауминзатау, учкудуктауская - Северного Тяньшаня, кумбудакская - Букунтау, плагиогнейсы Пскемского хребта и Босбутау). Суммарная мощность - 5 км. Они смяты в систему куполовидных структур субширотного и СЗ простирания, осложненные системой изоклиналиных лежащих складок и складок течения.

В ЮЗ Гиссаре и Гарме в связи с гранитизацией возникли автохтонные тела калиевых мигматитов с образованием мигматит-плутонов. Процесс диафтореза в эпидот-амфиболитовой и зелено-сланцевой фациях выразился в образовании филлолитов и бластомилонитов.

Изотопно-свинцовым методом для биотитовых гнейсов Гарма определен возраст в 2,5-2,9 млрд. лет (лаб. ВСЕГЕИ).

2. Нижне-среднепротерозойский (?) комплекс представлен породами, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации: альбито-сидеритными, кварцево-сидеритными, биотитовыми, амфиболовыми (тремолитовыми и актинолитовыми),

эпидото-альбитослюдистыми сланцами, кварцито-песчаниками, мраморизованными доломитами, доломитами и известняками, аловулканитами основного состава (хандизинская свита Ю. Гиссара, урубупакская-султануиздага, иттуньсайская-северного Нуратау, карабулакская - Северного Тамдытау, кумбулакская - Северного Букантау, канская - Кана, Карачатыра и Кампыр-Равата, терекская и нижняя семизсайская - Кассана).

Суммарная мощность их до 4-х км. С угловым и небольшим азимутальным несогласием они перекрывают кристаллический комплекс арчея (?) и смяты в простые системы брахиструктур преимущественно СЗ простирания. Весьма характерна пльчатость и мелкая гофрировка.

К полям развития комплекса приурочены протрузии (?) ливозидных тел серпентинитов (по перидотитам), амфиболитизированных и серпентинизированных пироксенитов и габбро. Вероятно к этому же периоду относится становление диорит-платиогранитовых массивов (Бештортундукский 830 ± 18 млн. лет; Среднеуроклинский и Айлянгарский, 600 млн. лет).

Процессы диафтореза выразились в рассланцевании и кливаже вплоть до образования зеленых сланцев.

В зонах метасоматически измененных пород развиты "очковые" кварцево-слюдисто-полевошпатовые и кварцево-амфиболо-полевошпатовые микрогнейсы, гнейсы и мигматиты. В менее измененных участках преобладают андалузитовые, ставролитовые и гранатовые кварцево-слюдистые сланцы, чаще приурочиваясь к внешним ореолам контактового метаморфизма.



Площади выходов докембрийских образований Среднего и Южного Тянь-шаня:

1- Султануиздаг; 2- Северный Букантау; 3- Южный Букантау; 4- Северные Тамдытау; 5- Южный Тамдытау; 6- Аджинза-Бельтауские горы; 7- Северный Нуратау; 8- Китармайские горы; 9- Юго-Западный Гиссар; 10- Туркестанский хребет; 11- Каратегиз; 12- Кан; 13- Карачатыр; 14- Кампыр-рават; 15- Босбу-тау; 16- Чаткальский хребет (Кассан); 17 - Искемо-Савдалашские горы.

В зонах интенсивного расслаивания в парагенетической ассоциации с актинолитом, эпидотом, альбитом, хлоритом имеется субглаукофан (Северный Тамдытау, Северный Нуратау, Кан, Карачатыр), нередко в сопровождении ставролита (Кан).

Возраст наложенного метаморфизма по роговой обманке из итунисайской свиты определен в 631 млн. лет. Различные породы канской свиты Карачатыра дают пределы возраста от 370 до 388 млн. лет (Г.С. Поршняков). Вероятнее всего - это возраст неоднократно проявленного диафтореза.

3. Рифейский комплекс сложен породами биотито-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма.

К нижнему рифею условно отнесены мраморизованные известняки и доломиты с прослоями углисто-слюдистых сланцев и алевролитов бабаджанской свиты Пскемского хребта (2 км).

К нижне-среднему рифею отнесены киттармайская толща Киттарман, а также верхнесемаизская, алмадыбулакская и осадочно-вулканогенная каратерекская свиты Кассана. Это довольно богатые кварцем (более 60% объема) сланцы, алевролиты, песчаники с горизонтами серых и светлых кварцитов и лиз доломитов и известняков (4-5 км). В киттармайской толще установлены микрофоссилии рифея (Б.Б. Якович), но имеются данные и о наличии в верхней части толщи скелетной фауны силур-девонского возраста.

К среднему рифею отнесены пачки (до 200 м) слюдястых сланцев с редкими прослоями кварцитов (Северный Нуратау и Южный Тамдытау).

Верхнерифейские отложения представлены чередующимися пачками сланцев, филлитов и алевролитов с прослоями и горизонтами кварцитов и доломитов с онколитами, озагиями, водорослями и бактериальными скоплениями (тасказганская свита Ауминзатау, сувликсайская - Северного Нуратау, кокпатасская - Южного Бувантау, аккулдукская - Северного Тамдытау). Абсолютный возраст доломитов изохронно-свинцовым методом из тасказганской свиты равен 870-1300 млн. лет (В.Я. Хорва).

К этому же возрасту условно относятся сланцы и алевролиты низов-судтануиздагской свиты и конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы с горизонтами кислых вулканитов авторской свиты Кассана.

4. Отложения венда в Ауминзатау и Бельтау представлены беспанской свитой, в Южном Тамдытау мурунтауской, в Северном Тамдытау тайманской и в Южном Бувантау коксайской. Сложены в основном олигомиктовыми и полимиктовыми песчанками, алевролитами и гравеллитами, серицит-хлорит-кварцевыми, кварц-хлорит-серицитозными, глинистыми и глинисто-слюдистыми и углисто-кремнистыми сланцами (до 1000 м). Обломочный материал представлен преимущественно кварцем (60-95%) и плагиоклазом до (5%). Вендский возраст этих образований определяется согласно залеганием на верхнем рифее.

В Пскемском и Сандалашском хребтах к венду относятся узунбулакская (конгломераты, гравелиты, полевошпатовокварцевые песчаники, туфы, туффиты, туфопесчаники, глинистые сланцы, алевролиты с прослоями и линзами карбонатных пород - 600 м) и морашуйская ("тиллито-подобные" конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов - 600 м) свиты.

Вендский возраст доказывается находками нижнекембрийских брахиопод в

низах вышележащей сандалашской свиты.

В Туркестанском хребте к верхнему рифею — венду отнесена кусавлинская (1200 м) свита, сложенная биотит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми сланцами, "тиллитоподобными" конгломератами, полосчатыми сланцами, согласно перекрытия нижнекембрийскими осадками.

Отложения рифея и венда дислоцированы в одном плане со среднепалеозойскими отложениями.

5. Образования архея, нижнего и среднего протерозоя являются представителями протогоеосинклиналей, сопоставляемые с карелидами Восточноевропейской платформы. По отношению к ним отложения рифея и венда составляют платформенный чехол эпикарельской платформы.

## ПРИМЕР АРХЕЙСКОГО ФЛИША АВСТРАЛИИ

*Фролов В.Т.*

Московский Государственный Университет

В центре Западно-Австралийского щита в окрестностях Калгурли ряд синклинорий в северо-северо-западного простирания, шириной 15–25 км выполнены мощными (свыше 5–6 км) архейскими толщами обломочных и глинистых пород, метаморфизованных большей частью лишь до стадии зеленых сланцев. Возраст метаморфизма 2700 миллионов лет, возраст рвуших гранитов 2620 миллионов лет (более 20 определений рубидий-стронциевым методом, *McCall*, 1969). Обычные углы падения 50–90°. Осадочная природа этих толщ окончательно установлена лишь десять лет назад, и теперь есть тенденция выделения их в систему, которой присваивается наименование "калгурлинская" (*McCall* и др., 1970).

В северо-восточной части района, главным образом по берегам озера Ренделл в прекрасных обнажениях можно видеть все особенности первичных структур и текстур преимущественно тонких песчаных и глинистых пород (рис. 1, 3), обнаруживающие четкие признаки флиша. Лишь местами на первичную структуру накладывается метаморфогенная и поэтому в песчано-алевролитовом элементе ритма наблюдается симметричная градиционность: подошва и кровля отмечены более грубой зернистостью, чем средняя часть (рис. 2). В шлифах легко устанавливается, что погрубение верхней части, обогащенной глинистым веществом, обусловлено вторичными кристаллами биотита, актинолита или альбита. Кроме того, развиваются пятна гранитизации, нередко, однако, подчеркивающие первичную текстуру, например, косую слоистость и складки подводного оползания. В целом же породы могут быть отнесены к метапесчанникам, метаалевролитам, глинистым иногда хлоритовым и биотитовым сланцам с blastopсаммитовой, blastoалевролитовой и лепидобластовой структурами, с массивной, в алевритовых и глинистых породах со сланцевой текстурой. Состав обломочных пород полимиктовый, граувакковый, но со значительным участием аркозового, гранитного

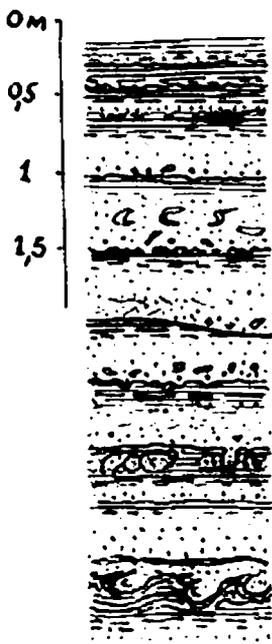


Рис. 1

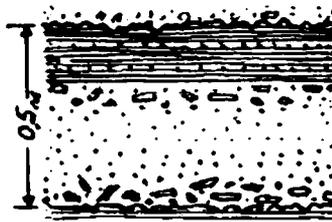


Рис. 2

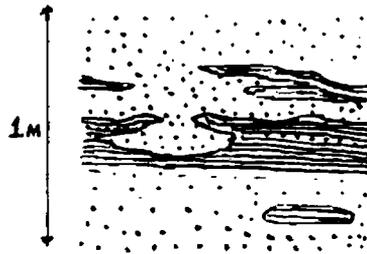


Рис. 3а

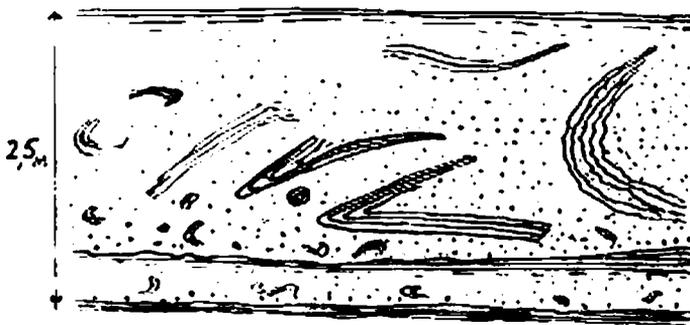


Рис 3б

Рис. 1-3. Ритмы архейского флиша района Калгурли (Западная Австралия): 1- ритмы с нормальной градационной слоистостью; 2- ритм с метаморфической "градационностью" - укрупнением зерна в кровле песчаника; 3- более мощные песчаники с оползевыми текстурами.

материала. Преобладают все же обломки метаморфических сланцев, осадочных пород, кислых, средних и основных эффузивов, кремней, кварцитов.

Четкая мелкая во многих частях разреза монотонная ритмичность - самая характерная особенность отложений. Хотя в целом мощность ритмов меняется в широких пределах, от сантиметров до 2-3 метров, преобладающей является мощность в 20-40 см. Подавляющее большинство ритмов построено однотипно. В них выделяется чаще всего два элемента, из которых нижний, грубый обычно преобладает по мощности. В нем нередко представлены все четыре подэлемента: нижняя часть - несортированный, часто и плохо отмытый неслоистый песчаник;

выше мелкокослоистый песчаник с лучшей сортировкой, довольно отмытый от глины, иногда более крупный зерном; третий — более мелкозернистый горизонтально слоистый (ламинарный) песчаник или алевродит также довольно хорошо сортированный и отмытый от глины; заканчивается элемент снова неслоистым или с неясной слоистостью алеврито-глинистой породой, в классических мезокайнозойских карбонатных флишевых ритмах обычно выделяемой в самостоятельный элемент. Второй, глинистый элемент сменяет первый постепенно, но быстро, часто по заметной границе, четкость которой безусловно подчеркнута вторичными, постседиментационными, в том числе и метаморфическими процессами. Глинистая порода алевритовая, более чистая вверху, часто в свою очередь ритмичная (сантиметровая ритмичность) иногда с заметной примесью графита, тяготеющего к верхней, наиболее тонкоотмученной части глинистого прослоя.

Помимо флишевого характера ритмичности и четкой градационной текстуры нижнего элемента можно наблюдать и другие текстурные особенности, позволяющие видеть в отложениях турбидиты и близкие к ним накопления песчаных потоков на крутых склонах подводного рельефа: многочисленные следы оползания пластического осадка в виде сложных складок размером до нескольких метров (рис. 3), сингенетичные глинистые брекчии, состоящие из рваных фрагментов верхнего элемента подстилающего ритма, нередко весьма длинных, типичные для такого типа накоплений песчаные рудеты у подошвы песчаника, нередко внедряющиеся в глинистый осадок и там обособляющиеся в конкрециевидное тело размером до 0,5 м и более (рис. 1). На подошве песчаников имеются и другие типичные для флиша рельефные знаки, например, язычковые валики-слепки борозд размыва.

Наконец, в пользу турбидитов свидетельствует и отсутствие нормальной течениявой косои слоистости, знаков ряби, эрозийного врезания (кроме мелко-масштабных), что указывает на накопление осадков ниже базиса действия волн течениями, которые в основном переносили материал во взвешенном состоянии т.е. мутьевыми потоками.

Моногенетичный состав отложений (турбидиты), все особенности структур и текстур пород, характер ритмичности и большие мощности позволяют относить данные архейские толщи к флишу и тем самым признать существование этого типа формаций в глубоком докембрии.

Особенность данного флиша является, то, что в направлении к источнику сноса обломочного материала, на запад-юго-запад он вероятно фашиально замедляется значительно более грубыми, песчано-конгломератовыми прибрежно-морскими и возможно прибрежно-континентальными отложениями того же бассейна.

Автор выражает благодарность австралийским геологам д-ру К.Круку и д-ру Г. Данбару, показавшим мне в поле разрезы, а также д-ру Г.Макколу за беседы по теме.

*Лазыко Е.М., Кириллюк В.П., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Яценко Г.М.*

Львовский Государственный Университет

До недавнего времени считалось, что подавляющая часть кристаллических пород Украинского щита имеет магматическое происхождение, хотя еще в довоенных работах В.И. Лучицкого, Д.Н. Соболева, В.Н. Чирвинского, Ю.Ир.Половинкиной и других геологов указывалось, что многие из этих пород принадлежат к первично-осадочным образованиям. Однако в последнее десятилетие в широких кругах исследователей украинского докембрия все более крепнет убеждение, что первично-осадочное происхождение имеют не только кварциты, мраморы и некоторые другие породы, явно связанные с осадкообразованием, но и многие породы гранитоидного состава, а также гнейсы и кристаллические сланцы разного состава. В частности, к такому выводу приводят работы, проводящиеся на протяжении ряда лет группой геологов Львовского университета в сотрудничестве с геологами трестов "Киевгеология" и "Днепрогеология". На геологических картах площади, занятые первично-осадочными породами, постепенно расширяются, в связи с чем возникает необходимость пополнения ранее применявшегося методологического арсенала новыми методами. При этом особую важность приобретает проблема восстановления первичной природы докембрийских метаморфических комплексов.

Эффективность петрографических методов исследований, базирующихся на изучении первичных структурных признаков, резко ограничена вследствие интенсивно проявленного бластеза суперкристалльных толщ. Поэтому в последние годы все более широкое развитие получают петрохимический и геохимический методы, основанные на сравнительном изучении распределения "больших" и "малых" элементов в метаморфизованных и неметаморфизованных породах. Однако эти методы, с нашей точки зрения, самостоятельного значения иметь не могут, т.к. в большинстве случаев не дают однозначного решения.

В то же время при изучении высокометаморфизованных пород все большее значение приобретает анализ наиболее консервативных текстурных первичных признаков и вытекающая отсюда возможность исследовать характер напластования. А это в свою очередь позволяет выявить естественные закономерные сообщества пород и проследить смену пород в вертикальном и латеральном направлениях, что создает надежную основу для формационного анализа. Таким образом, при изучении кристаллических пород на первый план выдвигаются такие методы, как литолого-формационный и литолого-стратиграфический. Становится все более очевидным, что только комплексный подход к изучению высокометаморфизованных пород докембрия, основанный на этих методах с привлечением результатов петрохимических и геохимических исследований может помочь составлению местных страти-

графических шкал докембрия, решить многие вопросы метаморфизма и ультраметаморфизма, в результате чего появятся надежные предпосылки для прогнозирования поисков месторождений полезных ископаемых.

Литолого-формационный и литолого-стратиграфический методы давно уже были успешно применены Д.С. Коржинским, Н.В. Фроловой, М.А. Завалишиным, Е.М. Дазько и другими исследователями к докембрийским отложениям Восточной Сибири. Большую роль в распространении литологических методов при изучении древних щитов Европейской части СССР имеют работы А.В. Сидоренко, О.И. Дуновой и других сотрудников Геологического института АН СССР. Особенно широкую известность получила монография А.В. Сидоренко и О.И. Дуновой (1961) посвященная литологическому изучению осадочных образований докембрия и, в частности, древних конгломератов Балтийского щита.

Нами в пределах западной части Украинского щита проведено комплексное литолого-формационное изучение суперкрупных и других пород докембрия, что позволило выделить три разновозрастных комплекса: побужский, тикичский и звенигородский, различающихся литологическими и формационными особенностями, степенью метаморфизма, характером ультраметаморфизма и другими чертами (Дазько и др., 1970).

В составе наиболее древнего побужского комплекса (архей) суперкрупные породы которого относятся к гранулитовой фации регионального метаморфизма, выделяется ряд формаций суперкрупных пород; некоторые из них характеризуются строго упорядоченным внутренним строением, обусловленным особенностями седиментации. Наиболее хорошо изучена железорудно-гнейсовая формация, выделенная в бассейне среднего течения р. Южный Буг, где предшествующими исследователями значительная часть территории считалась занятой чернокитами. Хорошая обнаженность на участке долины р. Южный Буг от с. Кащевата до пос. Завалье позволила составить детальный послойный разрез суперкрупных пород железорудно-гнейсовой формации и выяснить приводимый ниже характер переслаивания.

1. Нижняя двухкомпонентная толща: ритмичное переслаивание гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев. Мощность более 480 м.

2. Нижняя трехкомпонентная толща складывается дважды повторяющейся в разрезе трехкомпонентной ассоциацией пород: гранатовые гнейсы, гиперстеновые гнейсы и гранат-двупироксеновые кристаллические сланцы. Разрез ассоциации начинается с гранатовых гнейсов. К границам ритмов приурочены магнетитсодержащие породы. Мощность толщи 420-450 м.

3. Верхняя двухкомпонентная толща, состоящая из ритмично-переслаивающихся гнейсов и двупироксеновых кристаллических сланцев. Мощность 400-900 м.

4. Верхняя трехкомпонентная толща, аналогичная нижней трехкомпонентной (гранатовые гнейсы, гиперстеновые гнейсы, гранат-двупироксеновые кристаллические сланцы, магнетитсодержащие породы). Мощность 500-600 м.

При изучении побужского комплекса было выявлено, что обычно отмечаются следующие типы вертикальной упорядоченности суперкрупных толщ: 1) повторяемость в разрезе прослоев одинакового состава среди монотонной толщи других пород; в качестве примера можно привести кальцифир-кристаллосланцевую формацию (Дазько и др., 1970), в которой на фоне монотонно чередующихся ги-

перстеновых гнейсов и кристаллических сланцев повторяются без четко выраженной закономерности прослой кальцифиров небольшой мощности, 2) ритмичность строения, проявляющаяся в простых и сложных формах; явно этот тип вертикальной упорядоченности характеризует упомянутую выше железорудно-гнейсовую формацию, а также формацию кварцитов и высокоглиноземных пород; в составе последней, кроме повторяющихся кварцитов и высокоглиноземных пород отмечаются незакономерно расположенные тела кристаллических сланцев, в связи с чем можно предположить их магматическое происхождение, 3) направленное изменение в разрезе количественных соотношений тех или иных членов формации, которое может наблюдаться как в ритмично построенных толщах, так и в толщах без явно выраженной ритмичности: в той же железорудно-гнейсовой формации на фоне общего циклического строения выявляются черты направленной смены пород.

Таким образом, в отложениях, относящихся к гранулитовой фации метаморфизма, в условиях полного отсутствия реликтовых структур, а также неоднозначности петрохимических и геохимических признаков отчетливо сохраняются закономерности напластования, позволяющие выявлять закономерности в строении крупных частей разреза и проводить формационный анализ.

В составе более молодого тикичского комплекса (эзой) выделены формации суперкристалльных, но слабее метаморфизованных (амфиболитовая фация) пород иного состава. В них - в частности, в железорудно-гнейсо-амфиболитовой формации - также выявляются элементы ритмичного строения: в нижних частях преобладают метавулканы основного состава, определяющиеся по реликтовым структурам (данные Т.А. Скаржинской), в верхних - седиментогенные образования, в том числе метаморфизованные карбонатные отложения.

В бассейне нижнего течения р. Базавлук за последние годы выявлена и изучена еще одна формация, принадлежащая тикичскому комплексу и получившая наименование гнейсово-амфиболитовой. Упорядоченность внутреннего строения, закономерности в переслаивании отдельных пачек и другие особенности позволили перевести ее из группы metabазитовых формаций, как это традиционно принято считать, в разряд первично-осадочных образований.

Третий, звенигородский комплекс, имеет протерозойский возраст. Его слоистые породы относятся к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, поэтому в них лучше сохраняются структуры первичных пород. Преимущественно седиментогенный характер отложений и сохранность первичных алевро-псаммитовых и псефитовых структур позволяют изучать эти отложения методами, применимыми к неметаморфизованным отложениям. Устанавливается трансгрессивно-регрессивный характер формаций, неравномерное прогибание области осадконакопления, различная удаленность от областей сноса, ритмичное строение метаморфизованной известняковой формации (басс. р. Тетерев). В бассейне р. Гнилой Тикич (г. Звенигородна, с. Стебное) наряду с конгломератами и брекчиями распространены метаморфизованные гравелиты и песчаники. В них четко выявляются такие признаки, как первичная слоистость, ритмичность переслаивания, косая слоистость, устанавливается регрессивный характер разреза.

Ритмично построена и толща биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов Ингуло-Ингулецкого водораздела. По реликтовым структурам установлено, что

она сложена переслаивающимися метаморфизованными песчаниками с различным составом цемента и метаморфизованными алевролитами.

Опыт работы по изучению метаморфизованных отложений докембрия Украинского щита позволяет сделать вывод, что литолого-формационные исследования, разрабатываемые наряду с литолого-стратиграфическими, дают возможность получить качественно новые данные о стратиграфии докембрия, условиях накопления отложений, характере изменения их в процессе метаморфизма и другие, что в конечном счете должно послужить основой для тектонического и металлогенического районирования.

## ЛИТОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Илюхин А.Н., Гудзенко В.Т.*

Московский Государственный Университет

1. Отложения позднепротерозойского возраста образуют осадочный чехол юго-восточной части Сибирской платформы и разделены по данным абсолютного возраста, по биостратиграфическим определениям, литологическим признакам и наличию крупных перерывов в осадконакоплении на серии (циклы) и свиты. Мощность пород достигает 5 км.

2. Верхнепротерозойский разрез почти на половину (47%) представлен карбонатными породами, терригенные разности составляют около 30%, 15% — глинистые, 8% приходится на долю остальных отложений, преимущественно смешанных терригенно-карбонатных. Выделены следующие группы пород: обломочные, хемогенные, биохемогенные и глинистые.

А. Обломочные породы представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Конгломераты и гравелиты имеют ограниченное распространение и отмечены в отдельных свитах в виде базальных горизонтов, реже встречаются — внутриформационные. Песчаники и алевролиты развиты очень широко и участвуют в образовании всех седиментационных циклов, более детальная классификация их произведена по минералогическому составу на следующие типы: кварцевые, мезомиктовые кварцевые, полевошпато-кварцевые и граувакковые аркозовые.

Б. Глинистые породы образуют тонкие прослои и слои мощностью до нескольких десятков метров и находятся в чередовании с алевролитами и песчаниками. Аргиллиты плотные, степень их размокания уменьшается с возрастом. Объемный вес их с глубиной увеличивается от 2,46 (шломская свита) до 2,67 (челасинская свита) г/см<sup>3</sup>. В распределении глинистых минералов по разрезу отмечены следующие особенности: 1) преобладает гидрослюда; 2) для пород кумахинской и нельканской свит характерна повышенная роль каолинита; его присутствие

отмечено в основании вдомской свиты, а также к пограничной зоне отложений между омнинской и малгинской свитами; 3) в отложениях широко отмечены Fe и Mg-Fe хлориты.

В. К хемогенным породам отнесены образования: известняки, доломиты и силициты, основная часть которых возникла в результате осаждения химического осадка. Дальнейшее подразделение хемогенных пород производилось по структурному признаку и химическому составу.

Г. В биохемогенную группу пород входят известняки и доломиты, образование и строение которых в той или иной мере является результатом жизнедеятельности организмов, на которые накладываются процессы химического и механического осаждения. К ним отнесены образования строматолитов и онколитов, а также фитолиты, состоящие из округлых и овальных проблематических образований - катаграфий, ступчатые и комковатые карбонатные породы.

Д. Смешанные породы отмечаются среди отложений большинства свит, они классифицированы в дальнейшем по минералогическому признаку.

Конкреционные образования подразделены на пять химико-минералогических типов: сидеритовые, кальцитовые, кремнистые, пиритовые и фосфатные, наибольшим развитием пользуются первые.

3. В результате проведенного минералого-петрографического изучения отложений выделены в них две генетические группы минералов: аллотигенные и аутигенные. Анализ распределения по разрезу аллотигенных минералов тяжелой фракц и показывает, что для пород характерны высокие содержания циркона (до 65% - эннинская свита), турмалина (до 57% - нацлыкская), граната (до 20% - кумахинская), апатита (до 40% - челасинская), рутила (до 15% - ципандинская), рудных минералов (до 39% - вдомская). В целом для отложений характерен устойчивый к разрушению комплекс аллотигенных минералов. Легкая фракция характеризуется высоким содержанием кварца (до 87% вдомская свита), хлорита (до 26% - нельканская) биотита (до 23% - устькирбинская).

Среди аутигенных минералов выделяются: арагонит, кальцит, доломит, сидерит, анкерит, стронцианит, пирит, сфалерит, глаукоцит, гипс, барит, целестин, флюорит, кварц, халцедон, опал, гидроокислы железа, титанистые минералы, полевые шпаты, серицит и др.

4. Вторичные изменения пород обусловлены процессами диагенеза катагенеза и гипергенеза. Постседиментационные преобразования обломочных пород проявились в следующем: в появлении вторичных структур, в явлениях замещения и разложения различных минералов, в интенсивном развитии новообразований в существенном преобразовании цемента, в изменении физических свойств. Вторичные изменения глинистых пород способствовали превращению их в неразмокаемые аргиллиты, значительной раскристаллизации основной глинистой массы до гидрослюда и хлорита и увеличению объемного веса и уменьшению общей пористости по мере возрастания их возраста. В карбонатных породах преобразования выразились в перекристаллизации, кальцитизации, доломитизации, раздоломичивании, десульфатизации, окремнении и окварцевании.

В результате комплекса исследований удалось выделить следующие стадии вторичных изменений в рассматриваемых отложениях.

Первая стадия отличается разнообразием структур цемента и его состава

в обломочных породах. Преобразования в карбонатных породах выразилось в значительной перекристаллизации. Плотность аргиллитов изменяется 2,45–2,55 г/см<sup>3</sup>, а пористость общая – 7–11 г/см<sup>3</sup>. На этой стадии находятся отложения адомской свиты, уйской и лахондинской серий, пипандинской и малгинской свит. Вторая стадия характеризуется развитием, преимущественно, порового и цемента солприкосновения, реже регенерационного и пленочного. Широким развитием пользуются конформные, инкорпорационные, микростилолитовые структуры. Плотность аргиллитов составляет 2,60 г/см<sup>3</sup>; а пористость общая 7%. Карбонатные породы перекристаллизованы, иногда с развитием в них окремнения и окварцевания. Описываемая стадия охватывает омнинскую и эннинскую свиты. Третья стадия отвечает нижней части платформенного чехла (челасинская и маильская свиты) и характеризуется повсеместным развитием регенерационного, реже порового и пленочного типов цемента в песчаниках и алевролитах. Глинистое вещество полностью раскристаллизовано до гидрослюда и хлорита. Плотность аргиллитов увеличивается до 2,65 г/см<sup>3</sup>, а пористость общая понижается до 2–3%. Карбонатные породы перекристаллизованы и часто окремнены и окварцеваны.

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОГЕНЕЗА В СРЕДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

*Бекасова Н.Б., Загородный В.Г., Пущкин Г.Ю., Радченко А.Т.*

Геологический институт Кольский филиал АН СССР

1. Среднепротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс слагает четвертый структурный ярус в разрезе докембрия, отвечающий этапу карельской активизации протоплатформы. На современном эрозионном уровне образования комплекса слагают три разобщенные структуры: Печенгскую, Имандра-Зараугскую и Усть-Понойскую. Из этих трех достаточно изученных структур средне-протерозойский комплекс наиболее полно представлен в Имандра-Зараугской. На Печенге отсутствуют, а возможно, пока не установлены образования самой древней части комплекса. Усть-Понойская, напротив, сложена, вероятно, исключительно ими. Породы комплекса метаморфизованы в фации зеленых сланцев, местами – альмадин-амфиболитовой. Метаморфизм не затуманивает полностью первичные тектурные и структурные особенности осадочных пород.

2. Общей чертой всех рассматриваемых образований является закономерное чередование осадочных и вулканогенных толщ и их группировка в отчетливые ритмы и циклы, соответствующие этапам среднепротерозойского тектогенеза. При этом осадочные толщи залегают на подстилающих породах, как правило, с резким стратиграфическим (коры выветривания, конгломераты и т.д.), а местами и угловым несогласием.

С вышележащими эффузивами они обычно связаны постепенными переходами. Таким образом, каждая осадочная толща и перекрывающие ее эффузивы представляют

единый осадочно-вулканогенный ритм. Эти ритмы, в свою очередь, образуют несколько сложных осадочно-вулканогенных циклов, внутри которых разрез осадочных пород отвечает полному трансгрессивно-регрессивному циклу седиментогенеза, а разрез вулканогенных толщ — полному циклу вулканизма. Каждый ритм рассматривается нами в ранге свиты, а каждый сложный цикл — серии.

3. В сводном разрезе осадочных толщ комплекса намечается три полных трансгрессивно-регрессивных цикла и один незаконченный. Отложения последнего в настоящее время установлены только в южной зоне Печенги.

Отложения первого цикла развиты только в двух структурах: в Имандра-Варзугской (романовская, рихтубская, сейдореченская свиты) и в Усть-Понойской (орловская, русинская, трехостровская свиты). Они представлены существенно терригенными породами (конгломератами, метагравеллитами, метасаммитами) и подчиненными им прослоями пелитовых и карбонатных пород. Первый цикл сформировался в обеих структурах за счет размыва в основном пород фундамента подвергшегося интенсивному химическому выветриванию, о чем свидетельствует кварцевый состав обломочных пород нижней части базальных горизонтов.

Отложения второго и третьего цикла представлены также не повсеместно. Они отсутствуют в Усть-Понойской структуре.

В Имандра-Варзугской и Печенгской структурах второй и третий циклы имеют сходное строение. Они сложены конгломератами, метасаммитами, пелитовыми и алевропелитовыми сланцами, карбонатными и кремнисто-карбонатными породами. В период формирования второго цикла происходит миграция среднепротерозойского бассейна на юг и запад. В результате обломочные породы второго цикла в Имандра-Варзугской структуре (полсарская, умбинская свиты) формируются за счет размыва пород преимущественно первого цикла (в основном эффузивов сейдореченской свиты), а в Печенгском районе (свиты ахмалахти и куэтсярви) — за счет размыва главным образом пород фундамента.

Третий осадочный цикл (ильмозерская и панареченская свиты имандра-варзугского комплекса и свиты коласйоки и пильгуйрви печенгского комплекса) характеризуется сдвиганием границ бассейнов на юг, в результате чего в пределах Имандра-Варзугской структуры размыву подверглись не только породы первого, но и частично второго цикла, а на Печенге — наряду с породами фундамента начинают размываться нижележащие породы печенгского комплекса.

Четвертый цикл проявлен отчетливо только на Печенге и хуже — на Имандра-Варзуге. В этот период осадконакопление происходит в бассейнах, образовавшихся на месте узких наложенных грабенообразных прогибов раннеорогенного этапа.

4. Осадконакопление в среднем протерозое неоднократно почти полностью подавлялось мощными проявлениями вулканизма. В сводном разрезе комплекса насчитывается восемь вулканогенных толщ, сложенных различными лавами, реже лавобрекчиями, и туфами ультраосновного, основного и среднего состава. Влияние вулканизма на процессы осадкообразования во всех трех структурах выразилось в следующем: 1) в накоплении лемогенных карбонатных, кремнисто-карбонатных и в меньшей мере железисто-кремнистых осадков; 2) в присутствии в осадочных породах местами значительной примеси туфогенного материала и 3) в почти полном подавлении процессов седиментации в периоды активизации вулканической деятельности.

5. Текстурные и структурные особенности осадочных пород, наличие водорослевых горизонтов, фациальная выдержанность осадочных толщ по простиранию, небольшие мощности свидетельствуют о накоплении среднепротерозойских отложений в обстановке мелководных морских бассейнов в условиях медленных компенсированных прогибаний.

В разрезе среднепротерозойских осадочных толщ выделяются фации подводной части дельты, прибрежно-морские и морские, закономерно сменяющие друг друга в вертикальном разрезе.

Образования первого осадочного цикла могут быть отнесены к терригенной, а второго и третьего циклов - к терригенно-карбонатно-сланцевой формациям субплатформенного типа.

6. Общее сходство строения осадочных толщ, наличие специфических маркирующих горизонтов (водорослевые карбонаты, кремнисто-железистые породы, продукты перемыва кор выветривания), расположенных на строго определенных стратиграфических уровнях, позволяют уверенно коррелировать разрезы и предполагать единство бассейнов седиментации в среднем протерозое. Циклическое строение толщ и характер их распространения на площади отражают этапы формирования прогибов. На первом этапе заложились линейные грабенообразные прогибы, а на втором и третьем - унаследованные вытянутые и мульдообразные прогибы. При этом наблюдается тенденция к миграции прогибов на юг и запад и сокращению области осадконакопления на каждом этапе.

#### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД ЧАРСКОЙ СЕРИИ АРХЕЯ В БАССЕЙНЕ РЕК САКУКАН И КАЛАР (ОЛЕКМО-ВИТИСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА)

*Щербакова И. П.*

Всесоюзный аэрогеологический трест МГ СССР

1. Породы докембрия в ряде районов представлены полиметаморфическими интенсивно-гранитизированными гнейсами, восстановить первичную природу которых весьма затруднительно. Обнаружение среди полей развития гнейсов скинитов магнетитовых сланцев с хорошо сохранившимися первичными литологическими особенностями и реликтами равнин минеральных парагенезисов, позволяющими расшифровать исходный состав железистых пород, дает возможность высказывать суждение и о природе вмещающих образований.

2. В бассейне рек Сакукан и Калар развиты гранитизированные и измененные породы чарской серии архея. Они образуют несколько крупных и мелких останцов, обрамленных раннепротерозойскими очковыми гнейсами. В разрезе архея выделено 3 свиты (снизу вверх) несмуриятская - биотит- и амфибол-гиперстеновые гнейсы с линзами гиперстен-плагмоклазовых пород, мощность около 2000 м; давачанская - гранат, кордиерит, силлиманит- и биотитсодержащие гнейсы с

прослоями пироксеновых и железистых пород, мощность - 2500 м: именгурская - двупироксеновые породы и пироксеновые амфиболиты, мигматиты, мощность - 3500 м. Почти повсеместно, особенно в краевых частях останцов, кристаллические сланцы преобразуются в биотитовые и амфибол-биотитовые очковые гнейсы.

3. Железистые породы прослеживаются во всех останцах примерно на одном стратиграфическом уровне и прекрасно фиксируются на карте аэромагнитных аномалий. Они образуют серию обшивных горизонтов (5-7) мощностью от I до 15 м и протяженностью от дес. м до I-2 км. Вещающие породы представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, содержащими в редких случаях реликты граната, кордиерита, силиманита, гиперстена.

4. Среди железистых пород выделены гиперстен- и куммингтонитсодержащие магнетитовые сланцы. В I группу входят магнетит-гиперстеновые, магнетит-гранат-гиперстеновые, гиперстен-магнетитовые и гиперстен-магнетит-гранатовые сланцы; II группа включает куммингтонит-магнетит-гранатовые, куммингтонит-магнетит-кварцевые и магнетитовые сланцы. Изучение пород обеих групп обнаруживает тесную связь между ними в геологическом залегании, минеральном составе и текстурных особенностях. Петромогический анализ позволяет выделить в их составе реликтовые -  $\text{Gip}_{10}, \text{Гр}_{87}, \text{Кс}_1, \text{Маг}_1$  - и более поздние минералы  $\text{Кч}_{53}, \text{Гр}_{83}, \text{Кс}_2, \text{Маг}_2, \text{Пл}, \text{КПш}, \text{Би}$ . Минералы позднего генезиса развиваются по реликтовым минералам и в куммингтонитсодержащих железистых породах замещают их полностью.

5. Парагенезисы гиперстенсодержащих пород  $\text{Гр}_{87}$ - $\text{Gip}_{10}$ - $\text{Маг}$ - $\text{Кс}$ ,  $\text{Gip}_{72}$ - $\text{Маг}$ - $\text{Кс}$ ,  $\text{Кпир}$ - $\text{Gip}$ - $\text{Маг}$ - $\text{Кс}$  соответствуют гранулитовой фации метаморфизма и зонниции, по-видимому, при высокой T ( $760^\circ$ ) и весьма низком парциальном давлении  $\text{O}_2$  (Шпикв, 1969). Образование поздних минералов, содержащих воду и щелочи, относится к явлениям раннепротерозойской гранитизации архейских пород в условиях амфиболитовой фации. На поздних стадиях этого процесса происходит вытеснение железистого гиперстена куммингтонитом и образование свободного магнетита ( $\text{Гр}_{87} + \text{Gip} + \text{H}_2\text{O} + \text{Гр}_{83} + \text{Кч}_{53} + \text{Маг} + \text{Кс}$ ) за счет чего железистые породы обогащаются магнетитом.

6. Для изученных железистых пород характерны следующие черты:

а) Тонкопосчатая текстура, которая выражается в чередовании (0,2-0,5 см) слоев различного состава (гиперстен-магнетитовых, гиперстен-гранатовых, гранатовых, кварцевых, магнетитовых) и, по-видимому, является отражением первичной седиментогенной слоистости.

б) Значительная протяженность горизонтов железистых пород при небольшой мощности и приуроченности их к одному уровню стратиграфического разреза архея (давачанской свите).

в) Присутствие в составе первичных метаморфических парагенезисов силикатов, содержащих Fe, Mg, Ca, Al.

По морфологическим особенностям и химическому составу железистые породы могут быть отнесены к выделенному Д.П. Сердюченко (1960) типу массивных или полосчатых руд, происхождение и условие формирования которых связано с магнетально-известковистыми породами, загрязненными глинистыми и кремнистыми примесями. В процессе регионального метаморфизма гранулитовой фации железистые

осадки были превращены в кварц-магнетитовые сланцы с гиперстеном, гранатом, клинопироксеном. Железистые породы, подобные изученным, описаны на Анабарском и Адланском щитах (Каденский, 1961), на Кольском полуострове (Бондаренко, 1968) в Ханкайском массиве Приморья (Мишкин, 1969) и др.

7. Особенностью магнетитовых сланцев является их стойкость к последующим изменениям (гранитизация I и II этапов). Даже в участках, где вмещающие кристаллические сланцы полностью гранитизированы и представлены гранитоподобными гнейсами, железистые породы сохраняют реликтовые парагнейсы, являясь "пассивно-гранитизирующимися" образованиями (термин Я.Н. Белевцева, 1964). Принадлежность магнетитовых сланцев к седиментогенным породам позволяет предположить, что и вмещающие гнейсы имели осадочный генезис.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛИТОЛОГИИ АДЛАНСКОГО НИЖНЕАРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА НА РЕГИОНАЛЬНО-ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

*Кулиш Е.А.*

Дальневосточный научно-исследовательский институт  
минерального сырья МГ СССР

Ретроспективные построения относительно условий и процессов накопления первичного вещества докембрийских толщ выполнено на основе объективных данных литологического анализа метаморфических дофанерозойских образований. Арсенал методов такого анализа этих образований значителен, здесь же сообщаются данные, полученные при региональном петрохимическом анализе адланского архея.

Определены химические и петрографические составы стратиграфических единиц (адланского комплекса в целом, серий, свит, подсвит, горизонтов) и территориальных частей (площадей листов карт масштаба 1:200 000) Принцип и процесс вычисления химических и петрографических составов стратиграфических единиц и регионов, сложенных метаморфическими комплексами, разработаны автором и сводятся к определению распространения на территории конкретных стратиграфических подразделений и участия в них петрографических типов пород, средние химические составы которых получены из имеющихся анализов их разновидностей. Определения проводились для листов Геологической карты СССР масштаба 1:200000 и всех серий и свит адланского комплекса, выведены средние составы 64 типов пород на основе 1487 единичных химических анализов, а также распространенность этих типов.

Гиперстенсодержащие породы составляют в адланском комплексе 38%, высокоглиноземистые гнейсы и сланцы - 23%, кварциты и кварцито-гнейсы - 9%, мрамора и кальцифиры - 3%, диопсидовые, скаполитовые и флогопитовые породы - 2%, амфиболиты и пироксениты - 1%, биотитовые, амфиболовые и диопсидовые гнейсы и сланцы - 24%. Большое разнообразие пород адланского комплекса и широ-

кое участие в его составе заведомо первичных осадочных и вулканогенно-осадочных пород указывает на решающую роль в формировании комплекса процессов седиментации и на ее высокую дифференцированность.

Составлены схемы вариаций химического состава на площади распространения алданского комплекса и его главных стратиграфических подразделений. Анализ площадных вариаций химического состава позволил установить, что исходный материал алданского комплекса является продуктом дифференцированного осадконакопления в различных литофациальных и геотектонических условиях бассейна седиментации подвижной области. Зональность химического строения щита и его направленность, выраженная в закономерном изменении содержания основных компонентов в восточном северо-восточном направлении, указывают на геотектоническую зональность строения области, на зональность процессов седиментации, на преимущественное расположение областей сноса в западном юго-западном направлении.

Химический состав серий и свит алданского комплекса в отношении основных петрогенных компонентов широко варьирует. Чем мельче стратиграфические подразделения конкретного участка щита тем шире диапазон и контрастность вариаций их составов. Наиболее кремнистой является верхнеалданская свита, она же характеризуется высокой глиноземистостью и степенью окисления железа, что явилось результатом ее формирования в прибрежной зоне бассейна алданской подвижной области за счет переотложенных продуктов кор выветривания. Бедны кремнеземом, богаты кальцием, магнием, фосфором, наиболее карбонатны куренская и сутацкая свиты, сложенные первичными мергелистыми, карбонатными, карбонатно-глинистыми осадками пелагических зон подвижной области. Подобное устанавливается и для других подразделений по другим компонентам.

Закономерности, диапазон и направленность составов серий и свит имеют аналогизм с осадочными толщами формаций подвижных областей геосинклинального типа. Стратиграфические подразделения комплекса характеризуются достаточно глубокой дифференциацией вещества. Контрастность дифференциации вещества наиболее четкая в типично осадочных формациях идеального ряда, более слабая — в толщах с развитыми вулканогенными образованиями.

Сравнительный анализ химического состава толщи пород алданского комплекса с главнейшими типами пород литосферы позволил установить, что состав алданского комплекса наиболее близок к геосинклинальным осадкам, что однозначно указывает на его геоструктурные и генетические особенности. Некоторые отличия в составе объяснимы эволюцией вещества осадочной толщи во времени и различиями в сочетании составляющих их образований. Состав комплекса указывает также, что его формирование происходило за счет разрушения и сноса средних и кислых пород, развитых в областях сноса и на поднятиях внутри подвижной области, а также за счет разрушения и переотложения вулканогенных образований. Области сноса и разрушения были достаточно удаленными от мест седиментации, так как наблюдается заметное нарушение соотношений и сочетаний их основных компонентов, исходя из предположения, что почти все компоненты разрушаемых образований отложились в тех или иных участках подвижной области.

Составы архейских комплексов различных регионов (по Ронову, Ярошевскому,

Мигдисову, Рейли, Шоу, Гроуту, Польдерварту и Седергольму) и алданского комплекса довольно близки, алданский комплекс из них несколько беднее кремнеземом и менее пересыщен глиноземом относительно щелочей и кальция, по содержанию железа и магния наиболее богат и характеризуется самой высокой степенью окисления железа.

Химические особенности архея Алданского щита по сравнению с аналогичными образованиями других регионов обусловлены участием в его сложении глубоко дифференцированных осадочных комплексов с широко распространенными карбонатными, кремнистыми и высокоглиноземистыми образованиями, а также основных по составу чарнокитовых и гнейсо-сланцевых толщ, представляющих осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования.

Сопоставление состава докембрийских образований алданского комплекса и архея Алданского щита с составами земной коры в целом и ее осадочной оболочки (осадков фанерозоя) неизбежно приводит к выводам о эволюции химического состава земной коры во времени, о ее масштабах и направленности при формировании седиментогенных толщ. На этапе архей-фанерозоя в земной коре происходит увеличение кальция, марганца, окисного железа, титана, магния, уменьшение закисного железа, натрия, фосфора, кремния, калия и алюминия, а также снижение отношения алюминия к кремнию, калия к натрию, магния к кальцию.

#### ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНИХ СВИТ КУРСКОЙ И КРИВОРОЖСКОЙ СЕРИЙ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

*Дементьев П.К., Беззубов А.И., Модников И.С.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт  
минерального сырья, МГ СССР

Нижние свиты курской и криворожской серий очень близки по своему составу и строению и являются одновозрастными образованиями. Отложения этих свит пользуются значительным распространением на южных выступах фундамента Русской платформы. Они залегают в основании нижнепротерозойского трансгрессивно-регрессивного комплекса пород - криворожской и курской серий - слагающего второй структурный этаж докембрия. Отложения этих серий выполняют синклиновые структуры близмеридионального и северо-западного направления. Криворожская серия образует Криворожско-Кременчугский, Орехово-Павлоградский и Приазовский синклинории Украинского щита, курская серия - Белгородский и Михайловский синклинории и Оскольскую синклинорную зону Воронежской антеклизы.

Курская и криворожская серии имеют трехчленное строение. Основание серий (нижние свиты) сложено кварцитами, кварцевыми песчаниками, кварцевыми пиритсодержащими гравелитами и конгломератами, алевролитами, филлитовидными

кварц-серицитозными сланцами и в отдельных случаях доломитами. Средняя часть разреза сложена железистыми кварцитами, переслаивающимися со сланцами (средние свиты), которые перекрываются верхними терригенными свитами, представленными песчаниками, различными сланцами, а на КМА и эффузивами.

Отложения нижних свит залегают на коре выветривания различных по составу образований первого структурного этажа докембрия преимущественно амфиболитов, гравитоидов и гнейсов.

Детальные литологические исследования позволили выделить четыре типа разреза нижних свит: песчаниковый, песчаниково-сланцевый, карбонатно-сланцевый, эффузивно-сланцевый, которые по латерали связаны постепенными переходами.

Отложения с песчаниковым типом разреза, развитые в Криворожско-Кременчугском, Орехово-Павлоградском и Приазовском синклиналиях и в Оскольской синклиналии, формировались в краевых частях бассейна осадконакопления. Отложения с другими типами разреза отлагались в удаленных и центральных частях бассейна.

Наиболее полно изучены отложения с песчаниковым типом разреза. В целом разрез имеет трансгрессивное строение. В нижней части разреза преобладают грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники), в верхней — более распространены тонкозернистые кварцитовидные песчаники, алевролиты и сланцы. Наряду с этим в разрезе нижних свит четко устанавливаются трансгрессивно-регрессивные ритмы второго порядка. Каждый ритм начинается конгломератами, максимуму трансгрессии обычно соответствует появления в разрезе слюдястых мелкозернистых песчаников, алевролитов и филлитовидных сланцев. Ритмы асимметричны. Окончание трансгрессивной части ритма фиксируется проявлением в разрезе конгломератов, гравелитов или грубозернистых песчаников. Установление ритмичности позволило провести стратификацию разреза. Удалось выделить от двух до шести пачек, уверенно прослеживающихся на многие километры.

Мощность нижних свит колеблется в широких пределах, от десятков до сотен метров. С увеличением мощности закономерно меняется состав толщи, появляется большее количество грубообломочных пород в том числе и конгломератов, мощность пластов которых также возрастает, строение разреза становится более сложным. Увеличение мощности и общее поглубление разреза связано с локальными депрессиями фундамента, развивавшимися синхронно накоплению нижних свит.

Метаморфизм нижних свит курской и криворожской серий соответствует фации зеленых сланцев, однако на отдельных участках породы испытали воздействие контактового метаморфизма и динамометаморфизма. В результате контактового метаморфизма произошли биотитизация, гранитизация, полевошпатизация и окварцевание пород, а динамометаморфизма — окварцевание и рассланцевание.

На площадях интенсивного метаморфизма породы приобретают кварцитовидный облик и выявление их первоначальной структуры возможно лишь при детальных исследованиях.

О НЕКОТОРЫХ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ  
СЛЮДЯНСКОЙ ТОЛЩИ

Львова Н.А., Вишняков В.Н.

Институт земной коры СО АН СССР

Детальное картирование и специальные исследования последних лет (1960-71 гг.) позволили углубить представления о текстурных особенностях слюдянской толщи, первичной природе ее глубокометаморфизованных пород, а также выделить литолого-фациальные ассоциации отложений, слагающие разрез.

В общем моноκлиналино залегающая слюдянская толща сложена различными мраморами (40%), гнейсами биотитовыми (25%), гнейсами амфибол-пироксеновыми (22%) и породами кварц-диопсидовыми (13%), нередко содержащими апатит. Каждая петрографическая группа пород имеет свои генетически обусловленные вариации. Нормальная мощность разреза толщи от оз. Байкал до карьера месторождения "Перевал" около 3260 м.

33 элементарных цикла (первого порядка) мощностью от 60 до 190 м формируют 10 циклов второго порядка (200-495 м), которые в свою очередь образуют 4 цикла третьего порядка (745-910 м). По полноте набора литолого-фациальных групп среди элементарных циклов выделяются двух- и трехкомпонентные с участием в их составе от 5 до 14 литогенетических разновидностей. При этом в трансгрессивной последовательности выделяются следующие литолого-фациальные комплексы (рис. 1).

I. Терригенные осадки - песчано-алеврито-глинистые (метаморфические аналоги: Ia - гнейсы биотитовые, графит-биотитовые, гранат-биотитовые; Ib - гнейсы силлиманит-биотитовые, биотит-силлиманит-кордиеритовые; Ic - гнейсы биотит-пироксеновые).

II. Терригенно-хемогенные осадки - карбонатно-глинистые, а также участки разреза с тонким переслаиванием смежных пород (некоторые метаморфические аналоги: IIa - гнейсы биотит-пироксеновые, IIб - породы диопсидовые зеленовато-серые).

III. Хемогенные осадки - IIIa - доломиты с известково-магнезиальным отношением до 2,20, IIIб - известковые доломиты (2,20-4,0) IIIв - доломитовые известняки (4,00 - 9,10) IIIг - известняки (более 9,10). Метаморфическими их аналогами являются доломитовые, доломит-кальцитовые, кальцит-доломитовые, кальцитовые мраморы с форстеритом, диопсидом и другими силикатными минералами, сохраняющие при метаморфизме указанные известково-магнезиальные отношения.

Выделенные литолого-фациальные комплексы, образующие в совокупности нормальный осадочный ряд, формируют элементарные циклы мощностью от 60-75 м до 110 м. При этом каждый комплекс представляет собой сложный многослой часто с ритмичным чередованием входящих пород.

Кроме перечисленных выше пород, в строении разреза слюдянской толщи

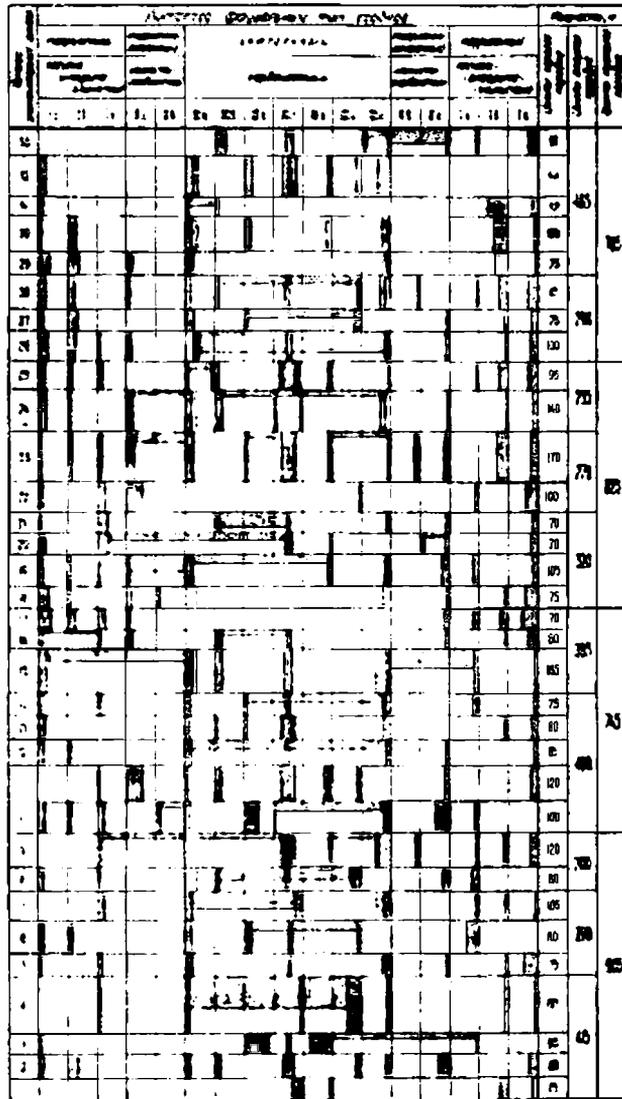


Рис. 1

Рис.1 Характер цикличности сландивской толды.

1- гематитный кремнезем (слева- свободный в существенно кальцитовых  
кварцах, справа - в составе кварц-диопсидовых пород), 2- пирокластический  
материал (амфибол-пироксеновые базальты).

участвуют амфибол-пироксеновые гнейсы и апатитсодержащие кварц-диопсидовые породы, несущие следы водной аккумуляции и составляющие в сумме около 35% мощности разреза. При такой значительной распространенности в толще эти два типа пород почти не контактируют между собой, однако, появляются в разрезе последовательно, как бы друг за другом.

Амфибол-пироксеновые гнейсы, участвуя в строении циклов, тяготеют к сочетанию с мраморами, но не имеют определенной фациальной позиции, не укладываются четко в нормально-седиментационный ряд, а блуждают, смещаясь в нем. Участие этих пород в элементарных циклах нередко увеличивает их мощность в 2-3 раза.

Пачки амфибол-пироксеновых гнейсов также часто мощнее пачек биотитовых гнейсов, формирующихся за счет более грубозернистых осадков. Точки химических анализов амфибол-пироксеновых гнейсов на диаграммах попадают в поля ортопород и располагаются вдоль вариационной линии составов долеритов Карру (Вишняков, Львова, 1971). Однако наиболее вероятно, что в большинстве своем они исходно представляли пирокластический материал с преобладанием интрузивных продуктов подводного (островного) вулканизма.

Высокремнистые карбонатные породы несут также черты своеобразия и выступают как образования вулканогенно-хемогенные, приближающиеся к ряду пород удаленно-кремнистых вулканогенных формаций, в формировании которых не исключается участие продуктов сольфатарной деятельности. В этих породах отмечается целая гамма-разновидностей от кварцевых кальцифиров через белые диопсидовые породы до диопсидовых кварцитов, что определяется различным соотношением кремния и магния в первичных кремнисто-карбонатных осадках. Наиболее высокие концентрации  $P_2O_5$  (до 20,50%) наблюдаются в породах с относительно пониженным содержанием кремнезема (до 30-40%) и известково-магнезиумным отношением в пределах 4,0 - 50,1. Графит (органогенный), широко встречающийся в отложениях нормально-осадочного ряда, в этих породах практически отсутствует.

Все вышеизложенное позволяет оценивать слюдянскую толщу как терригенно-вулканогенно-карбонатную формацию эвгеосинклинального типа с вулканизмом основного известково-щелочного ряда. Формирование разреза происходило на глубинах, превышающих воздействие поверхностных волнений, в условиях высокой тектонической подвижности.

В заключении необходимо отметить, что текстурный анализ осадочно-метаморфических толщ, подкрепленный комплексом других методов, приобрел ведущее значение в осадочной геологии докембрия. Такой подход к изучению древнейших образований вносит объективность в объяснение происхождения целого ряда своеобразных пород, а также способствует расширению перечня полезных ископаемых, залегающих в этих районах. Так, на Слюдянке к известным месторождениям флогопита, графита, апатита, цементных мраморов в последние годы добавились месторождения облицовочных материалов и высококачественного волластонита.

К ПРОБЛЕМЕ КОРРЕЛЯЦИИ РИТМИЧНОСЛОИСТЫХ РАЗЛИЧНОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ МАМСКО-БОДАЙБИНСКОЙ ТОЛЩИ  
СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО НАГОРЬЯ)

Леонтьев Г.И.

Комплексная тематическая экспедиция Иркутского  
геологического Управления, МГ СССР

Геологическое картирование ритмичнослоистых различнометаморфизованных отложений древних докембрийских комплексов, при невозможности их непосредственного прослеживания по простиранию, сопряжено с известными трудностями. Дополнительные затруднения при картировании таких отложений возникают и в связи с нередко встречающимся явлением горизонтального скольжения фаций (литофаций) в пространстве. Как правило, все это становится существенным препятствием на пути применения традиционных способов стратиграфических сопоставлений. Разработанные автором на примере Мамско-Бодайбинской толщи новые методические приемы корреляции геологических разрезов, в том числе и значительно удаленных друг от друга, оказались весьма эффективными. Кроме того, их немаловажным достоинством являлась возможность использования унифицированного геолого-петрографического материала стандартных геолого-поисковых и геологосъемочных работ. Ниже излагается сущность нового методического подхода.

С использованием литолого-петрографических и вероятностно-статистических методов исследования (Леонтьев, 1970, 1971) многочисленные (около ста) петрографические разновидности прародов толщи, метаморфизованные в фациях зеленых сланцев и эпидотовых и альмандиновых амфиболитов, сопоставлены с их первичноосадочными аналогами — пятью литофациями (песчистой, псаммитовой, алевро-пелитовой, карбонатно- и тонкопелитовой) и десятью литофациальными разновидностями (конгломератовые, гравелитовые, песчаные, алевро-песчаные, алевролитовые и алевро-глинистые, алевролитовые и алевро-глинистые с карбонатом, кальций-магний-алюминиевые, магний-кальциевые, глиноземистые, высокоглиноземистые осадки). В свою очередь, каждая из литофаций соответственно отождествлялась с I-U элементами (э.р.), а литофациальная разновидность — с I-Ua, в подэлементах (п.э.р.) элементарных тектоно-фациальных седиментационных ритмов (Леонтьев, 1970, 1972). При этом под идеальным полным ритмом подразумевается ритм, состоящий из двух симметрично-зеркальных пятиэлементных гемиритмов (подуритмов) — регрессивного и трансгрессивного. Проведенные исследования позволили в дальнейшем систематизировать гемиритмы по типам, классам, отрядам и видам (Леонтьев, 1968, 1972).

Непосредственная корреляция разрезов верхнепротерозойских отложений Мамско-Бодайбинской толщи осуществлялась на основе использования методов функционального профилирования (Вистелиус, 1961) и графической коннекции.

На первом этапе корреляция разрезов проводилась методом функционального

профилирования, сущность которого сводилась к отысканию оптимальной математической модели сопоставляемых геологических разрезов, основанной на принципе сглаживания (выравнивания) динамических рядов. Такой математической моделью оказалась функция (кривая) сглаживания с гарантированным ходом конечных разностей третьего порядка и аппроксимирующая ее синусоида "вековых" компонент, т.е. наиболее устойчивая во времени и пространстве составляющая осадочного процесса. Графическое изображение текущих значений этих функций в зависимости от аргументов — составов соответствующих п.э.р. (каждому п.э.р. соответствовало определенное численное значение от 0,7 до 35,0) в точках "к" и расстояний этих точек от подошв сопоставляемых разрезов — использовано как средство их корреляции, принципиальной — по синусоиде и более детальной по кривой сглаживания. Оптимальным интервалом между точками наблюдения "к" в разрезах следует считать расстояния, близкие или равные средним мощностям элементарных слоев, — в нашем случае п.э.р.

В пределах синхронизированных методом функционального профилирования интервалов толщи более точная корреляция по слоям (э.р., п.э.р.) и их закономерным ассоциациям — элементарным темпиритмам (седиментационная периодичность первого порядка; средняя мощность до 50 м) проводилась методом графической коннексии (Леонтьев, 1970, 1972).

Оценка надежности стратиграфических сопоставлений осуществлялась методами множественной регрессии и многомерного дисперсионного анализа (Леонтьев 1968, 1971).

Кривые сглаживания и аппроксимирующие их синусоиды "вековых" компонент были успешно использованы и для стратиграфического расчленения разреза толщи. Так наиболее характерные полуволны кривых сглаживания соответствовали осадочным мезоритмам (средняя мощность до 250 м) и рассматривались в качестве стратиграфических эквивалентов пачек и/или подсвит (седиментационная периодичность второго порядка). Полупериоды "вековой" составляющей осадочного процесса (синусоиды) сопоставлялись с элементами и/или подэлементами осадочных метаритмов (средняя мощность до 1000 м) и оценены как стратиграфические эквиваленты свит (седиментационная периодичность третьего порядка). Интервалы разреза толщи в объеме нескольких полупериодов синусоиды рассматривались как осадочные метаритмы и сопоставлялись с подсериями со средней мощностью до 4000 м (седиментационная периодичность четвертого порядка). Все стратиграфические эквиваленты, соответствующие осадочным ритмам различных порядков, приведены в соответствие с принятой в районе стратиграфической легендой (Таевский, 1961)

Таким образом, на основе нового методического подхода в бассейнах среднего течения р.р. Мамы и Большой Чул скоррелированы различнометаморфизованные отложения сопряженных крыльев Мамского синклинария, а в междуречье Монюкана-Каверги и Тахтыги-Чумаркоя — значительно удаленные (до 170 км) разрезы его юго-восточного крыла. Проведенные сопоставления позволили установить содержание и объемы пачек, подсвит, свит и подсерий патомской серии и оценить взаимоотношения мамской, кадаликанской и бодайбинской подсерий как нормальные стратиграфические, а в юго-восточном крыле структуры — баллаганаской и мамской как тектонические. Общая мощность скоррелированных отложений

составила около 15000 м. При этом конклюдерская карбонатная свита включена в мамскую терригенную подсерию. Предполагается, что прямые аналоги отложенный мамской подсерии в соседних структурно-фациальных зонах Бодайбинского внутреннего прогиба отсутствуют. В целом результаты стратиграфических сопоставлений на новой методической основе подтверждены корреляцией по средним концентрациям тринадцати редких и рассеянных элементов.

Проведенные исследования показали, что особенности литолого-фациального состава осадков Мамско-Бодайбинской толщи (псефитовых и псаммитовых осадков - 42,0%, алевроитовых и алевро-пелитовых - 21,8%, карбонатных - 21,0%, и тонкопелитовых глиноземистых - 12,8%), их мощности и закономерный характер парагенезов позволяют оценить последнюю как паратолщу, сформировавшуюся в позднепрединверсионный этап геосинклинального цикла, а ее стратификацию, как стратификацию фациальную. По формационной принадлежности различные метаморфизованные отложения изученной паратолщи, согласно классификация В.Б. Хайна (1964) отвечают сланцево-граувакковой (аспидной) формации флишовой субформации.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭКЗОГЕННОГО РАЗВИТИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В ДОКЕМБРИИ И ИХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ

*Негруца В. З., Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Негруца Т. Ф.*

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, МГ СССР  
Ленинградский Государственный Университет

В сводном разрезе докембрийских толщ Балтийского щита обособляется пять крупных различно метаморфизованных комплексов пород, разделенных структурными несогласиями, эпохами метаморфизма и гранитообразования. Каждый комплекс отвечает самостоятельному мегациклу экзогенного развития щита. Между мегациклами устанавливается существование длительных (сотни миллионов лет) периодов тектонической стабилизации.

Наиболее древним является беломорский комплекс, сформированный в течение единого непрерывного трансгрессивного мегацикла осадконакопления и вулканизма бассейнового типа. В первой половине мегацикла накапливались преимущественно псаммиты полимиктового (грауваккового) состава, во второй, кроме того - гидрослюдистые глины и карбонатные породы. К концу мегацикла заметно возрастает роль вулканизма и тектоническая активность территории, следствием чего является разнообразная ритмичность верхней половины беломорского комплекса.

Осадочные породы беломорского мегацикла характеризуются большой выдержанностью литогенетических и геохимических признаков на всей площади Балтийского щита. Осадконакопление было преимущественно терригенным и по всей территории происходило в спокойных гидродинамических условиях, тектонический

режим эволюционировал от пассивного до умеренно-активного. Значительное влияние на осадконакопление оказывал вулканизм, сказавшийся на геохимическом режиме седиментогенеза. Судя по составу осадков, постоянными на всем протяжении мегацикла оставались морфологические черты и состав области сноса: она была низменной, слабо расчлененной и сложенной породами среднего состава, близкими к диоритам - плагитогранитам.

Беломорский мегацикл протекал в период от 4500 до 3500 млн. лет.

Следующий лопский мегацикл знаменует условия более дифференцированного тектонического и палеогеографического состояния территории щита и разделяется на два цикла осадконакопления и вулканизма.

В ранний (тикшеозерский) цикл в условиях трансгрессирующего бассейна вблизи крупных тектонических уступов (палеоподнятий) накапливались валунно-галечные конгломераты и полимиктовые песчаники, в удалении от них - полимиктовые и олигомиктовые песчаники маломощные горизонты каолинито-гидрослюдистых глин. В пределах палеоподнятий в ряде районов формировались маломощные толщи олигомиктовых и мономиктовых песчаников и гидрослюдисто-каолинитовых глин.

В течение второго (побозерского) цикла, начало которого совпадает с новой более крупной трансгрессией, совместно с доминирующими вулканогенными породами формировались углисто-глинистые, глинисто-карбонатные, карбонатные и кремнисто-хемогенные (обогащенные железом) осадки. Вблизи поднятий накапливались полимиктовые песчаники и конгломераты.

Преобладающее распространение имеют фации гидродинамически спокойных условий осадконакопления. Среди них устанавливаются осадки придонных мутьевых потоков. Прибрежные и мелководные отложения картируются в виде узких полос, оконтуривающих палеоподнятия или изометрических "пятен" в пределах последних.

Палеогеография щита в лопский этап литогенеза определялась сочетанием пологих пенеппенизированных поднятий и разделяющих морских бассейнов. В начале мегацикла большая часть территории представляла собой сушу, в период побозерского осадконакопления площадь ее значительно сократилась. В этот период большая часть поднятий представляла собой подводные антиклинальные выступы с мелководным характером осадконакопления и специфическим вулканизмом. Поднятия и области погружения сочленялись по зонам разломов, с которыми связаны интенсивные излияния магмы. Вулканизм оказывал постоянное действие на осадконакопление и определял гидродинамический режим бассейнов седиментации.

Время проявления лопского мегацикла 3500-2700 млн. лет.

Карельский мегацикл охватывает шесть циклов осадконакопления и вулканизма. Первые два цикла фиксируемые, главным образом, эффузивными и экстрезивными породами основного и кислого состава и связанными с ними грубокластическими осадками отвечают этапу тектонической активизации. В этот период произошла дифференциация земной коры в пределах щита и его разделение на крупные блоки разной тектонической активности. В это время основная площадь щита еще оставалась пенеппенизированной сушей, покрытой мощным чехлом продуктов коры химического выветривания. Излияния магмы и накопление мощных толщ конгломератов происходило вдоль тектонически ослабленных зон, в изолирован-

них грабеноподобных депрессиях, располагавшихся на границе глыб и блоков. Определяющими палеогеографическими элементами этого периода являлись цепочки вулканов щитового типа и гигантские кальдеры.

В течение двух последующих циклов площадь осадконакопления постепенно распространилась на большую часть территории. В этот период происходит четкое разделение блоков на тектонически слабо активные и блоки с резко повышенной тектонической активностью. Первые характеризуются континентальным и параллическим осадконакоплением и вулканизмом; для них характерна ритмическая смена направлений тектонических движений; вторые отличаются устойчиво-бассейновым осадконакоплением и подводным вулканизмом.

Два заключительных цикла знаменуют постепенное сокращение области осадконакопления за счет вывода из под уровня моря и превращения в сушу областей прежнего континентального и параллического осадконакопления, а затем и районов занятых до этого устойчивой морской седиментацией. В заключительный этап карельского мегацикла возникают сравнительно мощные молассоидные формации.

С карельским мегациклом связано первое появление кварцевых гравелитов и конгломератов, горизонтов первично красноцветных терригенных и карбонатно-терригенных пород, а также мощных толщ доломитов (особенно водорослевых) и шунгитов. Среди карельских образований впервые появляются все главные типы фациальных отложений фанерозоя (за исключением болотных и им подобных). Они содержат все известные для постдокембрийских пород морфологические типы осадочных и вулканогенных текстур и структур.

Карельский мегацикл охватывает интервал времени от 2700 до 1900 млн. лет

Иотнийский мегацикл фиксирует период кратковременной активизации Балтийского щита, в течение которого в изолированных впадинах происходило формирование маломощных толщ красноцветных терригенных и эффузивных пород. Территория щита в этот период представляла собой слаборасчлененную сушу, с особенностями области завершенной складчатости. Время проявления иотнийского мегацикла 1700-1300 млн. лет.

Гиперборейский мегацикл завершает докембрийский этап развития Балтийского щита. В течение этого мегацикла центральная часть территории щита была занята сушей с устойчивой тенденцией к поднятию. С юга, юго-востока и юго-запада она была окружена мелководным морским бассейном платформенного типа. По ее северо-восточному, северному и северо-западному обрамлению располагался протяженный геосинклинальный трог, занятый морским бассейном с резко различными условиями осадконакопления. Гиперборейский мегацикл охватывает период от 1100 до 600 млн. лет.

Сходное направление эволюции литогенеза устанавливается и для остальной территории Русской платформы, а также других крупных регионов развития докембрия, к числу которых могут быть отнесены Африканский и Северо-Американский. Причина этого в едином характере эволюции сиала и атмосферы.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭКЗОГЕННОГО РАЗВИТИЯ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОГО КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

*Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю.*

Геологический институт Кольский филиал АН СССР

1. В разрезе имандра-варзугского осадочно-вулканогенного комплекса выделяется восемь свит (снизу): романовская, рижгубская, сейдореченская, полисарская, умбинская, ильмозерская, панареченская и ливкинская, слагающих четыре серии. Все свиты, за исключением ливкинской, характеризуются двучленным строением. В нижней части они сложены осадочными (нижние подовиты), а в верхней — вулканогенными (верхние подовиты) породами. Породы комплекса метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Метаморфизм почти не затрагивает первичные текстурные и структурные особенности осадочных пород.

2. Сводный разрез осадочных толщ комплекса характеризуется отчетливо циклическим строением и состоит из образований трех полных трансгрессивно-регрессивных циклов. Первый цикл представлен отложениями романовской, рижгубской и сейдореченской (первая серия), второй — полисарской и умбинской (вторая серия) и третий — ильмозерской и панареченской (третья серия) свит.

Отложения каждого цикла начинаются с грубообломочных и псаммитовых пород, сменяющихся вверх по разрезу алевропелитовыми и пелитовыми сланцами, а еще выше карбонатными и кремнисто-карбонатными породами, которые перекрываются пелитовыми и алевропелитовыми сланцами, иногда с прослоями псаммитов и гравелитов.

3. Формированию имандра-варзугского комплекса предшествовал длительный период тектонической стабилизации территории с интенсивным развитием кор химического выветривания по различным породам нижнепротерозойского-архейского фундамента.

4. Разрез отложений первого осадочного цикла начинается с обломочных пород, сформированных за счет размыва кор химического выветривания (кварциты, кварцевые гравелиты и конгломераты романовской свиты). Последующее углубление эрозии ниже уровня коры химического выветривания привело к накоплению полимиктовых конгломератов (верхняя часть нижнемановской подсвиты). В рижгубское время происходит дальнейшее расширение бассейна осадконакопления, в связи с чем на западе и на юго-востоке Имандра-Варзугского прогиба рижгубская свита ложится с перерывом и размывом на породы фундамента и ее разрез начинается с полимиктовых конгломератов, а в центральной части бассейна накапливаются псаммитовые, пелитовые и карбонатные породы.

Регрессивной части первого цикла отвечает толща кварцитов и кварц-полевошпатовых метасаммитов сейдореченской свиты. Равнинный характер рельефа области сноса, жаркий и влажный климат, а также замедленный снос привели к накоплению в этот период существенно кварцевых песков, содержащих наиболее устойчивые минералы тяжелой фракции (циркон, ильменит, турмалин).

Накопление осадочных толщ в первом цикле триады почти полностью

подавлялось мощными проявлениями вулканизма.

5. Первый цикл осадконакопления после излияния сейдореченских эффузивов завершился замыканием бассейна, незначительным воздыманием территории и формированием кор физического и неглубокого химического выветривания по породам первой серии.

6. Следующий этап формирования имандра-вараутского комплекса (второй цикл) начинается с заложения нового прогиба в пределах площади развития отложений первого цикла. В период трансгрессии в бассейне, образовавшемся на месте прогиба, накапливались обломочные и глинистые осадки полисарской свиты, источником которых служили в основном эффузивные породы первой серии. По мере выравнивания рельефа области сноса в бассейне начинают осаждаться карбонатные, кремнисто-карбонатные и местами углеродисто-кремнистые отложения нижеумбинской подсвиты.

Наличие линз обломочного материала среди карбонатных пород нижеумбинской подсвиты, представленного обломками измененных магматических пород основного и ультраосновного состава, связано либо с размывом островных поднятий, либо с перемывом разложившихся туфов основного и ультраосновного состава.

Регрессивной части второго цикла отвечают пелитовые, алевропелитовые и псаммоалевропелитовые сланцы верхней части нижеумбинской подсвиты.

Процесс осадкообразования во втором цикле дважды подавлялся мощными вулканическими извержениями.

7. В конце умбинского времени после формирования мощной толщи эффузивных образований произошло незначительное поднятие территории, которое привело к развитию кор физического и начальной стадии химического выветривания.

8. Третий цикл связан с заложением и развитием нового мульдообразового прогиба в пределах площади распространения осадочно-вулканогенных образований второй серии. На первом этапе трансгрессии накапливались вулканоимктовые конгломераты, псаммиты, алевропелитовые и пелитовые сланцы, источником которых служили в основном эффузивы сейдореченской и частично умбинской свит. Трансгрессивная часть цикла завершилась осадением карбонатных и кремнистых осадков. В бассейне в это время существовали благоприятные условия для развития строматолитовых и онколитовых водорослей. В регрессивную стадию сформировались толщи пелитовых, алевропелитовых и псаммоалевропелитовых сланцев с аркозовым составом обломочного материала.

В течение третьего цикла процесс седиментации дважды подавлялся интенсивными проявлениями вулканической деятельности.

9. Для осадочных отложений имандра-вараутского комплекса характерны фациальная выдержанность по простиранию, небольшие мощности, широкое развитие горизонтально слоистых и в меньшей мере косослоистых текстур, слабая сортировка обломочного материала, наличие водорослевых горизонтов. Осадконакопление происходило в мелководном бассейне в условиях незначительных компенсированных прогибаний. По текстурным и структурным особенностям пород удается выделить фации подводной части дельты, прибрежного мелководья и относительно глубоководные. В вертикальном разрезе отложений каждого цикла

снизу вверх прослеживается закономерная смена фаций от прибрежно-морских и дельтовых к более глубоководным, а от них снова к прибрежно-морским и иногда дельтовым. По своему типу осадочные породы имандра-варзугского комплекса являются субплатформенными образованиями.

10. Обломочный материал в осадочных породах первого цикла представляет преимущественно продуктами размыва пород нижнепротерозойского-архейского фундамента, а обломочные породы второго и третьего циклов сформировались в значительной мере за счет разрушения нижележащих толщ имандра-варзугского комплекса.

11. Каждому циклу седиментации предшествовал перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся развитием гипергенных процессов с образованием кор выветривания. Вверх по разрезу отмечается постепенное убывание интенсивности процессов выветривания.

## ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

*Сергеева Э.И.*

Ленинградский Государственный Университет

Для расшифровки поздних этапов геологического развития Балтийского шита особое значение имеет литолого-фациальный и палеогеографический анализ процессов верхнепротерозойского осадконакопления. На Кольском полуострове верхнепротерозойский осадочный комплекс представлен отложениями рифея и венда, датировка которых подтверждена методами абсолютной геохронологии и изучением характерных комплексов строматолитов и микрофоссилий.

В составе верхнепротерозойского комплекса на Кольском полуострове представлены три серии: турьинская, средне-кильдинская и рыбачинская (Сергеева, 1971) соответственно относимые к среднему рифею, верхнему рифею и венду.

В среднерифейское время в восточной части Балтийского шита осадконакопление осуществлялось в пределах впадин типа авлакогенов, наследующих древние структуры дорифейского фундамента. Аккумуляция происходила преимущественно в морском бассейне с нормальной соленостью и спокойным гидродинамическим режимом, что, в частности, обусловило значительную зараженность осадков морскими фитопланктоном. По комплексу признаков: гранулометрическим особенностям, составу тяжелой фракции и типу слоистых текстур среднерифейские осадки относятся преимущественно к пляжевым и мелководным шельфовым.

В верхнерифейское время накапливались толщи, в разрезе которых существенную роль играют глинистые и карбонатные осадки. Специфической особенностью разрезов является присутствие глауконитовых и красноцветных песчаников.

Формированию верхнерифейских толщ предшествовал значительный перерыв, сопровождавшийся развитием кор химического выветривания.

Первичные генетические признаки осадков свидетельствуют о их накоплении в мелководном, возможно, опресненном, бассейне, распространявшемся на значительную часть Русской платформы. В пределах континентального сектора осадко-накопление осуществлялось в фациальных обстановках крупных прибрежных аллювиальных равнин.

Вендское время характеризуется накоплением ритмичных терригенно-глинистых толщ большой мощности в пределах некомпенсированного прогиба, заложившегося вдоль края рифейской платформы. Наиболее молодые докембрийские отложения отличаются частой зараженностью вулканогенным материалом, иногда — рассеянным органическим веществом.

Изучение процессов верхнепротерозойского осадочного петрогенезиса представляет особый интерес в связи с наблюдаемыми концентрациями устойчивых тяжелых минералов в отложениях среднего и верхнего рифея и оценкой перспектив нефтегазоносности шельфовой части акватории Баренцева моря.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖИТКОВИЧСКОЙ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОЙ СВИТЫ КЕМБРИЙСКОГО ВОЗРАСТА (БССР)

*Аксаментова Н.В., Пап А.М.*

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный  
институт УГ при СМ БССР

На юге БССР в составе докембрийского кристаллического фундамента развиты слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы нижнепротерозойского возраста, известные под названием житковичской свиты (Пап, 1964; Бордон, 1970; Пап и др. 1971; Пап, Черняховский, 1971). Породы свиты перекрывают гнейсы архея, образуя верхний структурный ярус докембрийского фундамента, и сохранились лишь локально в узких грабенообразных впадинах северо-восточного простирания.

Проведенный в последние годы детальный анализ пространственного размещения разных типов пород и их последовательности в разрезах конкретных скважин позволил выявить основные черты строения свиты и условия ее формирования. В сводном разрезе свиты выделены две толщи: нижняя — существенно терригенно-сланцевая и верхняя — сланцево-порфиroidная.

Терригенно-сланцевая толща представлена различными по составу бластополитовыми сланцами, кварцитами, хлоритовыми сланцами с подчиненными прослоями порфиroidов общей мощностью не менее 500 м. В зависимости от состава пород толща в свою очередь подразделяется на две части.

Нижняя ее часть сложена однообразными кварц-серпичитовыми, серпичит-кварцевыми сланцами и кварцитами, образующими пачки мощностью от 0,3–0,5 до 4–7 м. Сланцы имеют простой состав и отличаются лишь количественными соотношениями составляющих их минералов. Текстура сланцев тонкополосчатая,

структура микрогранолепидобластовая, реликтовая псаммитовая. В их тонкозернистой массе рассеяны редкие обломочные зерна кварца размером 0,5-1,5 мм а отдельные тонкие горизонты обогащены хорошо окатанными гравийными зернами кварца, редко полевого шпата. Кварциты обладают гранобластовыми структурами и сланцеватыми текстурами. Изредка в них сохраняются участки весьма тонкозернистого сложения с реликтовой алевритовой или пелитовой структурой. Среди кварц-серицитовых сланцев присутствуют разности, содержащие до 5-7% кальцита (карбонат-кварц-серицитовые сланцы). Химическим анализом в таких породах обнаруживается около 2-3% CaO против 0,3- 0,5% в сланцах обычного типа.

Верхняя часть разреза толщи имеет более пестрый состав. Главными породами в ней являются кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, тонко переслаивающиеся с кварц-серицитовыми разностями. Присутствуют также прослой кварцитов, кварц-хлоритовых сланцев, редко - порфиритоидов с реликтовыми кристаллокластическими структурами. Для этой части разреза в еще большей степени, чем для нижележащих отложений, характерна карбонатность пород. Наиболее насыщены карбонатом хлоритовые сланцы, среди которых выделяется группа карбонатно-хлоритовых сланцев.

Породы обладают тонкой флишеподобной слоистостью. Толщина отдельных прослоев колеблется от долей миллиметра до 1-2 см, реже встречаются прослой мощностью до 1-3 м.

Кварц-серицитовые сланцы и кварциты аналогичны породам нижней части разреза. Хлоритсодержащие разности отличаются от них более тонкозернистым сложением: в них реже встречаются обломочные зерна кварца; структуры их реликтовые алевритовые и пелитовые. Кварц-хлоритовые сланцы обладают гранолепидобластовой структурой и тонкополосчатой текстурой за счет послойного распределения кварца и хлорита. Некоторые разности хлоритовых сланцев содержат значительное количество эпидота.

Особенности строения и состава терригенно-сланцевой толщи свидетельствуют о том, что бластпсаммитовые кварц-серицитовые сланцы ее нижней части возникли за счет первично-терригенных пород, подчиненное значение среди которых имели разности с примесью хомогенного карбонатного и кремнистого материала (карбонатно-кварц-серицитовые сланцы, кварциты). В верхней части толщи наряду с терригенными породами существенное место, по-видимому, занимали породы вулканогенного происхождения (кварц-хлоритовые и карбонатно-хлоритовые сланцы). Тонкослойное строение верхней части разреза толщи является, очевидно, отражением первичного тонкого переслаивания псаммитовых обломочных пород и тонкозернистых туфов и туффитов основного состава.

Сланцево-порфиройидная толща сложена метаморфизованными вулканогенными образованиями кислого и среднего состава, содержащими редкие прослой первично-терригенных пород. Мощность толщи составляет 200-300 м. В разрезе преобладает дацитовые, липарито-дацитовые и липаритовые порфиройиды, обладающие сланцеватой текстурой и хорошо сохранившейся кристаллокластической структурой. Обломки, составляющие от 20 до 80% объема пород, имеют неправильную угловатую, иногда близкую к кристаллографической, форму и представлены альбитизированным плагиоклазом, калишпатом, а в липаритовых разностях - также

кварцем. Цементирующая масса состоит из тонкозернистого агрегата кварца и полевого шпата с примесью серицита, хлорита, эпидота, рудного, карбоната. Характерна реликтовая тонкая слоистость пород за счет сортировки обломочного материала по величине, а также изменения количественных соотношений обломков и основной массы. Порфиroidы переслаиваются с кварц-серицит-полевошпатовыми сланцами, содержащими послойно распределенные мелкие полускатанные зерна кварца и полевого шпата.

Сравнительно однородный полевошпатовый и кварц-полевошпатовый состав обломочного материала пород порфиroidной толщи, присутствие обломков минералов с реликтовыми кристаллографическими формами указывает на вулканогенную природу большей части пород толщи. Однако, тонкая слоистость сортировки пород, наличие в их цементирующей массе карбоната, ассоциация с терригенными образованиями свидетельствуют о том, что накопление вулканогенного материала происходило в водных, очевидно морских, условиях и сопровождалось его механической сортировкой, а возможно перемывом и перестроением в процессе транспортировки. Такого типа образования И.В. Хворова (1963) относит к классу эпивулканических обломочных пород, формирующихся на некотором удалении от центров извержения.

В составе верхней толщи присутствуют порфиroidы по кварцевым липаритовым и трахилипаритовым порфирам. От метаморфизованных туфогенных пород они отличаются меньшей степенью изменения, более массивным сложением, правильной кристаллографической формой выделений кварца и полевого шпата, реликтовой флюидалной текстурой. Эти образования вероятно представляют собой реликты лавовых потоков или небольшие пластовые тела субвулканического характера завершившие формирование порфиroidной толщи.

Приведенные выше данные о строении нижней и верхней толщ житковичской свиты показывают, что общим для них является мелкозернистый характер пород, тонкая горизонтальная слоистость, следы переноса и дифференциации вулканогенного материала, присутствие в цементирующей массе пород карбоната. Все это свидетельствует о формировании пород обеих толщ в условиях морского бассейна вдали от областей сноса и очагов вулканизма.

Отличия заключаются в различной степени насыщенности толщ вулканогенным материалом и разном его составе. Нижняя толща имеет существенно терригенный первичный состав, и лишь в верхней его части отмечается появление тонкозернистых туфов и туффитов основного состава. По типу своего строения она напоминает флюидные туфопелитовые толщи геосинклинальных осадочно-вулканогенных формаций, образующихся в морских условиях на значительном удалении от центров извержений (Бродская, 1963).

Верхняя толща сложена продуктами преимущественно кислого вулканизма. Состав и стратиграфическое положение толщи позволяют сопоставлять ее с липаритовыми порфиroidными комплексами нижнепротерозойского возраста, широко распространенными в докембрийских складчатых системах Карелии (Кратц, 1963) Казахстана (Филатова), Швеции (Гейер, 1967) и др. Формирование этих комплексов обычно связывают с поздними этапами развития геосинклиналей.

Таким образом, рассмотренные выше терригенно-сланцевая и сланцево-порфиroidная толщи нижнепротерозойского возраста, развитые на юге Белоруссии,

характеризуют несколько различные стадии развития региона, и, по-видимому, должны быть выделены в качестве самостоятельных стратиграфических комплексов.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АРХЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА КАЛГУРЛИ

(ЗАПАДНАЯ АВСТРАЛИЯ)

Фролов В.Т.

Московский Государственный Университет

В известном горно-рудном районе Калгурли архейские отложения с возрастом превышающим 2700 миллионов лет (таков возраст метаморфизма) образуют несколько полос выходов северо-северо-западного простирания, разделенных в целом более узкими выходами основных и ультраосновных пород, приуроченных к антиклиналям. Крупные гранитные массивы ограничивают район с северо-востока и юго-запада, а в пределах района имеются лишь небольшие массивы, и поэтому породы на значительных площадях, шириной до 20-25 км, остались на низкой степени метаморфизма (стадия зеленых сланцев).

Складчатая структура не отличается большой сложностью: преобладают не изоклиналильные, а открытые крупные складки с углами падения крыльев от 50 до 90°. Однако разрывная тектоника интенсивна и поэтому разрезы полос, крыльев синклиналей и синклиналиев еще не сопоставлены. Сопоставлению мешают: известное однообразие состава, большие мощности и несомненная фациальная изменчивость вкrest простирания структур. Все же прослеживание характерных пачек на точно составленных профилях, особенности строения толщ в крупном плане с учетом установленного направления сноса — с запада-юго-запада на восток — северо-восток (McCall, 1969 и др.) позволяет уверенно сопоставить в целом разрез западной части (бассейны озер Лефрой и Коуэн) с восточной (озеро Ренделл) и сократить мощность всего разреза по крайней мере вдвое, до 5-6, может быть до 4-5 км или до еще меньшего значения. При таком сопоставлении на площади шириной в 70-80 км отчетливо выделяются две фациальные зоны шириной примерно по 30-40 км — западная, условно названная автором Лефройской, и восточная, могущая быть названной Ренделльской. Каждая зона характеризуется своими фациями и типом складок: крупными открытыми в Лефройской и более мелкими и изоклиналильными в Ренделльской.

В Лефройской зоне господствуют грубые песчаные и конгломератные фации. Им подчинены прослой гравелитов и глинистых сланцев. Последние образуют также пачки мощностью в десятки метров, обычно имеющие тонкоритмичное строение. Отложения в целом цикличны. Цикличность разных порядков. Чередование конгломератов и песчаников мощностью по 5-20 м образуют основные, наиболее четкие циклы (10-40 м). В свою очередь часто ритмичны конгломераты и песчаники, хотя эти мелкие ритмы нередко невыдержаны, причем наиболее линзовидны подчиненные породы: песчаники в конгломератах и конгломераты в песчаниках. Крупные ритмы имеют мощность в сотни метров и более. Выдержанность основных ритмов различная: наряду с выдержанными вероятно на многие километ-

ры встречаются и линзовидные. В целом по характеру цикличности архейские образования аналогичны фанерозойским молассовым и другим сходным по составу толщам, например ааленским в Дагестане, накапливающимся вблизи размывающейся суши.

Цвет песчаников и конгломератов зелено-серый и темно-серый, обусловленный прежде всего вторичными метаморфогенными хлоритом, эпидотом и биотитом, а также графитистым веществом. Состав всех обломочных пород однообразный — полимиктовый, граувакковый, реже аркозо-граувакковый. Преобладают обломки осадочных (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы) пород, кислых и основных эффузивов (порфириды и порфиритоиды) и гранитов. Более редки обломки кремней, кварцитов, высокометаморфизованных сланцев и основных интрузивных пород. Цемент часто обильный, хлоритовый, серицитовый, с биотитом, актинолитом, эпидотом, а также кварцевый и альбито-кварцевый.

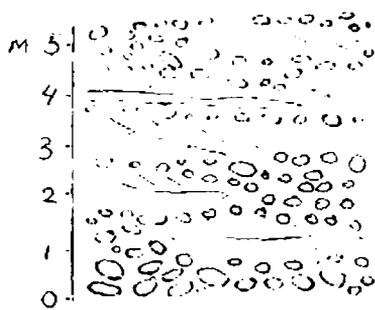


Рис. 1

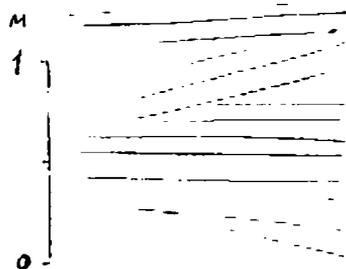


Рис. 2

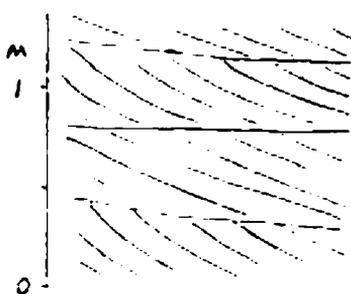


Рис. 3

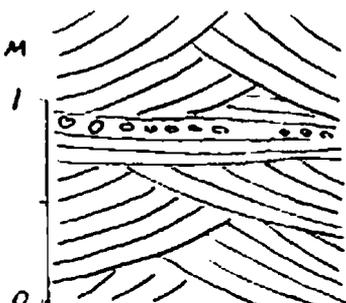


Рис. 4.

Рис. 1-4 Типы косой слоистости архейских песчаников по западному берегу озера Лейбой: 1- одно- и разнонаправленная — в песчаных линзах конгломератов; 2- пологая разнонаправленная; 3 — однонаправленная, течениявого типа; 4- резко разнонаправленная с клиновидными косыми сериями. 1, 2 и 4- на северо-западном берегу, вблизи устья Меруджид Крик, у пос. Камбадда; 3- на юго-западном берегу, вблизи пос. Виджемудта.

Из хорошо сохранившихся первичных, седиментационных текстур господствует косая слоистость (рис. 1, 2, 3 и 4) распространяющаяся практически повсеместно. Мощность косых серий чаще всего 10-40 см крутиза наклона слой-

ков 15-30°, преобладающие направления наклона северо-восточные, от берега бассейна, а также северо-западные-юго-восточные, вдоль береговой линии McCall и др., 1970). Распространены как однонаправленная, так и разнонаправленная косая слоистость. Нередка ритмичная сортировка материала по косым слоям. Все особенности косой слоистости указывают на мелководные условия отложения песчаных осадков. Можно полностью согласиться с Макколлом и другими геологами Пёрта (McCall и др., 1970), относящими большую часть песчаников и конгломератов к отложениям дельт, вдоль береговых течений, при-боя, а также речным выше уровня моря. С этим согласуется редкость пород с градационной слоистостью, которая, наоборот, господствует в Ренделльской зоне. Не совсем понятно сравнительно малое распространение знаков ряби, которых должно быть значительно больше в этой мелководной обстановке. Возможно это зависело от большой скорости накопления галечных и песчаных осадков, что находит свое выражение также в плохой сортировке материала, сохранении нередко тонких и плоских кусков пород длиной до 2 м. Размер более заметных обломков достигает 1 м. Части неокатанные гальки и глыбы. Все это свидетельствует о близости размывавшейся горной суши, сложенной осадочными, слабо метаморфизованными осадочными и вулканогенными, а также кислыми интрузивными породами. Весь обломочный материал малозревший, не несущий явных следов химического выветривания. Отсутствие материала синхронного вулканизма заставляет указанных авторов считать суду континентальной, а не островной дугой, и предполагать более ранний, прекалгурлинский орогенический цикл. Находка гранитных галек с катархейским возрастом (3000-3100 миллион лет) подтверждает предположение.

Ренделльская зона, более подробно охарактеризованная в специальном сообщении (см. В.Т. Фролов "Пример архейского флиша Австралии"), сложена в основном тонкопесчаными, алевролитовыми и глинистыми породами, накопившимися в более глубоководной обстановке главным образом турбидитными течениями. Это обеспечило сохранение верхних, алевроито-глинистых элементов ритмов от перемыва. Песчаные породы неслоисты или обладают отчетливой градационной слоистостью и в очень редких случаях - мелкой косой. Они не несут знаков ряби. Наоборот флишевые текстуры характерны и многочисленны, особенно рельефные знаки на подошве и оползневые деформации осадков. Архейские толды зоны довольно уверенно относятся к флишу (Dunbar, 1966).

Хотя другой, северо-восточный борт флишевого бассейна неизвестен, петрографическое сходство обломочного материала обеих зон показывает, что источником материала для накопления турбидитов были мелководные, шельфовые осадки Лефройской зоны. Можно представить, что подводные конуса выноса рек имели довольно крутые внешние склоны, на которых часто возникали обвально-осыпные и мутьевые суспензионные потоки, формировавшие тонкоритмичные толды Ренделльской зоны, как это имеет место сейчас в море Бисмарка у северного побережья Новой Гвинеи.

Считаю приятным долгом поблагодарить д-ра К.Крука, д-ра Г. Данбара и д-ра Г. Макколла за беседы и показ разрезов в поле.

О ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЕ И УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНО-  
МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ ПРИАЗОВЬЯ

*Полуновский Р. М., Каныгин Л. И.*

Артемгеология. ГИН АН СССР

В пределах Приазовского кристаллического массива широчайшим распространением пользуются глубокометаморфизованные докембрийские образования, представленные различными по составу гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами и кальцифирами, мономинеральными, слюдистыми, полевошпатовыми и магнетитсодержащими кварцитами, мигматитами, анатектическими и палингенными гранитоидами. Указанные породы образовались в процессе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма первичных вулканогенных, осадочно-вулканогенных и, главным образом, осадочных толщ.

Метаморфизованные первично-вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования (пироксен- и амфиболсодержащие кристаллические сланцы, амфиболиты, метаультрабазиты, анатектические диориты и гранодиориты) относящиеся к западно-приазовской серии архея, слагают в пределах региона крупную структуру первого порядка - Салтычанский антиклинорий.

В примыкающих к антиклинорию с запада, севера и востока крупных синклиналильных структурах первого порядка (Корсакском синклинории, Белоцерковской и Центрально-Приазовской синклиналях) очень широко развиты метаморфизованные первично-осадочные породы (биотитовые, гранатовые, графитовые, высокоглиноземистые, амфиболовые, пироксеновые и др. гнейсы, мраморы и кальцифиры, полевошпатовые, слюдистые, мономинеральные, пироксено-магнетитовые и магнетитовые кварциты, анатектические плагиограниты и др. (центрально-приазовской серии нижнего протерозоя).

При комплексном литолого-петрографическом, формационном, петрохимическом и геохимическом изучении были получены прямые доказательства первично-осадочного происхождения гнейсовых образований центрально-приазовской серии. К этим признакам относятся: четкая стратифицируемость пород в разрезах, наличие в них горизонтальной и косої слоистости, blastopсаммитовых структур, а также регенерированных зерен кварца, циркона и апатита с окатанными или полуокатанными ядрами.

В ходе выполненной различными методами реконструкции первичного состава установлены осадочные аналоги для всех разновидностей глубокометаморфизованных пород.

При обобщении всех материалов литолого-формационного анализа и реконструкции первичного состава пород в первом приближении выяснены условия накопления первично-осадочной толщи центрально-приазовской серии. Показано, что центрально-приазовская серия представляет собой толщу ритмичных континентальных, лагунных, прибрежно-морских и морских осадков, являющихся продуктами размыва мощных кор выветривания вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований западно-приазовской серии. Накопление осадков в прогибах, окружаю-

дих Салтычанское поднятие (срединный массив), происходило, скорее всего, в условиях гумидного климата на фоне различных по интенсивности и длительности колебательных движений, обусловивших полиритмичный характер осадочной толщи. В целом, формирование толщи центрально-приазовской серии приурочено к четырем крупным седиментационным циклам.

Наблюдаемая по мере продвижения снизу вверх по разрезу как всей толщи, так и отдельных ее частей, соответствующих седиментационным циклам, смена континентальных и лагунных фаций прибрежно-морскими и морскими свидетельствует о трансгрессивной направленности всего нижнепротерозойского процесса осадконакопления и его отдельных элементов. К максимумам трансгрессии было приурочено накопление хемогенных известковистых, кремнисто-железистых и кремнисто-мергелисто-железистых осадков, при метаморфизме которых образовались мраморы, кальцифиры, магнетитовые, пироксено-магнетитовые и пироксено-гранато-магнетитовые кварциты.

## О ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ

*Недомолкин В.Ф.*

Северо-Восточное территориальное геологическое  
Управление, МГ РСФСР

1. На востоке Чукотского полуострова широким распространением пользуются регионально метаморфизованные породы. Метаморфическая толща подразделяется на три серии. Нижняя этельхвильеутская серия представлена в значительной степени гранитизированными породами: плочатыми биотитовыми гнейсами, плагиогнейсами, мигматитами с подчиненным количеством мезократовых и меланократовых биотитовых, гранат-биотитовых, роговообманковых гнейсов, амфиболитов. В верхах серии присутствуют кварциты с сидлиманитом и пластами графита. Мощность серии более 2500 м. Нарастают разрез породы пэнкигнейской серии, объединяющей две свиты. Кынатловзэмская свита лейкократовых, биотитовых, гранат-биотитовых, сидлиманит-биотитовых гнейсов, биотитовых, роговообманковых, листеновых кристаллических сланцев и амфиболитов характеризуется устойчивым присутствием в разрезе пластов мраморов мощностью до 20 м. Мощность свиты 650-1000 м. Лежащая выше каатапвэемская свита биотитовых, роговообманково-биотитовых, диопсидовых, роговообманково-эпидотовых, биотит-мусковитовых, андалузитовых сланцев, гранат-ставролит-биотитовых плагиогнейсов, кварцитов содержит мощные пласты мраморов (50-200 м, местами до 1300 м). Мощность свиты 2200 м. В составе сешанской серии преобладают кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-биотитовые, кварц-альбит-эпидотовые, карбонатные, филлитовидные сланцы; мощность ее 1100 м.

2. Геологический возраст метаморфической толщи не ясен. По степени метаморфизма она заметно отличается от заведомо докембрийских кристалличе-

ских пород Охотского и Омолонского массивов, среди которых установлены образования гранулитовой фации. Наибольшее значение абсолютного возраста, полученное для амфиболитов кинэтлювээмской свиты (1630 млн. лет), указывает на возможную принадлежность нижних горизонтов метаморфической толщи Восточной Чукотки к нижнему протерозою. Зеленосланцевые породы сешанской серии, подстилающие (видимо, с перерывом) среднеордовикские известняки, имеют позднепротерозойский, по крайней мере, досреднеордовикский возраст.

3. По характерным минеральным парагенезисам породы эттельхвyleутской и пенкигнейской серий принадлежат к амфиболитовой фации метаморфизма. Наиболее высокотемпературными являются минеральные парагенезисы эттельхвyleутской серии и кинэтлювээмской свиты безмусковитовые, с силлиманитом и дистеном). Породы сешанской серии относятся к фации зеленых сланцев.

4. Несмотря на преобладание в разрезе метаморфической толщи глубоко метаморфизованных пород, в последних можно установить достаточно надежные критерии для выяснения их первичной природы. Метаморфическая толща, обладающая резко неоднородным составом, образовалась за счет слоистых пород преимущественно осадочного, но отчасти, видимо, и вулканогенного генезиса.

5. Среди пород, осадочная природа которых не вызывает сомнения, следует в первую очередь отметить пласты мраморов, отчетливо фиксирующиеся на аэрофотоснимках и в обнажениях и являющиеся хорошими маркирующими горизонтами. К явно алоосадочным породам относятся кварциты с графитом; последний по-видимому, представляет собой метаморфизованный уголь. Модная толща гнейсов и плагиогнейсов эттельхвyleутской серии образовалась скорее всего за счет глинистых, песчано-глинистых пород, отчасти за счет граувакков. Подтверждением этому являются наблюдающиеся в плагиогнейсах blastopсаммитовые структуры, а также их химический состав, отвечающий алюмосиликатным осадочным породам. Имеющиеся отклонения в составе, указывающие на возможность существования исходных ортопород щелочноземельно-алюмосиликатного состава, объясняются процессами гранитизации и калиевого метасоматоза, широко развитыми в породах серии. На основании аналогичных признаков к пара-породам могут быть отнесены лейкократовые, гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые гнейсы, биотитовые сланцы кинэтлювээмской свиты. Для кантапвээмской свиты характерны тонокпереслаивающиеся (0,5-2 см) диопсидовые, биотитовые, роговообманково-биотитовые сланцы, образовавшиеся, по-видимому, за счет слоистых пород карбонатного и мергелистого состава.

6. Во вторую группу можно объединить породы, первичная природа которых является спорной (биотит-роговообманковые, роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты). Судя по химическому составу, они могли образоваться как за счет вулканогенных пород среднего или основного состава, так и за счет осадочных пород (мергелей, граувакков). Массивные, неслоистые амфиболиты с высоким содержанием роговой обманки (65-70%) вероятнее всего относятся к ортопородам.

7. Восточная Чукотка принадлежит к числу районов широкого распространения регионально метаморфизованных пород, относящихся преимущественно к амфиболитовой фации. Несмотря на значительные преобразования пород и широкое развитие явлений гранитизации, на основании анализа характера разреза, петро-

графических особенностей и химического состава метаморфических пород представляется возможным восстановить их исходный состав.

## О ПЕРВИЧНО-ОСАДОЧНОЙ ПРИРОДЕ ПОЛОСЧАТОСТИ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Федоров Е. Е.

Всесоюзный аэрологический трест, МГ СССР

1. В работах А. В. Сидоренко и В. А. Ожогина неоднократно приводились данные, говорящие о первично-осадочной природе щелочных гранитов Кольского полуострова. Авторы на основании дешифрирования, анализа гнейсовидности и полосчатости в щелочных гранитах и гнейсах, изучения цирконов, а также на основании петрохимических и других исследований, проводимых в Верхне-Понойском массиве, пришли к выводу о неправильности принятой в настоящее время точки зрения на генезис щелочных гранитов, как результат внедрения глубоководной щелочной магмы в виде "плотой пластинообразной интрузии" по границе архейских и протерозойских структур. В настоящей работе автор приводит аналогичные факты по другим массивам, подтверждающие первично-осадочную природу щелочных гранитов.

2. В пределах массивов щелочных гранитов, окаймляющих с юга и запада Кейвский синклиниорий, повсеместно отмечаются разности с четко видимой полосчатостью, обусловленной чередованием слоев различной зернистости и различного состава (изменяется количество темноцветных минералов).

3. Ориентировка полосчатости в гранитах совпадает со слоистостью в гнейсах и образует с ней единый рисунок. Наиболее четко ориентировка полосчатости наблюдается в Западных Кейвах в районе озера Тапирйок. Здесь к северо-востоку от гнейсо-сланцевой толщи, сложенной амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и биотитовыми гнейсами и сланцами с прослоями амфиболитов, на ее простирании в щелочных гранитах установлена полосчатость, одинаково ориентированная со слоистостью в гнейсах и сланцах. Судя по частным разрезам, гнейсо-сланцевая толща представляет собой ритмичное чередование амфиболовых, биотит-амфиболитовых и биотитовых гнейсов и сланцев, лейкократовых, мезо- и меланократовых. Мощность слоев колеблется от нескольких миллиметров до одного метра. В щелочных гранитах наблюдается полосчатость, выраженная чередованием полос различной зернистости с различным количеством темноцветных минералов. Мощность полос различного состава примерно такая же, что и слоев в гнейсо-сланцевой толще. Здесь же в гранитах наблюдаются многочисленные широкообразные выделения роговой обманки. Ориентировка их совпадает с полосчатостью.

На крайнем западе Кейвского синклинория, где широким развитием пользуются довольно пестрые по составу породы архейского фундамента и слоистая толща нижнего горизонта разреза кейвских гнейсов, щелочные граниты в целом имеют

более пестрый состав и характеризуются наличием довольно многочисленных широкобразных выделений темноцветных минералов. Щелочные же граниты, расположенные в пределах монотонного по составу и облику гнейсового комплекса однородны.

3. Таким образом в щелочных гранитах, образовавшихся по Кейвским гнейсам, повсеместно устанавливаются реликты первичной полосчатости или широкобразные выделения темноцветных минералов. Эти факты еще раз подтверждают что формирование массивов щелочных гранитов этого региона произошло скорее всего на месте с сохранением реликтов первично-осадочных, вулканогенно-осадочных пород и общего плана структуры.

## ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ СРЕДНЕЙ АЗИИ

*Белькова Л.Н.*

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, МГ СССР

В докембрийской истории Средней Азии существовало пять крупных этапов осадконакопления и структурно-метаморфического преобразования горных пород — архейский, ранний — и среднепротерозойский, рифейский и вендский. Длительные отрезки времени, в течение которых накапливались первичные отложения метаморфических комплексов, прерывались сравнительно кратковременными эпохами регионального метаморфизма и тектоно-магматической деятельности.

Анализ процессов подметаморфизма метаморфических толщ докембрия и снятие метаморфизма позволяют реставрировать первичные формации и условия их образования. Это возможно благодаря тому, что региональный метаморфизм — процесс изохимический, без привноса вещества извне. Слои исходных осадочных толщ при региональном метаморфизме даже высокой степени (гранулитовой, эклогитовой и амфиболитовой фаций) не теряли своих индивидуальных особенностей состава и сохранили литологические признаки — ритмичное строение, нормальную и местами косую слоистость и др. Метаморфическая дифференциация при перекристаллизации происходила внутри слоев и прослоев разного литологического состава, не выходя за пределы даже самых тонких прослоев.

Метасоматоз в архейских толщах имел весьма ограниченные масштабы: Он возникал только в связи с плавлением (анатексисом) и без миграции на значительные расстояния.

Архейская эра характеризовалась накоплением преимущественно обломочных и хемогенных осадков, мощностью до 15 км. Типичной формацией архейских осадочных толщ является флишеидная формация терригенного и терригенно-карбонатного состава. Ей подчинены существенно хемогенные (карбонатная, кремнистая, глиноземистая) формации. В конце эры осадконакопление завершилось эпохой регионального метаморфизма высокой степени в сочетании с региональным ультрамета-

морфизмом и формированием складчатой структуры типа обширных гнейсовых куполов. За счет архейского осадочного комплекса возник комплекс кристаллических пород (гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов, кальцифиров, эклогитов, кварцитов и ультраметаморфических образований (мигматитов, анатектитов и реоморфических гранитоидов). Геолого-петрологические особенности ультраметаморфических образований свидетельствуют, что они возникли одновременно с кристаллическими породами и тоже образовались за счет слоистых осадочных толщ. Эклогиты и амфиболиты по своим геологическим и петрологическим особенностям — форме тел, характеру залегания, тесной приуроченности к парапородам, многократному тонкому и ритмичному переслаиванию с мраморами и кальцифирами, содержанию углеродистого вещества, имеют первично-осадочную природу и образовались за счет слоев глинисто-карбонатных осадков. Разнообразный состав слоистых осадочных толщ архея обусловил и все разнообразие кристаллических и ультраметаморфических пород.

В раннепротерозойский этап медленные поднятия консолидированной суши обусловили снос в седиментационные депрессии преимущественно тонкообломочного материала и продуктов глубокого химического разложения пород. В конце раннего протерозоя имела место вторая эпоха регионального метаморфизма и складчатости. В результате возник комплекс кристаллических сланцев, амфиболитов, кварцитов, мраморов и других продуктов перекристаллизации в твердом состоянии, без расплавления. Этот комплекс, так же как и архейский, характеризуется ярко выраженной слоистостью и тонким переслаиванием пород разного литолого-петрографического состава.

Третий, среднепротерозойский этап характеризовался платформенным режимом земной коры. На плоских участках суши шел процесс глубокого выветривания кристаллических пород, а в мелких эпиконтинентальных морях накапливалась преимущественно карбонатная формация мощностью 500–800 м с подчиненными слоями терригенных осадков, состоящих из обломков пород архея и нижнего протерозоя.

Четвертый, рифейский этап характеризовался тафрогенезом. В обширных грабенах подвижных поясов среднепротерозойская формация была перекрыта олигомиктовыми флишеидными толщами (6–8 км). Только один грабен Среднего Тянь-Шаня заполнялся вулканогенным материалом, впервые в истории Тянь-Шаня поступившим по разломам на поверхность Земли (кварц-кератофировая формация). В конце рифея имела место третья эпоха регионального метаморфизма и складчатости, появились первые гранитные плутоны.

Пятый, фанерозойский этап начался в венде заложением первых аномальных геосинклиналей, которые замкнулись в нижнем палеозое. Вендский комплекс представлен разнообразными в первично-формационном отношении отложениями. На территории Северного Тянь-Шаня в венде заложилась нормальная эвгеосинклиналь с накоплением спилитовой, флишеидной терригенной и органогенно-карбонатной формаций. В Среднем Тянь-Шане в венде накапливалась ледниково-морская формация осадочных пород с тиллитоподобными конгломератами. В Каратау-Таласской зоне и Кызылкумах накапливались флишевые толщи. Южный Тянь-Шань и Таримский массив были заняты щитом материкового льда.

Таким образом в докембрийской истории Средней Азии выделяется пять

крупнейших этапов осадконакопления, свидетелями которых служат пять историко-геологических комплексов горных пород. Каждый из этих комплексов характерен своими особенностями состава, строения, регионального метаморфизма, тектоники, магматизма.

В исторической смене формирования комплексов отражена необратимость эволюции геологических процессов (осадконакопления, тектоники, регионального метаморфизма, магматизма и др) и развития Земли в целом.

Изучение докембрия Средней Азии с геисторических позиций, с применением всех методов, какие обычно применяются при изучении осадочных толщ, в сочетании с анализом процессов полиметаморфизма и снятием его, показало плодотворность и перспективность направления, выдвинутого и развиваемого академиком А.Э. Сидоренко — изучения докембрия с позиций осадочной геологии.

### ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ ПЕРВИЧНОЙ ЛИТОЛОГИИ УЛЬТРАМЕТАМОРФИТОВ ДОКЕМБРИЯ ТАЙМЫРА

*Махлаев Л.В.*

Сибирский научно-исследовательский институт геологии,  
геофизики и минерального сырья-Красноярское отделение,  
МГ СССР

Прогресс, достигнутый в изучении литологии докембрия — несомненен. Однако, в подавляющем большинстве исследований рассматриваются толщи, уровень преобразования которых не выходил за пределы регионального метаморфизма. Хотя не менее половины объема древних комплексов сложено ультраметаморфитами, работы, анализирующие литологию исходного субстрата последних, все еще единичны. Несмотря на удачное начало, положенное таким исследованиям более четверти века назад Ю.А. Кузнецовым, определившим первичную природу гранат-гиперстеновых гнейсов и чарнокитов Южно-Енисейского кряжа, и Н.В. Фроловой, закартировавшей реликтовую слоистость в автохтонных гранитоидах Алданского щита, до сих пор большинству геологов даже мысль о возможности какой-либо расшифровки первичного состава субстрата мигматитов, не говоря уже о теневых гранитах, кажется абсурдной.

В этой связи могут представить интерес результаты изучения докембрийских мигматитов и гранитоидов Таймыра. Прекрасная обнаженность в сочетании с полной метаморфической зональностью позволяет проследивать в этом регионе гранитизируемые толщи до самых начальных стадий метаморфизма, что существенно облегчает воссоздание их первичной литологии. Послойное изучение разрезов в пределах зон наименьшей интенсивности преобразования (хлорит-серидитовая субфация), где в породах хорошо сохранились реликты первичных структур и текстур, показало, что в основании докембрия залегают метапелиты и алевролиты, сменяющиеся выше последовательно граувакками

(1500–2000 м) и известковистыми граувакками (1500–2600 м). Местами граувакки фациально замещаются метаандезитами и их туфами. Все эти породы интродуцированы дайками, силлами и малыми штоками метагабброидов.

В процессе прогрессивного регионального метаморфизма метапелиты были преобразованы последовательно в хлорит–серицитовые и хлорит–биотитовые филлиты, затем в биотитовые и гранат–ставролит–биотитовые кристаллические сланцы и далее в силлиманит–кордиеритовые гнейсы и сланцы. Вся гамму взаимопереходов нередко можно проследить шаг за шагом по простиранию одной пачки пород. Аналогичным образом установлена последовательность изменения граувакк: серицит–хлоритовый цемент сменяется хлорит–биотитовым, затем порода преобразуется в биотитовый сланец и далее в биотитовый плагиогнейс. Известковистые граувакки через цоизитовые и куммингтонитовые сланцы переходят в биотит–роговообманковые плагиогнейсы. Метаандезиты и их туфы преобразуются через актинолитовые порфиroidы в ферригастингситовые гнейсы, а метагабброиды – в альбит–эпидотовые и далее в полевошпатовые амфиболиты. Установлено, что все эти изменения являются изохимическими.

В зоне ультраметаморфизма эти породы преобразованы в мигматиты и автохтонные метасоматические граниты, которые по мере прогрессивного развития анатексиса сменяются реоморфическими мигма–гранитами и далее магматическими интрузивными гранитами, формируя классическую гранитную серию.

Автохтонные гранитоиды и мигматиты связаны с вмещающими их породами постепенными взаимопереходами, что позволяет, в большинстве случаев, с достаточной уверенностью определить какой именно тип гнейсов послужил субстратом при формировании того или иного гранитного тела или мигматитовой пачки. В то же время автохтонные гранитоиды зачастую связаны столь же тесными взаимопереходами с гранитами параавтохтонными (реоморфитами). Поэтому мы можем проследить последовательность изменений, происходящих с породами на разных стадиях ультраметаморфизма. В отличие от предшествующего (регионально–метаморфического) этапа здесь меняется не только структура, текстура и минеральные ассоциации, но и химический состав. При гранитизации фиксируется привнос кремния и калия и вынос магния, кальция и железа при неизменном содержании остальных компонентов. В дальнейшем составы любых пород меняются таким образом, что все более приближаются к гранитной эвтектике.

Если в автохтонных гранитах достаточно отчетливо выражена реликтовая слоистость различных порядков, включая унаследованную от флишoidных толщ ритмичность, что улавливается как при изучении обнажений, так и при детальном картировании массивов, то при последующих стадиях ультраметаморфизма преобразуемые массы становятся все более однородными (и структурно– и химически), пока палингенез не приводит к переплавлению, т.е. к полной гомогенизации исходного материала. И все же оказалось, что многие особенности последнего (соотношения главных петрогенных элементов, обогащенность специфическими второстепенными элементами, присутствие характерных породообразующих и аксессуарных минералов и др.) сохраняются на всех стадиях преобразования и наследуются даже мигматическими гранитами. Поэтому в каждой генетической группе гранитоидов (метасоматиты, реоморфиты, палингенно–магматические граниты) могут быть выделены петрографические разновидности, отвечающие различным исходным гнейсам.

Таким образом, единая гранитная серия подразделяется на параллельные ряды, каждый из которых объединяет продукты метасоматоза, реоморфизма и переплавления литологически однотипных исходных пород. Четко выражены три ряда: субщелочных глиноземистых (двуслюдных) гранитов, щелочноземельных глиноземистых (биотитовых) гранитов и щелочноземельных (биотит-амфиболовых) гранитов. Субстрат первого ряда - метапелиты, преобразованные к моменту гранитообразования в силлиманит-кордиеритовые гнейсы, субстрат второго - метаграувакки (биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы), субстрат третьего известковистые метаграувакки (биотит-амфиболовые гнейсы). Менее полно представлен ряд щелочных (гастингситовых) гранитов, формирующийся за счет метаандезитов, преобразованных в процессе регионального метаморфизма в ферри-гастингситовые гнейсы. Эти четыре гранитоидных ряда соответствуют упомянутым выше четырем главным группам первичных докембрийских пород Таймыра.

На треугольных диаграммах  $Al_2O_3 - Or - Q$  метасоматиты каждого ряда образуют обособленные поля рассеяния, реоморфиты тяготеют к котектическим линиям, магматические граниты группируются у тройного минимума. При этом составы последних близки составам экспериментальных расплавов, полученных Х. Винклером и Х. фон-Платеном при экспериментальном плавлении глин (первый ряд), граувакк (второй), известковистых граувакк (третий), что служит косвенным подтверждением правильности наших построений. Весьма существенно, что конечные члены первых трех рядов представлены наиболее распространенными типами гранитоидов, а субстратом их являются преобладающие типы геосинклинальных отложений. Не являются экзотическими породами и гастингситовые граниты.

В заключение следует подчеркнуть, что Н.Г. Судовниковым были выделены в докембрии Алдана гранитизационные серии, объединяющие продукты метасоматической гранитизации и частичного переплавления однотипных исходных гнейсов. Работами украинских геологов (Н.П. Семененко и др.) доказана возможность разделения гранитоидов Украинского щита на апопелитовые и апобазитовые. Н.Н. Амзинский выделяет среди магматических гранитоидов Алтая продукты переплавления пелитов и продукты переплавления граувакк.

Все эти факты свидетельствуют, что ряды, аналогичные выделенным нами на Таймыре, могут быть выделены и в составе гранитных серий других подвижных поясов. Их выявление и изучение позволит полнее охарактеризовать эволюцию вещества литосферы, раскрыть взаимосвязь таких казалось бы далеких процессов как литогенез, метаморфизм, ультраметаморфизм и гранитоидный магматизм.

Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт, МГ СССР

1. Вопрос о происхождении амфиболитов и амфиболовых плаггиогнейсов архея является дискуссионным. В каждом отдельном случае вопрос о том являются ли они первично-осадочными или первично-магматическими образованиями решается согласно общегеологическим и петрографическим критериям, путем сопоставления химических анализов с теми или иными породами. Предложены различные диаграммы, где породы того или иного происхождения образуют отдельные поля.

2. Автор работы поддерживает точку зрения, что в громадном большинстве случаев амфиболиты архея являются измененными первично-эффузивно-осадочными и эффузивными образованиями.

3. Для доказательства этого положения автором работы исследованы сравнительно с архейскими в значительной степени менее измененные микрозернистые амфиболиты и амфиболовые гнейсовидные сланцы поваровско-инжавинской серии центральной части Русской платформы. Последние по возрасту соответствуют породам михайловской серии КМА и гимольской фенноскандии.

4. Породы поваровско-инжавинской серии изменены в условиях фации эпидотовых амфиболитов. В них отчетливо различимы первичные признаки эффузивно-осадочных и эффузивных образований. Так, например, в микрозернистых амфиболитах разреза скв. I в Веневе видны контуры вкрапленников пироксена. Контуры вкрапленников и миндалин (иногда сплюснутых) обнаружены в микрозернистых амфиболитах и амфиболовых гнейсовидных сланцах в разрезах Букалова, Доргобужа, Пощехонья и Поваровки, что подтверждается приведенными микрофото.

5. Первичные признаки эффузивно-осадочных и эффузивных образований, наблюдаемые в породах, измененных в условиях фации эпидотовых амфиболитов, могут служить доказательством, что несколько более измененные в условиях амфиболитовой фации амфиболиты и амфиболовые плаггиогнейсы архея тоже произошли в связи с изменением эффузивных и эффузивно-осадочных образований.

6. В последнее время особенно часто говорится о происхождении амфиболитов в связи с изменением карбонатных пород — доломитов и известняков и мергелей, но карбонатные породы и измененные мергелистые (обогатенные слюдой и хлоритом мраморы) существуют самостоятельно в архейских и нижнепротерозойских образованиях.

7. Огромный размах эффузивной и эксплозивной деятельности, выявленный в отложениях венда, особенно в западной части, но и на всей Русской платформе, обилие эффузивных и эффузивно-осадочных пород в ятулли и других протерозойских образованиях позволяет предположить, что проявления магматизма были еще более значительны в более древних породах в архее. Это подтверждается широким распространением амфиболитов и амфиболовых плаггиогнейсов и на-

ходится в соответствии с общегеологическими представлениями. Химический состав эффузивов венда близок с таковым амфиболитов и амфиболовых плагиогнейсов.

## ПОРЫТАШСКАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА В РАЗРЕЗЕ ПОРОД ПЕЧЕНГСКОЙ СЕРИИ

*Скуфьин П.К.*

Геологический институт Кольский филиал АН СССР

Как известно, среднепротерозойские верхнекарельские вулканогенно-осадочные образования, объединяемые в печенгскую серию, залегают на размытых и гранитизированных нижнекарельских (тундровых) породах. В истории образования печенгской осадочно-вулканогенной серии выделялось четыре крупных двухчленных ритма (Загородный В.Г. и др., 1964). За последние годы, после детальных буровых работ, проведенных в южной зоне Печенгской структуры, удалось доказать наличие еще пятой, порыташской толщи, слагающей линейную полную структуру типа палеоавлакогена (определение палеоавлакогена дано в статье А.М.Лейтеса (1970) ), осложняющую южную часть Печенгской структуры. Эта линейная структура, которую, видимо, целесообразно отделить от собственно Печенгской структуры, сформировалась в пределах сферы влияния крупных глубинных разломов северо-западного простирания. Разрез порыташской толщи сложен преимущественно туфогенными и туфогенно-осадочными породами, связанными с извержениями магмы среднего состава, а также лавами андезитового и андезито-дацитового состава и в меньшей степени терригенными породами. Толща пронизана экструзивными телами андезитовых и андезито-дацитовых плагиопорфиритов. В целом, описываемые образования представляют собой ассоциацию, включающую целый комплекс экструзивных, лавовых, пирокластических и осадочных пород, имеющий суммарную мощность около 3 км и протянувшийся в виде невыдержанной полосы с северо-запада на юго-восток на протяжении 40 км, причем на флангах мощность пород толщи сокращается до 0,5 - 1 км (рис.1). В пределах этой полосы породы смяты в круглые продольные, опрокинутые на северо-восток складки, близкие к типу линейных изоклиналиных складок. Контакты пород толщи с вмещающими более древними образованиями печенгской серии сложные: с севера контакт субсогласный, аккорданный, с юга - резко несогласный, секущий.

Снизу вверх по разрезу в составе порыташской толщи выделяются:

А) Подтолща туфов среднего состава, с подчиненными прослоями туфитов (хлорит-карбонатных и графит-хлорит-карбонатных сланцев) и терригенных пород (графитовых, серпичит-графитовых и др. сланцев). Породы подтолщи пронизаны многочисленными субсогласными телами андезито-дацитовых плагиопорфиритов (известные плагиопорфириты района г.Порыташ). Мощность пород подтолщи достигает 1км, хотя в целом пласты пирокластических пород, слагающие ее разрез, отличаются крайней невыдержанностью по простиранию. Туфы сред-

него состава представляют собой серые мелкозернистые массивы, слабо рассланцованные породы. С прослоями туффитов и терригенных сланцев контакт постепенный. Структура туфов кристаллокластическая – обломки реликтовых, зональных кристаллов олигитклаза погружены в основную ткань слабо девитрифицированного стекла с характерными регулюковидными обломками вспененной лавы. Степень сохранности туфов со всеми характерными деталями их строения можно считать уникальной для докембрийских образований. Туффиты наблюдаются в виде незначительных по мощности (0,2 – 0,5 м) прослоев в верхней части разреза пород подтолщи. Местами породы подтолщи интенсивно тектонизированы – сланцы пронизываются согласно-секущими жилками кварц-карбонатного состава, по плоскостям сланцеватости происходит перетолжение графита, сульфидов, серицита, хлорита.

Б) Подтолще туффитов и терригенных сланцев, с подчиненными прослоями лав и туфов среднего состава. Мощность пород подтолщи достигает в центральной части описываемой территории 3 км (рис. I). С юга к породам подтолщи примыкает мощное дайкообразное тело андезитовых плагипорфиритов сложного строения (плагипорфириты района оз. Капля). Условно структуру по составу группы пород подтолщи можно разбить на следующие разновидности: 1. Лавы андезитового и андезит-дацитового состава, 2. Туфопесчаники, 3. Туфосланцы (хлорит-биотит-карбонатные и графит-хлорит-карбонатные), 4. Туффиты (хлорит-биотитовые и биотит-карбонатные сланцы), 5. Терригенные сланцы (серицитовые, графит-серицитовые и др.). Макроскопически эти породы представляют собой мелкозернистые сланцы серого, темносерого, зеленовато-серого и черного цвета, интенсивно тектонизированные и будинированные. В них широко проявились явления метаморфической дифференциации и перекристаллизации, приводящие к обесцвечиванию отдельных слоев сланцев и к появлению анхимономинеральных скоплений слоистых минералов в других участках.

Породы порьитацкой толщи венчают разрез супракрустальных образований печенгской серии. Характерные черты среднекислых вулканитов, развитых в ее составе, позволяют сопоставлять эти породы с субсеквентными вулканитами заключительных этапов развития подвижных областей.

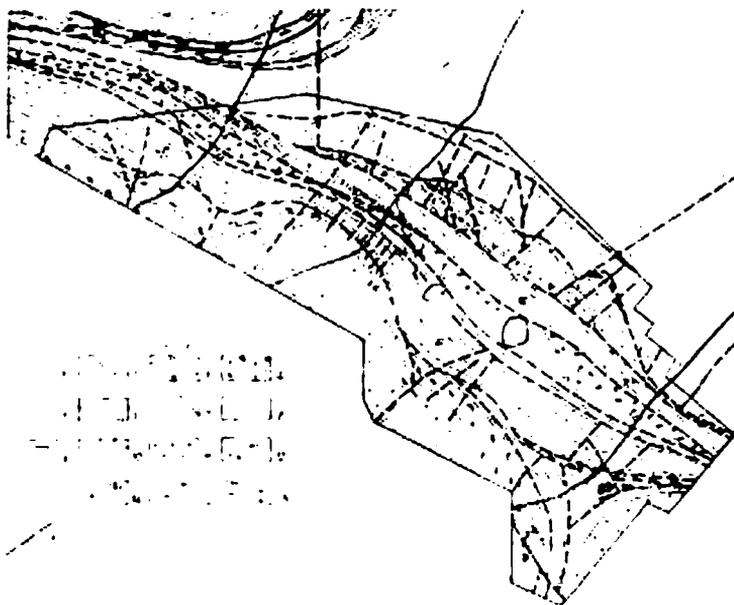


Рис.1. Схематическая геологическая карта южной части Печенгской структуры. Составлена с привлечением материалов СЗГУ. Контурами обведен участок совместных работ геологов Колфан СССР и СЗГУ.

Условные обозначения. Средний протерозой: 1 - Андезито-дацитовые плагипорфириты района г. Порьятта. 2. Расслаивованные плагипорфириты экструзии района оз.Капля. 3. Порьятская толща: а) нижняя подтолща (туфы и туффиты среднего состава), б) верхняя подтолща (лавы среднего состава, туффиты и терригенные сланцы). 4. Метатаббродиабазы. 5. Метадиабазы свиты пильгуйarvi. 6. Филитовидные сланцы свиты пильгуйarvi. 7. Метадиабазы свиты колос-йоки. 8. Метаморфизованные осадки свиты колос-йоки. 9. Основные и средние вулканиты свиты куэкс-ярви. 10. Метадиабазы свиты ахмалаhti. 11. Нижнепротерозойские граниты и гранодиориты куполовидных структур южного обрамления Печенгского синклиория. 12. Слюдяные сланцы неясного стратиграфического происхождения. 13. Сланцеватые амфиболиты неясного стратиграфического происхождения. 14. Двуслюдяные сланцы тундровой серии. 15. Архейские плагиграниты и гранито-гнейсы. 16. Зона влияния глубинных разломов - Порьятского (на севере участка) и Кассес-йоковского (на юге). 17. Дизъюнктивные нарушения.

СОСТАВ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД КУВАТАЛЬСКОЙ  
ТОЛЩИ ТАРАТАШСКОГО КОМПЛЕКСА (Ю.УРАЛ)

*Вронский Ю.С., Чиботарева Н.А.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального  
сырья, МГ СССР

Изучение состава архейских пород куватальской толщи тараташского комплекса, вмещающих залежи магнетитовых кварцитов, позволило выделить следующие их разновидности:

1. Кристаллические сланцы (салид-плагноклазовые, гиперстен-плагноклазовые, роговообманково-плагноклазовые с титанистой роговой обманкой, двупироксен-плагноклазовые и пироксеновые породы — существенно салидовые и существенно гиперстеновые).

2. Гранитоидные породы: а) гнейсо-граниты и гнейсо-плагногранаты, б) чарнокиты.

3. Гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы.

4. Тектониты (очковые милониты и ультрамилониты).

В разрезе куватальской толщи все перечисленные типы пород, а также руды занимают вполне определенное место. Авторам настоящей работы этот разрез представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Подрудная пачка, сложенная в основном гнейсо-плагногранитами.

2. Нижняя рудовмещающая пачка роговообманковых кристаллических сланцев, обычно гранитизированных и мигматизированных, с редкими прослоями чарнокитов. Эти породы вмещают линзовидные и пластообразные залежи куммингтонитовых и актинолитово-магнетитовых кварцитов мощностью от 4 до 65 м. Видимая мощность пачки от 700 до 1300 м.

3. Межрудная гнейсо-плагногранитная пачка. В отличие от подрудной она содержит повышенное количество (10—45%) кварца. Видимая мощность ее 230 — 320 м.

4. Верхняя рудовмещающая пачка пироксен-плагноклазовых кристаллосланцев, в верхних частях которой развиты гранатовые и биотит-гранатовые плагногнейсы. Характерным является присутствие железорудных залежей, расположенных на трех стратиграфических уровнях и залегающих согласно с вмещающими породами. Они сложены куммингтонит-магнетитовыми кварцитами, пироксен-магнетитовыми кварцитами и пироксеновыми рудами. Мощность ее до 520 м.

5. Надрудная пачка, представленная биотит-силлиманитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми и кордиеритовыми плагногнейсами. Вскрытая мощность ее до 70—80 м.

5. Надрудная пачка, представленная биотит-силлиманитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми и кордиеритовыми плагногнейсами. Вскрытая мощность ее до 70—80 м.

Исследование петрографических и химических особенностей пород, характера и типа разрезов куватальской толщи позволяет утверждать, что первично это были кремнисто-глинистые, кремнисто-глинисто-карбонатные, железисто-кремнистые осадки, пелиты, обогащенные каолином, а также вулканогенные

породы основного и среднего состава.

Изучение процессов метаморфизма пород куватальской толщи показало, что они являются полиметаморфическими. Авторы выделяют следующие этапы и фации прогрессивного метаморфизма и диафтореза:

I этап — прогрессивный региональный метаморфизм—гранулитовая фация, представленная различными кристаллическими сланцами и гнейсами. В особых термодинамических условиях породы гранулитовой фации подверглись частичному плавлению и гранитизации с образованием мигматитов и самостоятельных тел, отвечающих по составу нормальным гранитам и плагиогранитам.

II этап — регрессивный метаморфизм: 1) высокотемпературный диафторез—альмандиново—амфиболитовая фация — амфиболитизация пироксенов и превращение титанистой роговой обманки в голубовато—зеленую; 2) низкотемпературный диафторез—актинолитизация, биотитизация, эпидотизация, хлоритизация, оталькование, карбонатизация и окварцевание пород более высоких степеней метаморфизма.

Высокотемпературный диафторез имел региональное распространение, низкотемпературный диафторез проявился локально, в зонах разрывных нарушений. Для каждой из метаморфических фаций выделяются равновесные минеральные парагенетические ассоциации.

Источником метаморфизирующих растворов послужили сами метаморфические породы.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТИПЫ ФОРМАЦИЙ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

*Мирская Д.Д.*

Геологический институт Кольский филиал АН СССР

На основании комплексных исследований супракрустальных образований района Кейв и прилегающей территории получены новые данные о геологическом строении и формационном характере этих образований. Зона Кейв представляет собой многоступенчатое складчато—глыбовое сооружение супракрустальных толщ, выполняющее грабен в породах архейского фундамента. Породы зоны характеризуются разнообразными и специфическими формациями, четко запечатлевшими этапы геологического развития.

В строении зоны участвуют толщи, начиная с более древних: I— нижняя — мелкозернистых биотитовых гнейсов с базальными конгломератами в основании. Мощность десятки — первые сотни метров. Проблематична, встречается эпизодически в виде тектонических чешуй в обрамлении грабена. Возможно является терригенной толщей раннего палеогеосинклинального этапа. Вторая толща — средних и основных метавулканитов с подчиненными кислыми метавулканитами, туфогенно—осадочными породами и магнетитовыми сланцами. Мощность до 5—7 тыс. м. Это железисто—сланцевая спилито—андезитовая формация палеогеосинклиналь—

ного этапа развития. Выходит на поверхность в краевой юго-восточной части зоны, интенсивно дислоцирована в линейные складки субширотного простирания. Третья толща — лептитов-кислых метавулканитов. Мощность до 3 тыс. м. Первично смята в изометричные полого-купольные структуры, осложненные разрывной тектоникой. Это наземная лаварит-дацитовая формация повышенной щелочности орогенного этапа (периода антиклинального поднятия области). Четвертая толща — полимиктовых и аркозовых песчаников, гравелитов, конгломератов, часть двуслодных и мусковито-кварцевых сланцев и кварцито-песчаников. Залегает несогласно на лептитах с признаками коры выветривания и содержит обломки выветрелых пород. Это континентальная формация терригенных отложений и переотложенных кор выветривания позднеорогенного и начала платформенного этапа развития. В области Кейвского поднятия ее мощность десятки метров, в обрамлении (М. Кейвы) — до сотен метров, где она представлена синхронной молассоидной формацией.

Вычележащая кейвская серия кристаллических сланцев мощностью до 1000 м несогласно перекрывает лептиты или субсогласно — породы четвертой толщи, несущие признаки продолжающегося химического выветривания. По типу формаций серия подразделяется на: пятую толщу — платформенных континентальных формаций переотложения зрелой коры выветривания (пачки А, Б, В, Г) и шестую толщу — осадочных формаций начальной стадии активизации палеоплатформы (пачки Д, Е, Ж). Шестая толща залегает со слабым несогласием на породах пятой толщи.

Разрез венчается седьмой толщей — основных — средних метапорфиритов — метамандельштейнов, часть кислых метапорфиритов (мощность десятки метров) — андезит-базальтовой формации периода активизации палеоплатформы.

Породы, начиная с четвертой толщи и выше, смяты в линейные складки западно-северо-западного простирания. Они сохранились от эрозии в узких грабен-синклинальных структурах среди пород лептитовой толщи, имеющих наибольшее площадное распространение в современном эрозионном срезе зоны.

Возраст досланцевых толщ нижнепротерозойский, шестая и седьмая толщи формационно близки толщам среднепротерозойских прогибов.

Таким образом, палеоплатформенный режим в центральной части Кольского полуострова выявляется уже к концу нижнего протерозоя.

## ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

*Филатова Л.И.*

Московский государственный университет

1. В раскрытии особенностей седиментогенеза протерозойских толщ Центрального Казахстана, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, составляющих большую часть разреза докембрия региона, применялся формационный анализ.

базировавшийся на детальных стратиграфических и геолого-съемочных работах, изучении типов пород, текстурных особенностей пород и толщ.

2. Толщи нижней половины рассматриваемого интервала разреза, наиболее полно представленные на западе региона – в Удугау, образуют три формации – кварцито-филлитовую, дацито-кератофиро-лептитовую и зеленосланцевую базальто-спилитовую джеспилитоносную, фундаментом для которых служит комплекс кристаллических сланцев условного архея. На основании обилия вулканических пород – базальто-спилитовых (порфиритоиды, зеленые сланцы) и дацито-кератофириновых (порфириды, лептитоподобные альбитовые сланцы по туффидам), большой мощности ( II тыс.м) и структурного единства разреза данные формации понимаются как раннегеосинклинальные.

а) Специфична базальная кварцито-филлитовая формация, сложенная высокозрелыми терригенными породами – глинистыми, вероятно существенно гидрослюдистыми (серицитовые филлиты) и кварцевыми, от гсаммитовых до алевроитовых, с хорошей сортировкой и окатанностью реликтового обломочного материала (кварциты, серицито-кварцевые сланцы). Ее накопление происходило большей частью, за исключением конечной стадии, в обстановке мелководного бассейна, с выположенным рельефом дна. Области размыва, сопряженные с бассейном, характеризовались значительной пенецпленизацией.

б) Главным фактором седиментогенеза при накоплении двух последующих формаций являлся вулканизм. Он имел преимущественно подводный характер. В эффузивных порфиритоидах проявлена шаровая отдельность, текстура пиллоу, в основных и дацитовых туфах часта градационная слоистость. Толщи вулканитов включают мраморы.

В первую половину времени накопления каждой из двух вулканогенно-осадочных формаций в промежутках между импульсами вулканизма шло накопление высоkozрелых терригенных осадков, преимущественно тонкообломочных и глинистых, аналогичных тем, что оставляли исходные породы базальной кварцито-филлитовой формации. С вулканитами дацито-кератофириновой формации они тесно связаны, образуют ряд пород, имеющих постепенные переходы (альбитовые сланцы, в разной мере слюдястые и кварцевые), хотя слагают и самостоятельные интервалы разреза.

От базальто-спилитовых толщ эти породы резко ограничены. В базальто-спилитовой формации особенно обращает на себя внимание своеобразность парагенеза столь генетически различных членов разреза. При накоплении этих формаций продолжала существовать и сохраняла пенецпленизированный характер область размыва, поставлявшая терригенный материал еще при осадконакоплении базальной кварцито-филлитовой формации. Садка терригенного материала была длительной, а импульсы вулканизма, особенно базальтового, быстротечными.

Степень однородности условий осадконакопления на площади в первую половину времени образования каждой формации возрастала от дацито-кератофиро-лептитовой к зеленосланцевой базальто-спилитовой формации. Садка терригенного материала происходила, хотя и при непрерывном погружении (в породах редки признаки перемыва, преобладают очень выдержанные тонкопараллельные текстуры), но преимущественно в мелководной обстановке, на что указывают оолитовые и водорослевые текстуры в сопутствующих карбонатных и кремнисто-железистых породах.

Начиная с середины времени образования каждой из двух вулканогенно-осадочных формаций, обстановка осадконакопления менялась. Характерно периодическое достижение бассейном состояния компенсированности, появление терригенных пород, возникавших за счет разрушения самих вулканогенных образований формации (бластоосаммитовые, конгломератовые сланцы — продукты перемыва дацито-кератофировых вулканитов, зеленые сланцы по пелитовым туффитам, конгломератовые сланцы с галькой основных и кислых вулканитов и др.). Как при базальтовом, так и дацито-кератофировом вулканизме эта обстановка возникала при усилении вулканической деятельности. Базальтовый вулканизм при накоплении базальто-спилитовой формации в такие моменты дополнялся кислыми извержениями, частью по С.Б.Розанову, наземными. Длительность существования мелководной обстановки, интенсивность размыва местных поднятий нарастали импульсивно, одновременно в вулканизмом.

3. Верхняя половина колонны протерозоя, метаморфизованной в фации зеленых сланцев, представлена рядом формаций, рассматриваемых как образования поздней стадии развития геосинклинали. Это преимущественно вулканогенно-терригенные толщи с преобладанием кислых вулканитов, нарушенные перерывами и несогласиями, более выраженными в верху разреза, сопровождаемые внедрением гранитов. Особенно мощна (до 9000 м) и широко распространена липарито-порфиroidная формация, на востоке региона замещаемая кварцито-липарито-порфиroidной.

Преобладание, а на части площади исключительное развитие, в метаморфизованных вулканогенно-терригенных толщах среди первично терригенных образований кварцитов является особенностью данного ряда формаций. Накоплению кварцевых терригенных осадков, вероятно, способствовала кора выветривания, убыстрявшая дезинтеграцию размываемых пород. Но главным фактором явилась, по-видимому, устойчивая в течение длительного времени обстановка мелководного бассейна, сопряженного с областями размыва, в значительной мере внутрибассейновыми, обладающими уплоненным рельефом. Обстановка относительного мелководья выявляется и по характеру сопутствующих кварцитам порфиroidов (частичный перемыв кислых вулканитов, присутствие агнимбригов). Длительность условий, при которых формировались кварцевые терригенные толщи, паузы в кислом вулканизме были различными. Кварциты слагают среди порфиroidных толщ как отдельные горизонты в первые метры, десятки метров, так и мощные толщи, до 1000 и более метров. Маломощность горизонтов кварцитов среди порфиroidов еще более подчеркивает близость палеогеографической обстановки при терригенном и вулканогенном седиментогенезе.

Общая обстановка осадконакопления при образовании липарито-порфиroidной и кварцито-липарито-порфиroidной формаций — мелководность бассейна, малая расчлененность близлежащей суши — вероятно, характеризовалась стабильностью на большей территории Казахстана. Особым районом является Улутай. Здесь липарито-порфиroidная формация отличается от других районов присутствием подмиктовых терригенных пород, вплоть до валунных конгломератов, обособленных от кварцитовых толщ литологически и по разрезу. В их обломочном материале, кроме местных пород, присутствует чужеродная гранитная галька из области размыва, расположенной к западу от Улутай (Фалатова, Ялсукурт, 1971).

Накопление полимиктовых толщ связано с оживлением тектонических движений, появлением расчлененного рельефа. Показательна их сопряженность с базальтовыми вулканитами, очевидно отражающими активизацию тектонического режима региона. Характерно также, что именно улутаускому разрезу липарито-порфиroidной формации свойственно наибольшее проявление перерывов и несогласий.

Район Улутау характеризовался, таким образом, более сложным, чем на остальной территории, переменным режимом осадконакопления. Его специфику можно предполагать связанной с близостью к тектонически активной области на территории современного Тургайского прогиба.

Снизу вверх по разрезу липарито-порфиroidной формации Улутау происходит уменьшение роли полимиктовых толщ и возрастание кварцитовых, что свидетельствует о выравнивании во времени условий осадконакопления на территории всего Центрального Казахстана. Подобная направленность отмечается и в общем формационном ряду позднегеосинклинальных образований. Как результат предельного развития этих условий, нам представляется, следует рассматривать обстановку образования завершающей колонны метаморфических толщ кварцито-песчаниковой формации, для которой, однако, в последнее время высказывалось предположение о принадлежности самостоятельному, уже платформенному этапу развития региона (Шлыгин, 1967; Зайцев, 1968).

4. Сопровождение базальтового и дацито-кератофирового вулканизма высокозрелым аллохтонным терригенным осадконакоплением, практически равное, если не большее его проявление, по сравнению с терригенным осадкообразованием за счет внутренних поднятий, обычным в более поздних геосинклиналях, специфичны для седиментогенеза ранней стадии развития протерозойского геосинклинального прогиба Центрального Казахстана.

Другой характерной чертой является высокая зрелость большинства автохтонных терригенных образований (кварцитовые толщи), сопровождающих кислые вулканиты в ряду позднегеосинклинальных образований.

Указанные особенности седиментогенеза связаны, очевидно, с определенной зрелостью тектонического режима как при заложении, так и в ходе развития протерозойского геосинклинального прогиба Центрального Казахстана и, по-видимому, являются типичными для докембрийских геосинклиналей.

#### ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА В ИЗУЧЕНИИ ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА КОШЬКОГО ПОЛУОСТРОВА

*Немова Г. В.*

Геологический институт АН СССР

Изучение геологической истории Земли тесно связано с познанием докембрийского этапа ее развития, составляющего значительный отрезок времени. В настоящее время все более широко распространяется представление о том,

что основу щитов и докембрийских платформ составляют парапороды (Сидоренко, 1963), а не интрузивные массивы, как это считалось ранее. В связи с этим историко-геологический подход к изучению древних метаморфических толщ также, как применение литологических методов исследования (Сидоренко, Лунева, 1961), имеет решающее значение в установлении истории развития разных этапов Земли. А.В.Сидоренко обосновано принципиальное сходство ведущих геологических процессов от архея до современного этапа, в связи с этим "историко-геологический метод расчленения формаций должен быть принят как единый метод исследования земной коры за всю историю Земли от докембрия до кайнозоя" (Сидоренко, 1969).

Возможность применения историко-геологического метода показана на примере изучения докембрия Алданского щита (Фролова, 1955, 1962), Анабарского массива (Рабкин, 1959), Австралии, Канады (Уилсон, 1968). Благодаря работам Н.В.Фроловой в архее Алданского щита стало возможным выделять целостные серии отложений единого седиментационного цикла и определить закономерности фациальных изменений. Стратиграфический подход к изучению метаморфических комплексов позволил М.И.Рабкину для Анабарского кристаллического массива нарисовать стройную картину геологического строения, разработать схему стратиграфии, выделить в разрезе три комплекса отложений, отвечающих определенному типу осадконакопления и сделать выводы о первичном составе метаморфических пород.

В области метаморфизма и петрологии докембрийских образований Кольского полуострова был накоплен огромный материал, однако, не дающий представления о них, как о геологических телах. Вместе с тем многие метаморфические комплексы обладают признаками стратифицированных образований. Примером может служить гранулитовый комплекс Кольского полуострова, который в течение многих лет считался сложно построенной, глубоко метаморфизованной интрузией (Володин, 1953; Геология СССР, т. XXVII, 1956). Лишь только в последние годы появились работы, рассматривающие гранулитовый комплекс как стратифицированную толщу (Беляев, 1968, 1971; Сидоренко, Лунева, Немова, 1971), а отдельные разновидности пород, как первично-осадочные образования (Федкова, 1966, 1967; Горошенко, 1968, 1969<sup>1,2</sup>, Сидоренко, Лунева, Немова, 1971; Ивлиев, 1971). Эти представления о гранулитовом комплексе позволяют использовать историко-геологический метод в изучении этих пород.

В основе историко-геологического метода лежат выяснение состава, строения и взаиморасположения различных слоев, пачек и толщ горных пород, выяснение условий и исторической последовательности их формирования, приводящее в итоге к выделению формаций и восстановлению фаз тектонических движений, осадконакопления и метаморфизма. Осадочные породы в процессе прогрессивного регионального метаморфизма сохраняют форму своего залегания в виде пластов, имеющих различный состав и четкие поверхности разграничения. Поэтому изучение геологических взаимоотношений пород друг с другом и характера залегания в разрезе необходимо при исследовании метаморфических комплексов. Последние обнаруживают явные черты парапетаморфического комплекса, когда различные по составу породы залегают хорошо выраженными слоями, тянущимися параллельно друг другу на большие расстояния и при этом сохраняют

четко выраженные поверхности напластования, как осадочные породы, а не как тела отдельности магматических пород. Таким образом, в параметаморфических комплексах сохраняется стратификация, т.е. общий характер наложения толщ.

Гранулитовый комплекс Кольского полуострова представляет собой параметаморфический комплекс с хорошо выраженной стратификацией. Породы различного состава, составляющие комплекс, залегают в виде пластов, сменяющих друг друга в вертикальном разрезе. Пласты имеют более или менее однородное строение внутри и отграничиваются друг от друга ясно выраженными плоскостями наложения. Как и все другие осадочные тела, пласты хорошо прослеживаются по простиранию, имеют четкое падение, выдержанную мощность, значительно меньшую, чем протяженность пласта и часто образуют пачки чередующихся двух каких-либо разновидностей пород. Слоистый характер залегания подчеркивается хорошо выраженной пластовой отдельностью.

Изучение гранулитового комплекса с целью выяснения стратиграфической последовательности пород тектонической структуры проводилось в трех районах Кольского полуострова: в хр. Сальные Тундры, на водоразделе рек Лотты и Юри-Йоки и на Кандалакском побережье. Породы гранулитового комплекса этих районов образуют единую Сально-тундро-Колвицкую синклинорную структуру. Описанные стратиграфические разрезы как южного, так и северного крыла синклинория хорошо коррелируются между собой. Историко-геологический подход к изучению пород гранулитового комплекса, описание стратиграфической последовательности пород и сопоставление разрезов между собой позволили расчленить гранулитовый комплекс Кольского полуострова на четыре толщи: гнейсово-амфиболитовую, толщу кристаллических плагиосланцев, двупроксеновых кристаллических сланцев и гранулитов. Изучение взаимоотношений гранулитового комплекса с подстилающими толщами выявило его повсеместное залегание на гнейсах беломорской серии. Гранулитовый комплекс рассматривается нами, как самостоятельное стратиграфическое подразделение в общем разрезе раннего докембрия Балтийского щита. В пределах Беломорского тектонического блока Сально-тундро-Колвицкий синклинорий представляет собой структуру длительно го прогибания.

#### ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ ИМАНДРА-ВАРЗУТСКОГО КОМПЛЕКСА

*Бекасова Н.Б.*

Геологический институт Кольского филиала АН СССР

I. В разрезах осадочно-вулканогенных комплексов широко развиты осадочные обломочные породы граувяккового и вулканомиктового состава. В метаморфизованных толщах докембрия такие образования нередко рассматриваются как вулканогенные (туфоконгломераты, псефитовые и псаммитовые туфы), что затрудняет стратиграфическое расчленение, выяснение основных закономерностей раз-

вития осадочно-вулканогенных толщ и восстановление палеогеографической обстановки их формирования. Для выявления первичной природы таких пород, наряду с изучением текстурных и структурных особенностей, петрографического и химического состава, большое значение имеет анализ минерального состава тяжелой фракции, который нередко является решающим.

2. Изучение минерального состава тяжелой фракции обломочных пород имандра-варзугского осадочно-вулканогенного комплекса (средний протерозой Кольского полуострова), метаморфизованных в фации зеленых сланцев и реже амфиболитовой, позволило отнести целый ряд пород, ранее считавшихся туфогенными, к типичным осадочным образованиям и установить в общих чертах петрографический состав пород областей размыва.

3. В разрезе имандра-варзугского комплекса выделяется восемь осадочно-вулканогенных свит, слагающих четыре серии. Осадочные отложения каждой серии отвечают полному трансгрессивно-регрессивному циклу.

Первичная природа осадочных образований первой серии (нижние подсвиты романовской, рижгубской и сейдореченской свит), сложенной метасаммитами и метагравелитами серицит-кварцевого, кварцевого и аркозового состава, кварцевыми и полимиктовыми конгломератами и подчиненными им феллитами и карбонатными породами, не вызывает никаких сомнений. Тяжелая фракция отложений этой серии представлена комплексом минералов, типичных для пород гранитного ряда имандра-варзугского фундамента. Циркон, являющийся одним из основных компонентов тяжелой фракции, чрезвычайно разнообразен по своим типоморфным особенностям. Для каждой свиты характерно преобладание какой-либо одной его типоморфной разновидности, что позволяет уточнить петрографический состав размывающихся областей в разные периоды формирования серии.

4. Вторая серия, объединяющая полсарскую и умбинскую свиты, начинается с вулканомиктовых конгломератов и метасаммитов полсарской свиты, переходящих вверх по разрезу в алевропелитовые и пелитовые сланцы серицитового и хлоритового состава. Осадочные толщи умбинской свиты сложены карбонатными породами, содержащими линзы и гнезда обломочного материала, а также различными сланцами: углеродисто-кварцевыми, серицит-карбонатными, серицитовыми, серицит-хлоритовыми и хлоритовыми.

Вулканомиктовые конгломераты и метасаммиты полсарской свиты, состоящие преимущественно из обломков эффузивов кисло-среднего состава первой серии и редких обломков гранитов и метагравелитов, ранее рассматривались как туфогенные образования. Петрографический состав обломочного материала, а также анализ минералов тяжелой фракции и прежде всего типоморфных особенностей циркона, представленного четырьмя разновидностями по цвету и несколькими морфологическими типами, среди которых преобладают окатанные формы, позволили с уверенностью отнести эти породы к осадочным и предполагать их образование за счет размыва нижележащих толщ имандра-варзугского комплекса и, в меньшей мере, пород фундамента.

Линзы и гнезда конгломератов и псаммитов внутри карбонатных толщ умбинской свиты, состоящие из обломков сильно измененных магматических пород основного и ультраосновного состава, трактуются многими исследователями как туфовые образования. Основными минералами тяжелой фракции этих обломоч-

ных пород являются гематит, ильменит, магнетит и хромит, второстепенными — амфибол, пироксен, алмазиды, перовскит.

Комплекс минералов тяжелой фракции, характеризующийся резким преобладанием устойчивых компонентов, а также следы интенсивного изменения в самих обломках магматических пород (гематитизация, карбонатизация, хлоритизация, серпентинизация, оталькование и окварцевание) позволяют уточнить происхождение обломочных пород умбинской свиты и рассматривать их как осадочные породы типа граувакк.

5. Третья серия, включающая осадочно-вулканогенные образования Ильмозерской и панареченской свит, по строению и составу осадочных толщ сходна со второй серией. Она также начинается с вулканомиктовых конгломератов и псаммитов, отличающихся от полисарских более пестрым составом обломочного материала. Последний представлен различными эффузивными породами кислого-среднего и основного состава. Вещественный состав этих обломочных пород, в том числе и минералов тяжелой фракции, в значительной мере окатанных, дает основание относить эти породы к осадочным, сформировавшимся за счет размыва нижележащих горизонтов имандра-варзугского комплекса.

Изучение минерального состава тяжелой фракции отложений панареченской свиты, слагающей верхнюю часть серии и представленной пелитовыми, алевропелитовыми и псаммоалевропелитовыми сланцами различного состава, также позволило уточнить состав пород, служивших источником сноса в панареченское время.

Преобладание в тяжелой фракции пироксена, ильменита и апатита и преимущественно аркозовый состав легкой фракции дают основание полагать в панареченское время размыв, главным образом, гранитных пород фундамента.

6. Значение минералогического метода при изучении метаморфических толщ не ограничивается выявлением первичной природы метаморфизованных пород и реконструкцией петрографического состава областей размыва. С помощью этого метода решается еще целый ряд других важных вопросов палеогеографии, а также стратиграфии и поискового прогнозирования. Так, в имандра-варзугском комплексе с установлением осадочной природы вулканомиктовых обломочных пород отчетливо выявилось циклическое строение осадочных толщ. Это позволило уточнить схему стратиграфии и наметить основные закономерности формирования комплекса.

#### ОПЫТ ОЦЕНКИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА КАРЕЛИИ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА СОСТАВА АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

*Негруца Т.Ф., Негруца В.Э., Казак А.И.*

Ленинградский государственный университет  
Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, МГУ СССР

I. Среднепротерозойские осадочные образования в большинстве случаев

бедны терригенными минералами и содержат минералы весьма устойчивые к выветриванию (рис.1) Прочие тяжелые минералы пород области сноса, такие как гранат, роговая обманка и др. уничтожены при выветривании и не попадали в осадок. О крайне интенсивном выветривании на материке в среднепротерозойское время свидетельствует также интенсивная малаконизация и разложение цирконов. Интенсивность выветривания, судя по составу аксессуарных минералов, направленно уменьшалась к концу карельского времени.

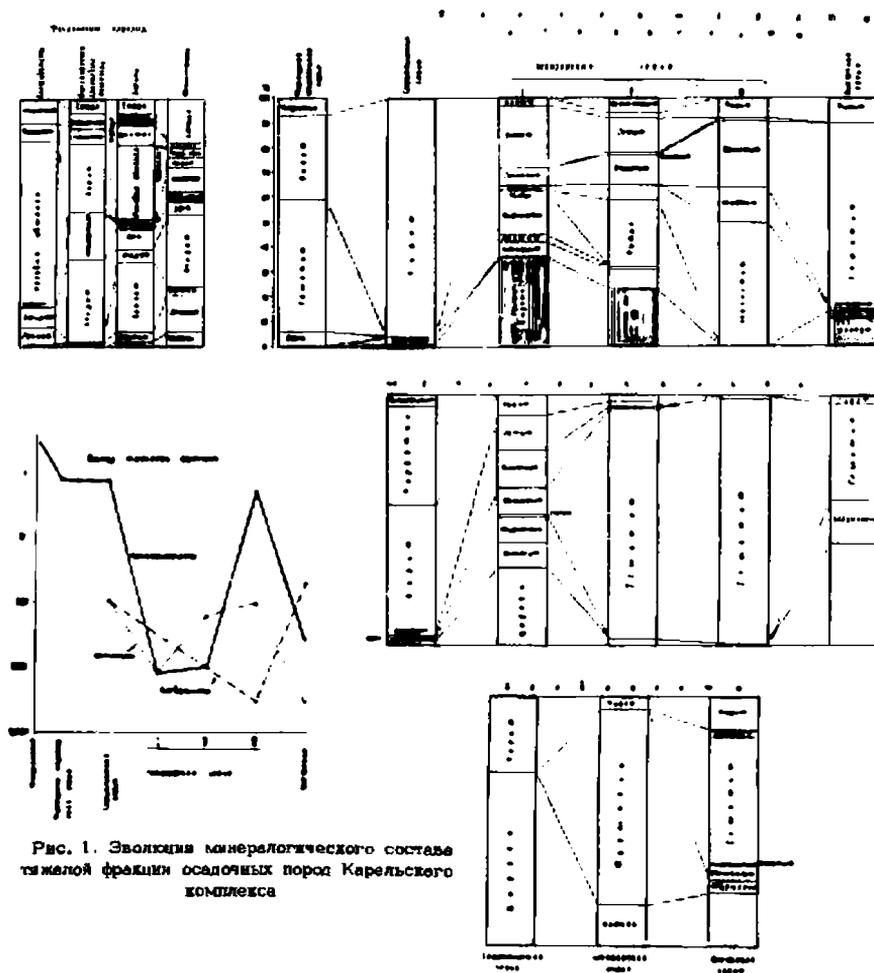
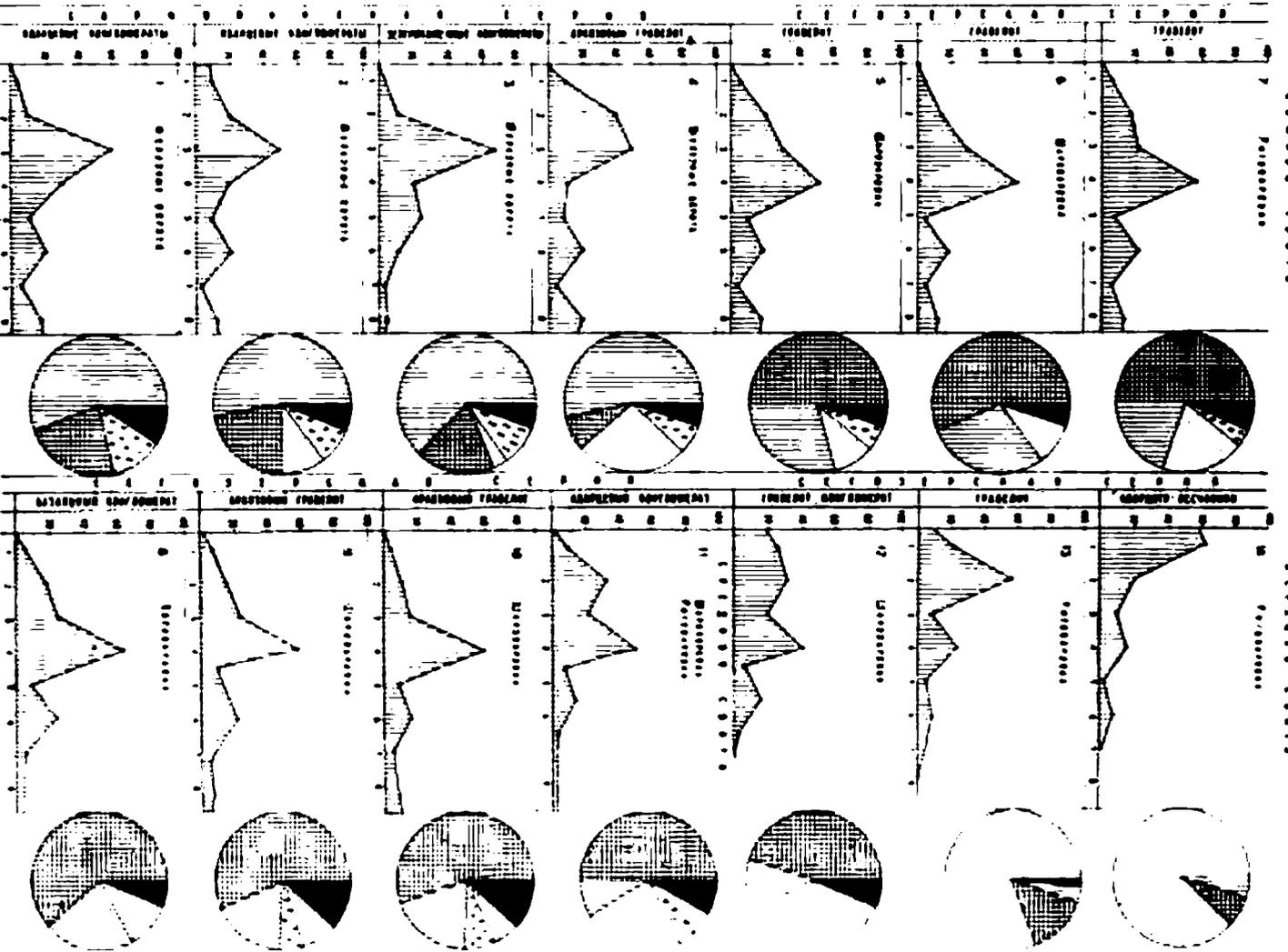


Рис. 1. Эволюция минералогического состава тяжелой фракции осадочных пород Карельского комплекса

Рис.1



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14

- 1. 100% - 100%
- 2. 100% - 100%
- 3. 100% - 100%
- 4. 100% - 100%
- 5. 100% - 100%
- 6. 100% - 100%
- 7. 100% - 100%
- 8. 100% - 100%
- 9. 100% - 100%
- 10. 100% - 100%
- 11. 100% - 100%
- 12. 100% - 100%
- 13. 100% - 100%
- 14. 100% - 100%

Fig. 2.

2. Судя по морфологическим типам цирконов и ассоциируемых с ними минералов, область сноса была сложена преимущественно гранитоидными и отчасти образованиями основного и ультраосновного состава. В начальный период формирования карельских толщ существенную роль в составе области сноса играли породы колчедановосной, а для Западной Карелии — железорудной формации. В Центральной Карелии в пределах водосборных площадей локально были развиты кристаллические сланцы и гнейсы, в том числе квантит-ставролитовые.

3. Область сноса располагалась в Центральной Карелии и распадалась на изолированные участки островного и полуостровного типа, особенно многочисленными и разнородными по составу в начале седиментационных циклов. В соответствии с этим, базальным горизонтом осадочных серий свойственно сильное изменение состава акцессорных минералов на площади. Для этих уровней территории Карелии может быть разделена на ряд минералогических провинций. Более высокие стратиграфические части каждой отдельно взятой серии отличаются однообразием состава акцессориев и единством минералогической провинции.

На всем протяжении карельского времени основные источники обломочного материала располагались в пределах Карельского массива. Беломорский блок в период карельского осадконакопления не размывался.

4. Весьма обильная аутигенная минерализация возникла за счет седиментационных ресурсов в дометаморфический период литогенеза; она указывает на первичное обогащение осадков тонкодисперсными элементами преимущественно железо-титанового ряда, т.е. на благоприятные геохимические условия для интенсивного выноса Fe и Ti с континента и их осаждения в условиях параллельной седиментации. Смена во времени сульфидного минералообразования окисно-гидроокисным соответствует эволюции геохимической обстановки седиментации и диagenеза от восстановительной в предятулийское время до окислительной в ятулийское время. Значительные концентрации аутигенного турмалина связаны с фациями мелководных застойных бассейнов.

5. Разновозрастные серии пород отличаются набором определенных комплексов акцессорных минералов и специфическими морфогенетическими признаками минералов (рис. 2). Поэтому ряд минералов (например, циркон) может быть использован в целях корреляции разрезов.

6. Изучение состава тяжелых фракций и детальный анализ морфогенетических признаков минералов метаморфических толщ дают возможность проследить этапы формирования осадочных пород карельского комплекса от стадии выветривания и осаднения до этапа метаморфизма и последующего гипергенеза. Помимо сведений о составе области сноса и дальности переноса обломочного материала они позволяют получить дополнительные сведения о характере выветривания в пределах области сноса и гидрогенетической обстановке осадконакопления и диagenеза. Последовательный анализ выхода и состава тяжелой фракции в литологическом ряду грубообломочные — тонкоотмученные породы позволял в ряде случаев уточнить и дополнить литологические данные о фациях осадконакопления.

7. Составленные впервые для Карелии погоризонтные минералогические схемы могут представить интерес для прогноза полезных ископаемых.

Горощенко Г. А.

Геологический институт АН СССР

Литолого-стратиграфическое изучение метаморфических пород включает минералогический метод. Специальное изучение минералов помогает определять генезис метаморфической породы и раскрывать процессы метаморфического превращения вещества. С помощью минералогических исследований нами получены доказательства осадочной природы большинства разностей пород гранулитового комплекса на Кольском полуострове. Подобные исследования являются частью широкой программы литологического изучения докембрия, предпринятого академиком А. В. Сидоренко. К сожалению, несмотря на большие возможности, минералогический метод не получил до сих пор широкого применения при исследованиях стратиграфии и литологии.

Признаком первично-осадочной природы метаморфических пород может служить наличие в них большого количества окатанных и обломочных форм минералов (циркон, монацит); регенерированных зерен, в которых хорошо различаются окатанные ядра (циркон, гранат); метаморфогенных псевдоморфоз по окатанным и аутигенным зернам (ильменит в рутил по лейкоксену). Наиболее устойчивым реликтовым минералом исходных пород в процессе метаморфизма оказывается циркон, реже в обломочных зернах встречаются рутил, монацит, гранат. Особенно полно разработан так называемый цирконовый метод изучения метаморфических образований. Удачным оказалось применение цирконового метода при реконструкции первичной природы метаморфических пород гранулитового комплекса.

В метаморфических толщах установлено неравномерное от слоя к слою распределение многих акцессорных и породообразующих минералов: первично магнетитового графита, силлиманита, дистена, скаполита, граната, циркона, апатита, монацита. Обогащение отдельных слоев глиноземистыми минералами (силлиманитом, дистеном) свидетельствует о наличии в исходном осадке большого количества глиноземистого вещества; присутствие в пироксеновых кристаллических сланцах от 5 до 20% метаморфогенного скаполита может свидетельствовать о засолоненности первичного осадка; обогащенность метаморфической породы обломочными и окатанными минералами тяжелой фракции доказывает ее терригенную природу. Перечисленные выше минералогические особенности являются не только доказательством первичной природы метаморфических толщ, но и указывают на вещественный состав первичного осадка.

Количественное содержание и химический состав отдельных минералов, присутствующих в слоях метаморфических пород, служат маркирующим признаком и могут использоваться при корреляции разрезов древних толщ. Возможность применения минералогического метода в корреляционных целях проверена на образованиях гранулитового комплекса. Так, гранулиты в зависимости от стратиграфического положения различаются по содержанию циркона, монацита, апатита, а пироксеновые кристаллические сланцы — по содержанию граната, скаполи-

та, циркона. Установлено, что маркирующим признаком некоторых пластов пироксеновых кристаллических сланцев является железистость гиперстена, значение которой выдерживается по простиранию пласта.

РЕЛИКТОВЫЕ ЦИРКОНЫ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ УРАЛА -  
КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЭПОХ РАЗРЫВА, ВОЗРАСТА И СОСТАВА  
ПОРОД ОБЛАСТЕЙ СНОСА  
Краснобаев А.А.

Институт геологии и геохимии им. акад.

А.Н.Заварицкого УНЦ АН СССР

Изучены реликтовые цирконы - ЦЦ - из докембрийских образований Урала, подразделение которых дается по опубликованным материалам (Геология СССР, 1969; Виноградов, Тугаринов, 1970) с учетом вновь полученных радиогеохронологических данных.

Описаны специфические признаки ЦЦ, позволяющие отличать их от округлых цирконов метаморфогенного происхождения или возникших при частичном растворении.

I. Тараташский комплекс ( > 2000 млн. лет )

ЦЦ в гнейсах и гранитоидах Тараташского комплекса присутствуют как в отдельных зернах, так и в виде ядер, окруженных метаморфогенной оболочкой. Для монофракций ЦЦ получены возрастные значения > 2600 млн. лет (  $\alpha$  -РВ метод; > 24000 млн. лет по  $U-Th-Pb$  методу ). Морфологические особенности цирконов показывают, что их источником служили кислые метаморфические породы (гнейсы, мигматиты), расположенные вблизи зон осадконакопления.

II. Башкирский комплекс

I. Бурзянская серия (1400 - < 2000 млн. лет)

ЦЦ песчаниково-конгломератовых отложений айской свиты различаются как по морфологическим признакам, так и по возрасту (от 1600 до 2200 млн. лет). Уверенно устанавливается "тараташское" происхождение части ЦЦ. Их исключительная окатанность, особенно в западных районах распространения отложений айской свиты, указывает на длительность перерыва между Тараташским и Башкирским комплексами.

2. Фратинская серия (1000-1400 млн. лет)

В кварцитах и песчаниках зигальгинской свиты присутствует несколько разновидностей ЦЦ. Постепенное уменьшение содержания ЦЦ при переходе к более южным площадям распространение кварцитов рассматривается как показатель возрастания расстояния от гнейсовых толщ - наиболее вероятных источниках этого минерала.

3. Каратаусская серия (650-1000 млн. лет)

Исследованы цирконы зильмердакской свиты, залегающей в основании каратаусской серии. Возраст разновидностей ЦЦ меняется от 1100 до 2200 млн. лет. Одни из источников древних цирконов служили породы Тараташского комп-

лекса; преимущественный сиос материала при этом был в южном направлении. Наблюдается сходство части РЦ с цирконами Рябининского и Бердяшского массивов гранитоидов. Данные возрастных определений ( $\sim 1400$  млн. лет) подтверждают этот вывод. Наиболее проблематичным остается источник цирконов с возрастом  $1100 \pm 100$  млн. лет, отвечающим гренвилльской тектоно-магматической эпохе. По особенностям строения эти цирконы наиболее близки цирконам кислых эффузивов. Допускается, что цирконы поступали из широко распространенных на западном склоне Урала лапаритовых порфиров машакской свиты и ее аналогов.

Рассмотренные данные показывают, что источники РЦ и условия осадконакопления в трех сериях Башкирского комплекса существенно различаются. Вверх по разрезу наблюдается постепенное исчезновение древних РЦ, снижается доля малоконидных разновидностей. Параллельно возрастает количество менее окатанного, более молодого циркона. Для отложений Бурзянской серии основное значение в качестве источников РЦ имели метаморфические породы, для каратауской — кислые эффузивы.

#### Ш. Ашинская серия (650–570 млн. лет)

РЦ Суванякского кварцито-сланцевого комплекса Урал-Тау (разрез по р. Суваняк) подтверждают правомочность корреляции его с отложениями Ашинской серии. Классификация цирконов по разновидностям использована для установления порядка напластования близких по составу пород (кварцитов). Новую разновидность РЦ составляют молочно-белые округлые цирконы метасоматического генезиса, источник которых должен находиться поблизости от зон осадконакопления.

#### IV. Такатинская свита (2.)

В континентальных отложениях такатинской свиты распространены РЦ с возрастом до 2400 млн. лет. По геологическим данным источником материала для такатинской свиты были карбонатные и терригенные породы протерозоя и венда восточной окраины Русской платформы и Полюдова Кряжа. Анализ геохимических особенностей РЦ показал, что из числа возможных источников этого минерала должны быть исключены породы гранитоидного состава (т.е. и гнейсы Русской платформы). Цирконам такатинской свиты наиболее близки по свойствам цирконы из кимберлитов Якутии и Африки. Поскольку цирконы являются генетическим спутником алмазов, предполагается поступление тех и других в осадочные породы за счет разрушения кимберлитов или подобных им горных пород.

Особенности РЦ могут быть использованы для оценки потенциальной алмазности отложений такатинской свиты (Иванов, 1967).

#### V. Восточный склон Урала

Район характеризуется почти полным отсутствием РЦ, что объясняется палеозойской перекристаллизацией докембрийских образований.

РЦ с возрастом 1800 млн. лет встречены в речных отложениях р. Салда (Средний Урал). Это единственная точка, где РЦ сохранились в "чистом" виде. Нахождение РЦ в ядрах метаморфогенных цирконов распространено среди гнейсов селянкиянской толщи Ильменогорского комплекса, возраст метаморфизма

которого оценивается в 2000 млн. лет. Обнаружение РЦ в кварцитах и филлито-видных сланцах Игитской свиты Ильменогорского комплекса противоречит представлениям о хомогенной природе этих отложений.

## МЕТОДИКА МОРФОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

*Шулешко И.К.*

Институт геологии и геохронологии  
докембрия АН СССР

1. Циркон является одним из самых распространенных акцессорных минералов литосферы. Его хорошая сохранность при метаморфизме (вплоть до гранулитовой фации), установленная не только эмпирически, но и экспериментальными исследованиями, делает этот минерал весьма перспективным для решения целого ряда важнейших проблем докембрийской геологии.

2. Установлено, что для извлечения цирконов с целью его морфологического изучения вполне достаточны пробы весом 0,5 – 1 кг, представляющие отражающие средний состав изучаемой породы.

Методика выделения цирконовых концентратов и дальнейшего изучения цирконовых зерен следующая: а) измельчение породы до фракции 0,5–0,25 мм. Наилучшие результаты получены при дроблении электрогидравлическим способом (гидроудар). При этом не происходит переизмельчение породы, идет параллельное дроблению обесшламливание протоочки, исчезают сростки акцессорных минералов с породообразующими; б) выделение неэлектромагнитной фракции; в) в зависимости от объема неэлектромагнитной фракции следует выделение цирконового концентрата в высокоплотных жидкостях сразу или в случае больших объемов фракции с предварительным обогащением на гравитационных разделителях; г) из усредненного концентрата отбирается подряд 200–300 зерен, исключая осколки. Такой объем материала, как правило, является представительным и обеспечивает надежность последующей статистической обработки наблюдений.

Одновременно с отбором изучаются следующие особенности зерен:

– форма и характер поверхности, позволяющие судить о первичной природе исследуемых пород, характеризующие степень окатанности, указывающие на наличие или отсутствие процессов растворения или регенерации цирконов в геологической истории пород;

– рабитусный тип зерен – определяется по комбинациям наиболее развитых простых кристаллографических форм и имеет значение при стратиграфических корреляциях и палеогеографических реконструкциях, характеризуя состав областей размыва и условия кристаллизации расплавов;

– линейные размеры (длина, ширина), а также  $K_u$  (отношение длины к ширине), что кроме характеристики данной пробы позволяют судить о первичной природе породы и дают основание для оценки степени окатанности зерен, длительности транспортировки и первичной зернистости перекристаллизованных пород;

- выросты, наросты, обрастания, ядра, сростки, двойники - позволяющие выделять различные генерации цирконового материала и имеющие большое значение при интерпретации радиологических возрастных значений пород;

- прочие особенности - прозрачность, степень метамиктности, наличие зональности, микровключения, цвет.

3. Для детальных изучений характера зональности, взаимоотношений наростов и обрастаний с зерном-хозяином, особенностей строения ядер, микровключений и других свойств цирконовых зерен, удобно пользоваться цирконовыми препаратами, где роль иммерсионной жидкости выполняет канадский бальзам. Для приготовления стабильного препарата отобранные зерна приклепляют канадским бальзамом к предметному стеклу и закрывают покровным. В таких препаратах зерна закреплены, что позволяет неоднократно рассматривать одно и то же зерно, вести микروفотосъемку, устанавливать его на Федоровском столике.

4. В настоящее время метод морфологического изучения акцессорного циркона применяется для восстановления первичной природы интенсивно метаморфизованных пород Восточно-Саянской складчатой области, Балтийского щита, а также для решения ряда литологических вопросов.

#### РЕЛИКТОВЫЕ ЦИРКОНЫ ПЕРВИЧНО ОБЛОМОЧНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

*Краснобаев А.А., Гвоздик Н.И.*

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР  
Московский Государственный Университет,  
геологический факультет

Изучались цирконы (более 100) проб из метаморфических толщ докембрия районов Улутау, Атасу - Моинтинского водораздела, Бетпак-Далы, Северо-Востока Центрального Казахстана и Кокчетавского массива.

Распределены реликтовые цирконы неравномерно. В кристаллических сланцах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма они составляют 10-20% от всего циркона, представленного главным образом метаморфогенными разновидностями. Часть реликтовых зерен присутствует в виде ядер, окруженных более поздней оболочкой полного обрастания. Породы зеленосланцевой фации метаморфизма - кварциты, кварцито-сланцевые blastosammitовые сланцы - содержат преимущественно реликтовый циркон. Лишь у единичных зерен наблюдаются небольшие выросты, свидетельствующие о крайне слабой регенерации реликтового циркона. В зонах, испытавших воздействие контактового метаморфизма, доля новообразованного циркона заметно возрастает.

Среди реликтовых цирконов можно выделить несколько разновидностей, отличающихся по минералогическим и физическим свойствам. Древние реликтовые цирконы  $C_1$  с возрастом 1,5-3 млрд. лет обычно полностью окатанные, шаровидной или яйцевидной формы, с густой малиновой окраской, шероховатой поверхностью

истирания, несовершенной кристаллической структурой (содержат до 15-20% метамиктной субстанции). Особенности строения некоторых кристаллов  $\text{Ц}_1$  позволяют предполагать, что они поступали в зоны осадконакопления при разрушении неизвестных в настоящее время паратейсов.

В породах, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, помимо  $\text{Ц}_1$  присутствуют бесцветные или слабо окрашенные реликтовые зерна  $\text{Ц}_2$ . Для них характерны меньшая степень окатывания (иногда сохраняются останцы граненой поверхности) и разнообразие особенностей внутреннего строения.

В пробах из основания разреза (жидинская серия)  $\text{Ц}_1 : \text{Ц}_2 = 4 : 1$ ; вверх по разрезу доля  $\text{Ц}_1$  постепенно снижается, и уже в кварцитах и сланцах майтубинской серии его количество не превышает 15-20%. В последнем случае сходство внутреннего строения кристаллов  $\text{Ц}_2$  с таковым цирконов порфирисидов указывает на связь первично осадочных пород с разрушением вулканогенных толщ данного разреза. Существование более глубокого и длительного перемыва, с которым связано образование кварцитовых горизонтов верхней части майтубинской серии (кумолинская свита Л.И.Филатова, О.В.Япаскурт), привело к некоторому возрастанию в них доли темноокрашенных цирконов  $\text{Ц}_1$ .

Особое внимание уделено цирконам кокчетавской серии и ее аналогов. В кварцитах собственно кокчетавской серии Кокчетавского массива цирконы подверглись перекристаллизации, частичному обесцвечиванию и потере зонального строения. Кварциты из аналогов кокчетавской серии на Северо-Востоке Центрального Казахстана содержат хорошо окатанные реликтовые цирконы с соотношением  $\text{Ц}_1 : \text{Ц}_2 = 1 : 10$ , причем  $\text{Ц}_2$  объединяет цирконы различного происхождения. Установлено сходство цирконов полевошпатовых кварцитов этого района с цирконами из кварцитов Атасу-Моинтинского водораздела более однородны; разновидность  $\text{Ц}_1$  не превышает 5-10% от общего количества; часть зерен подверглась вторичным изменениям, часть - содержат ядра более древнего материала. Кварцитовые сланцы кокчетавской серии Улутай по свойствам реликтовых цирконов подобны кварцитам кумолинской свиты.

Результаты показывают, что цирконы кварцитов кокчетавской серии и ее аналогов достаточно пестры по составу и строению и различаются в разных районах развития кварцитовой формации.

Данные, полученные при изучении реликтовых цирконов из метаморфических пород докембрия Центрального Казахстана, уточняют природу исходного субстрата, намечают возможные источники сноса материала.

КЛАСТОГЕННЫЕ ЦИРКОНЫ И МОНАЦИТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД  
УКРАИНСКОГО ШИТА, КАК КРИТЕРИИ ИХ ВОЗРАСТА И ГЕНЕЗИСА

*Щербак Н. П., Левковская Н. Ю., Половко Н. И.*

Институт геохимии и физики минералов АН УССР

Метаморфические породы в докембрии Украинского щита широко распространены от нижней части разреза конкско-верховцевской до самых молодых образований овручской серии. В соответствии с последней стратиграфической схемой, утвержденной межведомственным стратиграфическим комитетом в 1970 году, в докембрии Украинского щита выделяется 10 серий метаморфических пород: аульская, конкско-верховцевская, западно-приазовская, бутская, центрально-приазовская, тетереvская, ингульская, ингулецкая, криворожская, осницкая и овручская. Степень метаморфизма пород, входящих в состав названных серий, различная — от зелено-сланцевой до гранулитовой, но преобладают гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма.

Во многих районах Украинского щита процессы метаморфизма и гранитизации проявились многократно. Поэтому для выяснения стратиграфической последовательности указанных серий метаморфических пород важно знать генезис акцессорных минералов, особенно циркона, устойчивого к наложенным геологическим процессам.

Нами изучены акцессорные цирконы и монациты метаморфических пород четырех районов развития докембрия Украинского щита — Криворожского, Ингуло-Ингулецкого, Побужско-Подольского и Волынского.

Обломочные породы нижней свиты криворожской серии представлены метаморфическими песчаниками, кварцитами и конгломератами. В этих породах присутствует кластогенный циркон и монацит. Отчетливо устанавливается близкое минералогическое сходство, одинаковый изотопный состав свиты цирконов и монацитов из осадочных пород нижней свиты криворожской серии и плаггиогранитов и мигматитов, развитых на значительной площади восточнее криворожской зоны. В кластогенном материале нижней свиты криворожской серии отсутствуют акцессорные монациты, характерные для гранитов кировоградско-хитомирского комплекса, развитых западнее криворожской зоны.

В парagneйсах Ингуло-Ингулецкого района обычно наблюдается два типа цирконов: ранний — кластогенный и поздний, связанный с процессами метаморфической переработки осадков. В кристаллах поздней генерации часто заключены ядра реликтовых зерен циркона. Обычно ядро и регенерированная его оболочка резко отличаются по окраске и прозрачности.

В гранато-биотитовых, биотитовых гнейсах, кварцитах и пироксено-плаггиоклазовых кристаллических сланцах Побулья часто присутствует несколько разновидностей цирконов, в том числе окатанные зерна. В ассоциации пород кристаллический сланец — мигматит — чарнокит выявлено взаимоотношение между двумя разновозрастными генерациями цирконов. Более ранняя из них наблюдается в виде реликтовых образований среди поздней, генетически связанной с гранитизацией. В аллювиальных парagneйсах хорошо прослеживается

увеличение толщины оболочки регенерированных кристаллов циркона с возрастом гранитизации этих пород. С явлениями гранитизации связано появление монацита в парагнейсах. Различия в возрасте реликтового циркона и новообразованных циркона и монацита в парагнейсах иногда составляет 700—1000 млн. лет.

В слабо метаморфизованных песчаниках и кварцитах овручской серии выявлено несколько разновидностей кластогенного циркона. Преобладающая часть обломочного циркона из песчаников белокоровичской свиты по особенностям морфологии кристаллов, их окраске, изотопному составу свинца и абсолютному возрасту подобна цирконам из гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Аналогичное сходство наблюдается между цирконами кварцитов толкачевской свиты овручской серии и гранитов коростенского комплекса. Характерно отсутствие явлений регенерации кластогенных минералов, сохраняющихся в любых условиях метаморфизма, тогда как кластогенный монацит наблюдается лишь в слабо метаморфизованных породах. Явления регенерации монацита не были установлены вообще. Для циркона эти процессы получили широкое развитие, достигая максимальной интенсивности в условиях амфиболитовой фации.

## АЭРСМЕТОДЫ В ИССЛЕДОВАНИИ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

*Ожогин В. А.*

Геологический институт АН СССР

Аэрометоды дают возможность охватить единым взглядом значительные площади глубоко метаморфизованных пород и выделить региональные структуры метаморфических комплексов. Согласно положению, выдвинутому академиком А. В. Сидоренко (Сидоренко, Дунева, 1961; Сидоренко, Ожогин, 1968), по структурным особенностям глубоко метаморфизованных пород, которые читаются на аэрофотоснимках, можно судить об их первичном генезисе даже в том случае, если при наземных наблюдениях вопрос их происхождения не решается однозначно. В силу специфики аэрофотометода наличие первично-осадочных структур, отделенных на аэрофотоснимках, необходимо подтвердить комплексными литологическими и минералогическими исследованиями.

Такого рода работы выполнены в районе развития метаморфических и ультраметаморфических комплексов амфиболитовой фации Мурманского блока и в пределах выходов щелочных гранитов в верхнем течении реки Поной на Кольском полуострове.

В результате геологического дешифрирования аэрофотоснимков в районе пос. Ура-Губа, на одном из участков Мурманского блока, сложенного преимущественно гнейтоидными, выявлена куполовидная антиклинальная складка. При полевой проверке подтвердились данные геологического дешифрирования. Установлено, что определенная группа линейментов на аэрофотоснимках соответствует пластам амфиболитов и переслаивающимся с ними пластам биотитовых, биотит-

гранатовых гнейсов и железистых кварцитов на крыльях складки, ядро которой сложено плагио-микроклиновыми гранито-гнейсами.

Железистые кварциты залегают на амфиболитах и перекрыты породами более кислого состава — гранат-биотитовыми гнейсами. Такое положение железистых кварцитов в разрезе метаморфических толщ характерно для всей кольской серии на Кольском полуострове. Следовательно, железистые кварциты генетически или парагенетически связаны с этими породами, и вся толща амфиболитов, железистых кварцитов и гранат-биотитовых гнейсов представляет собой первично-осадочное образование, а сложенная ими структура является реликтовой структурой осадочного субстрата.

Плагиоклазовые и плагио-микроклиновые гранито-гнейсы, обнажающиеся в пределах исследованного района, в значительной степени утратили слоистую текстуру и только местами сохранили полосчатость, ориентировка которой совпадает с общим направлением структуры антиклинальной складки. На аэрофотоснимках выходов гранито-гнейсовых толщ улавливается общее направление складчатой структуры.

Напрямляется вывод, что в процессе метаморфизма и ультраметаморфизма толщи пород, слагающие рассматриваемый район, изменялись в зависимости от их первичного состава. Породы, близкие по составу к гранитам — осадочные аналоги гранито-гнейсов, превратились в гранитоподобные образования и в значительной степени утратили свой первичный облик. Породы, резко отличающиеся по составу от гранитов — осадочные аналоги амфиболитов и железистых кварцитов, сохранили свой текстурный рисунок и слоистое строение. Они могут служить опорными, маркирующими горизонтами при выявлении первичной структуры гранитизированного субстрата.

На аэрофотоснимках выходов верхнепонойских щелочных гранитов также выделяются складчатые структуры, которые согласуются с общим структурным планом вмещающих их метаморфизованных осадочных пород. Наблюдались постепенные переходы от складчатых структур, сложенных целиком щелочными гранитами к структурам, где щелочные граниты играют подчиненную роль среди метаморфизованных осадочных пород.

При полевых и лабораторных исследованиях выявлены следующие признаки образования щелочных гранитов в процессе щелочного метасоматоза по первично-осадочным породам: 1. Тела верхнепонойских щелочных гранитов занимают в разрезе метаморфизованных осадочных пород вполне определенное положение — они приурочены к толще гранат-биотитовых гнейсов. 2. Наблюдаются зоны постепенного перехода от гранат-биотитовых гнейсов к щелочным гранитам через магнетитсодержащие гранито-гнейсы, в зоне перехода сохраняются реликты полосчатости гнейсов и ее ориентировка. 3. Полосчатые текстуры щелочных гранитов в некоторых обнажениях и образцах сходны по рисунку с параллельной слоистостью осадочных пород. 4. Наличие новообразований циркона в верхнепонойских щелочных гранитах указывает на его метасоматический генезис. Мелкие округлые включения циркона в цирконе представляют собой циркон первично-осадочных пород. 5. Химический состав верхнепонойских щелочных гранитов, за исключением щелочей, соответствует составу первично-осадочных пород и достаточно близок к составу гранат-биотитовых гнейсов, вмещающих щелочные

граниты.

Выполненные работы подтвердили возможность и эффективность использования аэрофотометода для решения вопроса о первичной природе древних толщ, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, подвергшихся действию процессов ультраметаморфизма и метасоматоза.

О ВОЗМОЖНОСТИ РАСЧЛЕНЕНИЯ СЛОИСТЫХ, ТРУДНО ДИФФЕРЕНЦИРУЕМЫХ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ С ПОМОЩЬЮ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ  
РАЗНОМАСШТАБНЫХ АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ

(на примере Кейвского синклинория)

*Федоров Е. Е.*

Всесоюзный аэрогеологический трест, МГ СССР

1. В последнее время в центральной части Кольского полуострова Всесоюзным аэрогеологическим трестом проводились региональные геологические исследования на основе комплексного использования аэрометодов. В качестве полигона был взят Кейвский синклинорий и его обрамление.

До настоящего времени Кейвский синклинорий рассматривался как единая структура, выполненная двумя согласно залегающими комплексами пород: нижним - гнейсовым, представленным монотонной толщей биотитовых, гранат-биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, и верхним - сланцевым, сложенным мусковитовыми, клявитовыми и ставролитовыми сланцами и кварцитами. Вопрос о стратификации и первично осадочном генезисе пород сланцевого комплекса не вызывает сомнений, в отношении гнейсового - вопрос еще остается открытым, что связано с плохой обнаженностью на площадях развития гнейсового комплекса, однородностью состава и широким развитием в их пределах метасоматических процессов. Существуют предположения, основанные на изучении отдельных участков в основном в восточной части синклинория, о двух и трехчленном строении гнейсового комплекса. Часть исследователей рассматривает породы гнейсового комплекса как первично осадочные породы, другие - как существенно эффузивные.

2. На основании детального дешифрирования разномасштабных аэрофото- и радиолокационных материалов и полевой проверки результатов дешифрирования были выявлены следующие особенности.

1) Породы сланцевого комплекса Больших и Малых Кейв слагают узкие зоны, тяготеющие к крупным региональным разломам, далеко уходящим за пределы синклинория. Такие зоны наиболее четко видны на аэрофотоматериалах масштаба 1:100000.

2) Общий структурный план зоны развития Кейвских сланцев не совпадает с планом структур, сложенных породами гнейсового комплекса, что хорошо наблюдается на мелкомасштабных аэрофотоматериалах.

3) В ряде случаев отмечаются азимутальные и угловые несогласия между сланцевым и гнейсовым комплексами (масштаб аэрофотоснимков 1:25000 и 1:33000).

4) Между комплексами нередко наблюдаются тектонические контакты, хорошо фиксирующиеся как на крупно-, так и на мелкомасштабных аэрофотоматериалах.

5) В центральной и, частично, в восточной части синклинория, соответствующей наиболее высоким частям разреза гнейсового комплекса, выделяется полоса гнейсов, характеризующаяся на аэрофотоматериалах более светлым фототонном и своеобразным "морщинистым" рельефом. Полоса непосредственно примыкает с юга к Кейвским сланцам. Ширина ее 0,5—4 км, протягивается она в северо-западном близко к субширотному направлению примерно на 70 километров. Представлены гнейсы слоистой толщей, сложенной чередующимися между собой пачками мелко- тонкозернистых, среднезернистых (гравелитистых) нередко полосчатых, тонкослоистых гнейсов с характерной первичной слоистостью и отдельными гальками гнейсов и кварца. Отмечаются реликты, сохранившиеся косой слоистости. Эти особенности отличают ее от подлежащих монотонных гнейсов. Перечисленные выше факты свидетельствуют о первично осадочном происхождении по крайней мере значительной части верхов разреза гнейсового комплекса, а также о том, что сланцевый комплекс ложится на стратиграфически различные горизонты гнейсового.

Рассмотренная полоса гнейсов четко выделяется при дешифрировании аэрофотосхем и снимков масштаба 1:25000, а также на фотосхемах масштаба 1:100000.

6) В пределах поля развития гнейсов выделяются зоны интенсивно метасоматически измененных пород, тяготеющих к разломам. Породы в их пределах теряют первичную гнейсовидность и становятся ориентированными параллельно разломам, создавая ложное представление о внутреннем строении гнейсового комплекса.

7) Использование при дешифрировании наряду с аэрофотоснимками фотосхем различного масштаба дает возможность не только выделить на отдельных участках, но и достоверно очертить поля, зоны, характеризующиеся несколько отличным фотоизображением, которое в свою очередь обусловлено сменой состава или структурно-текстурных особенностей пород.

Приведенный выше пример применения аэрометодов при решении вопросов расчленения монотонных метаморфических толщ и вопросов их соотношения с другими комплексами может быть использован и для других регионов с широким развитием метаморфических пород.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ МАКРОСТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПО ДАННЫМ АЭРОМЕТОДОВ  
(опыт комплексного анализа)

Сидоренко С. А.

Всесоюзный институт минерального сырья, ИГ СССР

Использование комплекса аэрофотометодов при изучении осадочных толщ общепринято, дает прекрасные результаты и, обычно, не вызывает затруднений в процессе дешифрирования. Применение аэрометодов для магматических и в особенности метаморфических пород докембрия встречает большие затруднения и не получило столь широкого распространения.

Своеобразными особенностями областей развития глубокометаморфизованных пород докембрия, влияющими на возможность их дешифрирования, являются большая сложность геологического строения, степень однородности пород как первичная, так и создаваемая процессами метаморфизма; отсутствие резких цветовых контрастов между отдельными типами пород; сильная дислоцированность толщ и др.

Использование аэрометодов при исследовании геологического строения Кольского полуострова позволило в последние годы существенно по-иному охарактеризовать строение этого весьма сложно построенного региона (Бездетнов А.А. и др., 1967; Кошечкин Б.И., 1964; Павлицын Н.Д., Доливо-Добровольский А.В., Кошечкин Б.И., 1962; Павлицын Н.Д., Кошечкин Б.И. 1963; Прияткина Л.А., 1957) и выявить недооценку дизъюнктивных нарушений на существующих геологических картах. Применение аэрометодов расширяет возможности изучения докембрийских образований Кольского полуострова.

Породы гранулитового комплекса являются наиболее глубокометаморфизованными образованиями Кольского полуострова и труднее всего поддаются изучению их аэрометодами. Поэтому при проведении работ, в районе распространения гранулитового комплекса, в западной части Кольского полуострова с целью выяснения генезиса глубокометаморфизованных пород основного состава применялись аэрофотогеологические методы в сочетании с геолого-литологическими, геоморфологическими и петролого-геохимическими методами. В докладе рассмотрены аэрофотогеологические и другие методы изучения основных кристаллических сланцев, слагающих гранулитовый комплекс.

Гранулитовый комплекс представлен основными кристаллическими сланцами, плагиоклазовыми, гранат-плагиоклазовыми сланцами, двупироксеновыми плагиосланцами, гиперстеновыми, амфибол-гиперстеновыми, амфибол-биотитовыми, гранат-амфибол-биотитовыми гнейсами, основными и кислыми гранулитами, различными амфиболитами и прослоями эклогитоподобных гранат-пироксеновых пород, карбонатных пород, зеленых сланцев и гранат-кварц-полевошпатовых пород с кинитом и силлиманитом. По физико-механическим свойствам породы гранулитового комплекса и базальтового слоя земной коры близки и, в свете этого, выяснение природы пород комплекса, изучение макроструктур и текстур его особенно важно.

Породы гранулитового комплекса К.Д. Беляев (1971) считает метаморфизованными эффузивно-осадочными образованиями пород архейского возраста и разделяет на следующие толщи (снизу вверх): лувеньгскую, мощностью 300-600 м, кандалакшскую 500-900 м, белогубскую - 200-600 м, колвицкую 200-500 м, плоскотундровскую 200-400, порьегубскую 1000 м.

Вышеперечисленные толщи слагают поднятые массивы и обнажены достаточно хорошо. Использование аэрофотоматериалов позволило не только проследить толщи и отдельные пласты по простиранию, но и выявить признаки дешифрирования некоторых разностей пород. Породы гранулитового комплекса в течение долгого времени подвергались денудации, в результате чего образовался современный неплененизированный рельеф. При изучении аэрофотоматериалов было отмечено наличие квестообразных форм рельефа, мелких западин, отдельных скальных образований и изменение фототона поверхности. В процессе полевых наблюдений удалось выявить связь некоторых форм рельефа с обусловившими их геологическими и литологическими признаками пород.

Прослой карбонатных пород оказывается наиболее легко разрушаемыми, и образуют понижения в рельефе. Кислые гранулиты, гранат-биотитовые гнейсы с кианитом и силлиманитом тоже часто разрушаются раньше вмещающих их пород и преимущественно формируют понижения рельефа.

Наиболее устойчивыми к выветриванию оказываются основные темноцветные гранулиты, эклогитоподобные породы и некоторые мелко- и среднезернистые амфиболиты. Большая их устойчивость к выветриванию связана с плотностью равномерной зернистостью прослоев и отсутствием резких цветовых контрастов минералов составляющих породу.

Различие в выветривании разных по литолого-минералогическому составу пород кроме того подчеркивается характером растительности. Особенно это заметно в понижениях, что является совместно с фототонном достаточно устойчивым признаком, позволяя проследивать отдельные пласты и целые пачки на значительные (10-15 км) расстояния.

Разломы, зоны трещиноватости и флексуры, характеризующиеся повышенной обводненностью и часто понижениями в рельефе и дешифрируются по более темным вытянутым полосам растительности.

Литолого-минералогические признаки сходства и различия пород, которые видны не только при макроскопическом их изучении, но и при дешифрировании аэрофотоматериалов являются основой для разделения отдельных слоев и пачек пород.

Устойчивая выдержанность по простиранию на многие километры отдельных фотомаркирующих слоев и пачек пород, при постоянной их мощности, а также корреляция их в различных частях структуры свидетельствует в пользу их осадочного или осадочно-вулканогенного происхождения.

Применение комплексного использования геологических, аэрофотогеологических, литологических и геоморфологических методов при дешифрировании глубоко-метаморфизованных образований позволит более полно изучить геологическое строение гранулитового комплекса.

Захаревич К.В.

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР

1. При изменении физико-химических условий при тектонических процессах толщ и отдельные слои осадочных пород испытывают закономерные текстурные преобразования, выражающиеся как в изменении признаков, определяющих первичную осадочную текстуру, так и в возникновении вторичных - тектоногенных и метаморфогенных текстур. Исследования, проведенные на различных осадочных и осадочно-метаморфических сериях протерозоя Карелии, Северо-Байкальского нагорья, Восточного Забайкалья, работы советских и зарубежных исследователей, занимающихся вопросами литологии в других районах, показывают, что вследствие сходства преобразованных первичных и различного происхождения вторичных - псевдоосадочных текстур, необходима разработка полевых и лабораторных методов их отличия.

2. Текстурно-литологический анализ метаморфических парапород включает параллельное изучение закономерностей изменения признаков первично-осадочных текстур и образования псевдоосадочных текстур. Данное исследование посвящено, главным образом, второму вопросу, как наименее разработанному.

3. Псевдоосадочные текстуры возникают в результате искажения первично-осадочных текстур при деформации (в частности, сюда относятся переориентированные текстуры) и в результате химического или механического приспособления к первичным. Широкое распространение имеют также наложенные текстуры, несвязанные с особенностями первичного строения осадочных толщ и слоев.

4. Образование тех или иных типов псевдоосадочных текстур зависит от первичного химического состава пород, строения толщ и отдельных слоев, степени метаморфизма и наличия процессов наложенного метаморфизма, характера тектонических процессов.

5. По способу образования псевдоосадочные текстуры разделяются на механические, химические, химико-механические. Конкретный механизм образования той или иной текстуры, входящий в определенный генетический тип, может быть весьма специфичным. Каждой зоне метаморфизма соответствует свой тип псевдоосадочных текстур. Текстуры механического типа возникают в дометаморфические стадии преобразования, в условиях зеленосланцевой фации, весьма редко при постметаморфических деформациях. Текстуры химического типа образуются, начиная с условий низкотемпературной субфации амфиболитовой фации. В наиболее широком диапазоне термодинамических условий (от постдиагенетических стадий до ультраметаморфизма и гранулитовой фации) образуются текстуры химико-механического типа.

6. Физико-химические и тектонические текстурообразующие процессы контролируются особенностями первичного химического состава, структуры и текстуры слоев осадочных толщ. Литологический контроль определяет избирательность

проявления вторичного текстуробразования при одних и тех же термодинамических условиях, специфику вторичной текстурной анизотропии, образованной одним и тем же процессом. Реакционная способность вещества и пластичные свойства тех или иных слоев и их сочетаний меняются в процессе метаморфизма. Литологический контроль в этом случае проявляется опосредованно.

7. В связи с многообразием процессов метаморфической дифференциации, повсеместным развитием разнообразных по морфологии и происхождению мелких структурных форм, масштабы которых соизмеримы с мелкими и тонкими текстурами, наиболее широко распространены в осадочно-метаморфических комплексах псевдоосадочные текстуры, морфологически соответствующие внутренним текстурам слоев. Наличие псевдоосадочных текстур может существенно повлиять на правильность выводов об условиях формирования определенных слоев и, в конечном итоге, на литолого-фациальную и палеогеографическую характеристику всего осадочно-метаморфического комплекса. Особое значение имеет изучение псевдоосадочных текстур, возникших в дометаморфические стадии изменения и преобразованных метаморфизмом; в полиметаморфических комплексах, благодаря тому, что вторичные текстуры, возникшие в связи с равными стадиями метаморфизма и трансформированные в процессе образования вторичных текстур, связанных с последующими этапами метаморфизма, могут быть весьма сходными с реликтами первичных осадочных текстур.

Псевдоосадочные текстуры, морфологически соответствующие текстурам толи и существенно искажающие характеристические сочетания и взаимоотношения членов формационного парагенезиса, не имеют широкого распространения.

8. Приемы исследования происхождения той или иной текстуры метаморфических парапород включают широкий набор методов: от выявления в поле первичных текстурных признаков, выяснения морфологических соотношений наблюдаемой текстуры со структурой слоя или толщи, с элементами крупных и мелких структурных форм — до петрографического, химического, микроструктурного анализа в лабораторных условиях. Выбор комплекса методов зависит от конкретных признаков исследуемой текстуры, условий, характеризующих метаморфическую и тектоническую обстановку района.

9. Детальность реставрации морфо-генетических признаков первично-осадочной текстуры зависит от степени ее переработки, поэтому не всегда в глубоко измененных осадочных толщах имеется возможность различить осадочные и псевдоосадочные текстуры. Однако, применение анализа псевдоосадочных текстур позволяет с большей степенью достоверности использовать текстурно-литологический анализ при работе в осадочно-метаморфических комплексах.

О ВЛИЯНИИ ФУНДАМЕНТА НА СОСТАВ И ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ  
ПЛАТФОРМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКОЙ  
ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Верниковский В.Н., Яценко Г.М.*

Львовский Государственный Университет

Петрографическое, литологическое, геофизическое и геохронологическое изучение кристаллического основания Львовского палеозойского прогиба, вскрытого буровыми скважинами на глубинах от 1281 м (скв.Радовичи-1) до 3899 м (скв.Владимир-Волинская-1) и покрывающих его с угловым и стратиграфическим несогласием рифейских отложений платформенного типа позволяют высказать определенные суждения на возраст и взаимоотношения этих структурных подразделений, а также наметить особенности кристаллического основания, повлиявшие на последующий ход геологического развития. Строение фундамента для литологических исследований представляет тем больший интерес, что намечается определенная связь между характером слоистых образований основания и составом выполняющих прогиб платформенных отложений.

Кристаллическое основание Львовского прогиба сложено метаморфизованными и дислоцированными отложениями протерозоя и ассоциирующими с ними гранитоидами. Поскольку магнитное поле отражает внутреннюю структуру фундамента сформировавшегося в процессе консолидации, а поле силы тяжести, кроме того, содержит информацию и о современных структурно-петрографических его особенностях, не случайно, что скважинами в пределах оконтуренных по геофизическим данным полей метаморфических и гранитоидных пород на глубине были встречены соответствующие образования. Чередование сопоставимых по своим размерам гравитационных и магнитных минимумов, а также наличие в пределах Волыно-Подолья двух различно ориентированных систем полосовых аномалий, совпадающих с ориентировкой разломов позволяет выделить в составе фундамента два структурных яруса: нижний, более древний и верхний, различающихся между собой составом метаморфических пород и ассоциирующимися с ними гранитоидов и степенью метаморфизма первичных отложений.

Нижний структурный ярус охватывает большую, юго-восточную часть описываемой территории (верховья рек Иквы, Гогни, - притоков Припяти и верховья Серета, Стрыпи, - притоков Днестра). По геофизическим данным полосовые аномалии здесь простираются в северо-западном направлении. Метаморфические породы представлены амфиболитами, очковыми, биотитовыми и биотит-роговообманковыми сланцами, диопсидовыми и амфибол-диопсидовыми кристаллическими сланцами. Судя по наличию реликтовых обломочных структур, здесь встречаются метаморфизованные терригенные отложения; диопсидовые породы с кальцитом, исходя из состава, также являются осадочными образованиями.

Верхний структурный ярус, выделяющийся в северо-западной части региона, характеризуется вытянутостью контуров остаточных полей силы тяжести и магнитных аномалий преимущественно в северо-восточном направлении. Такую же ориентировку имеют и главные разрывные

нарушения, что позволяет предполагать общую северо-восточную ориентировку структур в этом районе. Контакт с нижним структурным ярусом проводится условно в северо-восточном направлении через район г. Луцка, по Луцкому разлому. Материалы по имеющимся скважинам позволяют вполне определенно утверждать, что кристаллическое основание здесь сложено преимущественно метаморфизованными эффузивными образованиями среднего и основного состава и продуктами их перекристаллизации — своеобразными порфировидными гранитоидами с вкрапленниками полевых шпатов и облекающей их основной тканью, сложенной эпидотом, биотитом, реже амфиболом, полевыми шпатами и кварцем, существенно отличающихся от пород нижнего структурного яруса.

Порфиороиды вскрыты скв. Радовичи-1 на гл. 1307 м. Близкие по структурным признакам породы более основного состава представлены в скв. Горохов-1 (3450—3477 м). Более сложный разрез представлен в керне Владимир-Волынской скважины (3899—3977 м). В его состав (по скважине сверху вниз) входят биотитовые сланцы, являющиеся, судя по реликтовым структурам и составу, метаморфизованными магматическими породами основного состава, мелкозернистые слюдистые сланцы с реликтовой обломочной структурой, представляющие собой метаморфизованные песчаники или туфы, биотит-роговообманковые метадиабазы, амфиболиты с гиперстеном, также являющиеся первично-магматическими образованиями и, наконец, биотитовые сланцы, первичную принадлежность которых определить не удалось. По данным Б. Я. Воловник, в составе этого разреза отмечаются, кроме того, высокоглиноземистые кордиеритсодержащие отложения.

Всем перечисленным выше породам можно найти аналоги в крайней северо-западной части Украинского щита: слоистые образования сопоставляются с кератофибро-диабазовой формацией, выделенной А. Я. Хатунцевой (1972), гранитоиды — с осницким интрузивным комплексом.

Таким образом, в отличие от метаморфических пород нижнего структурного яруса представленных преимущественно метаморфизованными осадочными образованиями, в верхнем преобладают первично вулканогенные породы. Судя по керну, породы верхнего структурного яруса имеют достаточно крутое залегание, а простирание, по геофизическим данным, северо-восточное, такое же, как и ориентировка соответствующих структур северо-западной части Украинского щита.

Радиологические данные, полученные по этому району в последнее время, свидетельствуют лишь о протерозойском возрасте описываемых образований (1200—1600 млн. лет). Однако, по всей видимости, эти цифры являются заниженными, указывающими на возраст вторичной микроклинизации, вызванной калиевым метасоматозом.

Наличие двух структурных ярусов в кристаллическом фундаменте отражается и в отложениях платформенного этапа. Границы распространения мощной (до 860 м) толщи красноцветных обломочных пород полесской серии, развитой в пределах Львовского прогиба и относимой к среднему-верхнему рифею, совпадают с контурами верхнего структурного яруса нижнего-среднего протерозоя. Максимальные мощности ее приурочены к погребенной протерозойской впадине, которая генетически связана с глубинными разломами. Предпосылкой возникновения шпанды, заполнявшейся терригенными

породами в условиях, когда земная поверхность представляла собой пустыню, служила уже сформировавшаяся к началу образования осадочного чехла сеть разломов обоих главных направлений – северо-восточного и северо-западного, заложенных в фундаменте Львовского прогиба. Накопление мощной толща кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников полесской серии контролировалось структурами кристаллического фундамента верхнего яруса. Это представляется не случайным и в полной мере может свидетельствовать о наследованности верхнепротерозойскими формами ниже-среднепротерозойских. Как и при становлении фундамента, основная роль в формировании осадочной толщи в верхнем протерозое принадлежала глубинным разломам северо-восточного направления. Разломы северо-западной ориентировки обусловили, по всей вероятности, ступенчатое замыкание погребенной протерозойской впадины, формирование которой началось, по крайней мере, в среднем рифее. Об этом свидетельствует абсолютный возраст габбро-диабазов, залегающих в песчаниках полесской серии, который составляет  $1100 \pm 50$  млн. лет. Литологические особенности пород полесской серии, выражающиеся в преимущественном развитии в нижней части (около 300 м) алевросаммитов, а в верхней – песчаников преимущественно средне- и разномерных, местами переходящих в гравелиты, позволяет расплести её на две толщи, к границе которых приурочены вулканические образования. По-видимому, причиной различия послужила тектоническая деятельность на рубеже 1100 млн. лет, являющемся весьма существенным в протерозойской истории платформ северного полушария (Салоп, 1964). Новые подвижки по уже сформированным в раннем протерозое разломам северо-восточного направления, обусловили сохранение полесской серии и проявление магматической деятельности.

Определенная связь с погребенной протерозойской впадиной, выполненной образованиями полесской серии, отмечается и в распределении по площади вулканогенных пород волянской серии. Глубинные разломы, наложившие ясный отпечаток на историю развития протерозойской впадины, служили и в это время магмаподводящими каналами. Абсолютный возраст базальтовых пород волянской серии составляет 500–600 млн. лет. Это может свидетельствовать, что окончание структуры завершилось в конце верхнего протерозоя.

Таким образом, заложение древней погребенной впадины северо-восточного простираения было подготовлено еще среднепротерозойским этапом (радиогеологический возраст пород около 1600 млн. лет). Несмотря на завершение геосинклинального развития в среднем протерозое, состав и структурный план платформенных отложений верхнего протерозоя, в значительной мере определяется строением фундамента, что в свою очередь обусловлено длительным существованием глубинных разломов.

*Абдулин А. А., Касымов М. А., Рийконен О. А., Русин А. И.*

Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева  
АН КазССР

Докембрийские образования в Мутоджарах обнажаются в крупных антиклинорных структурах (Восточно-Мутоджарская и Орь-Илекская структурно-формационные зоны). В Орь-Илекской зоне они представлены первично-осадочными и частью вулканогенными породами, превращенными в зеленые и кристаллические сланцы (аксуйская и збетинская свиты), происхождение которых не вызывает существенных разногласий у большинства исследователей. Значительные трудности возникают при выяснении первичной природы древних толщ Восточно-Мутоджарской зоны. Докембрийские образования подразделяются здесь на вжно-мутоджарскую (таскоринская и аккенжинская свиты) и талдыкскую (кандыкаринская и борлинская свиты) серии, сложенные различными типами амфиболитов, гнейсов, кварцитов и реже кристаллических сланцев. Породы метаморфизованы преимущественно в условиях альмандин-амфиболитовой фации. Регионально проявлены процессы мигматизации и наложенной калишпатизации.

Реликты первичных осадочных текстур в метаморфических толщах Восточно-Мутоджарской зоны сравнительно редки и устанавливаются в основном в верхних частях разреза, для которых характерно некоторое уменьшение степени метаморфизма (до эпидот-амфиболитовой фации). Это параллельная и косая слоистость, бластоцсаммитовые структуры и окатанные зерна циркона в лейкократовых гнейсах кандыкаринской свиты. В большинстве же случаев, детальное картирование, наблюдения над характером распространения отдельных пластов и толщ, изучение их контактов и петрографические исследования не позволяют однозначно судить об осадочном, либо магматическом происхождении пород. Требуют осторожности и попытки выделения ритмичной микроцикличности в мигматизированных гнейсах и амфиболитах.

Использование петро- и геохимических методов, предлагаемых различными исследователями (Н. А. Доморацкий, 1968; П. Ниггли, 1956; Н. П. Семенов, 1966 и др.) для выяснения исходной природы метаморфических толщ, приводит зачастую к противоречивым результатам и подтверждает имеющиеся мнения (Н. Л. Добрецов и др., 1970; А. В. Сидоренко и др., 1972) о недостаточности существующих методик для уверенного разделения первично-осадочных и магматических образований.

Таким образом, изучение глубокометаморфизованных регионально-мигматизированных образований докембрия Мутоджар показало, что выяснение их первичной природы представляет сложную, не всегда однозначно решаемую задачу. Вопросы выбора наиболее рациональных и разработки новых методик при таких исследованиях требуют дальнейшего всестороннего обсуждения. В тоже время, первичное происхождение менее метаморфизованных толщ, при использовании всего комплекса современных методов исследования, устанавливается достаточно определенно.

# В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ.

О ТИПАХ МЕТАМОРФИЗМА И О ЗНАЧЕНИИ ИЗУЧЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО  
МЕТАМОРФИЗМА ДЛЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОКЕМБРИЯ

*Лунева О.И., Сидоренко А.В.*

Геологический Институт АН СССР

1. Литологическое изучение метаморфических толщ докембрия показало широкое развитие в строении щитов первично осадочных в разной степени метаморфизованных пород и возможность применения литологических методов при их исследовании. Выяснилось, что среди докембрийских осадочно-метаморфических комплексов присутствуют все известные в фанерозое типы осадочных пород — обломочные, глинястые, хемогенные, в том числе соленосные, а так же породы обогащенные органическим веществом.

2. Установление типов осадочных пород в разрезах докембрийских метаморфических комплексов связано с изучением характера и степени их метаморфических преобразований. После "снятия" метаморфизма и перевода осадочно-метаморфической породы в осадочный эквивалент можно используя методы фашиального и формационного анализа восстановить историю геологического развития изучаемого региона и палеогеографические условия времени осадко-накопления для любого отрезка как протерозоя, так и известного нам архея.

3. На первых порах развития литологии докембрия мы оперировали группой метаморфических пород, которые сохранили многие видимые первичные признаки осадочных пород и поэтому было легко перевести их в соответствующие осадочные аналоги. В настоящее время настала очередь изучения глубоко метаморфизованных пород, в которых в силу конвергентности признаков трудно распознать те или иные осадочные либо вулканогенно-осадочные эквиваленты. Для этого требуется более глубокое понимание процессов метаморфизма.

4. Ныне существующие представления о метаморфизме сдерживают дальнейшее его исследование. Эти представления уже не соответствуют накопленному большому фактическому материалу по геологии докембрия щитов. Назрела необходимость рассмотрения типов метаморфических преобразований вещества, разработки классификации метаморфических фаций и метаморфических пород не только в зависимости от термодинамических условий их преобразования, но и в зависимости от их исходного состава и особенностей текстуры. Для дальнейшей работы литологам необходимы схемы метаморфических фаций для разных

типов метаморфизованных осадочных пород, так как схема фаций не может быть универсальной для различных по генезису и составу геологических тел, преобразованных даже в близких физико-химических условиях.

5. В настоящее время одним из сдерживающих факторов понимания истории развития земной коры на протяжении более, чем 3,5 млрд. лет является слабая изученность истории и слабая разработанность теории метаморфизма докембрийских образований. Только на основе новой четкой классификации типов метаморфизма и схемы метаморфических фаций конкретных типов осадочных горных пород с учетом всех их индивидуальных особенностей, можно воссоздать историю геологического развития земной коры в архее и протерозое, в том числе историю метаморфических преобразований слагающих ее пород.

6. Метаморфические преобразования докембрийских комплексов шитов предлагается подразделять на следующие типы:

I. Региональный метаморфизм, всегда прогрессивный независимо от количества фаз (этапов), всегда изохимический.

II. Локальные типы метаморфизма - контактовый и дислокационно-гидротермальный - могут быть как прогрессивными, так и регрессивными с приносом или выносом вещества, реже изохимическими.

7. Минеральные ассоциации в регионально метаморфизованной породе определяются ее исходным составом в слое, пласте, пачке, толще в зависимости от ее текстурной неоднородности и термодинамических условий метаморфизма.

8. Состав каждого минерала в условиях регионального метаморфизма отражает прежде всего состав породы в каждом пласте, слое, слойке во взаимосвязи с другими минералами этого пласта, слоя, слойки. Возникающие в соседних слойках, слоях, пластах минеральные виды и их особенности различаются при одних и тех же термодинамических условиях в зависимости от особенностей состава исходной породы.

9. В процессах изохимического регионального метаморфизма осадочных пород метаморфическая дифференциация вещества крайне ограничена и не уничтожает, несмотря на перекристаллизацию, первичного слоистого и тонкослоистого строения пород и толщ даже при самой высокой степени метаморфизма. Процессы метаморфической дифференциации и перекристаллизации не выходят за пределы самых тонких слоев и слойков исходной осадочной породы.

10. Тонкое и всестороннее изучение регионального метаморфизма на предлагаемой основе позволяет обоснованно восстанавливать типы исходных осадочных пород и тем самым открывает пути фациального и формационного анализа метаморфических толщ докембрия шитов, восстановления палеогеографических обстановок далекого прошлого и создания полной картины геологической истории регионов в ранние этапы развития земной коры.

ПРОБЛЕМА СОХРАННОСТИ ПЕРВИЧНОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД  
ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

(состояние проблемы и возможные пути ее решения)

*Хильтова В.Я., Лобач-Жученко С.Б., Петров Б.В.,*

*Крылов И.Н., Шулешко И.К.*

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР.

1. Решение вопроса поведения петрогенных и малых элементов при региональном метаморфизме имеет первостепенное значение для формационного анализа метаморфических пород, теории метаморфогенного рудообразования, интерпретации геохронологических данных.

В настоящее время влияние регионального метаморфизма на поведение петрогенных и малых элементов трактуется по-разному. По мнению одних исследователей (Судовиков, 1964; Ведицславинский, 1967; Другов, 1968; Маракушев, 1971 и др.) изменение химического состава пород начинается уже в фации зеленых сланцев, и чем выше степень метаморфизма, тем более существенные преобразования происходят в их химическом составе. Другие исследователи считают, что в процессе метаморфизма, включая верхи амфиболитовой фации, в валовом составе пород изменений не происходит, кроме потерь летучих компонентов (Shaw, 1954; Fahzing et al., 1957; Heier, Adams, 1965; Lambert, Heier, 1968; Mehnert, 1969; Хильтова и др., 1969; Лобач-Жученко и др., 1972; Ронов и др., 1972; Сидоренко и др., 1972; Кележинская и др., 1970).

2. При проведении петро- и геохимических исследований важными моментами являются:

а) правильный выбор объекта исследований. Сложная геологическая история большинства метаморфических комплексов требует прежде всего выбора района, где породы претерпели один этап метаморфизма. Наложенные процессы способны изменить петрохимические и геохимические особенности прогрессивного регионального метаморфизма. Наиболее надежными породами для выяснения поведения элементов при метаморфизме являются глины и эффузивы, для которых не свойственны колебания состава на площади, столь характерные для обломочных образований;

б) правильная методика отбора проб, дающая наиболее корректные данные. По мнению авторов такой методикой является равномерное опробование площади;

в) при изучении петрохимии и геохимии пород по средним данным количества элементов должны пересчитываться на объем породы в разрезе, что исключает колебания элементов в пробах, связанные с непостоянством мощностей в складчатых толщах.

3. Авторами было исследовано, на основе сравнения анализов средних проб отдельных элементов ритмов и характерных литологических горизонтов, данных по усредненным химическим анализам и карт тренд-поверхностей элементов, влияние на поведение петрогенных и малых элементов:

а) прогрессивного регионального метаморфизма умеренных делений на три-

мере метаморфической зональности Северо-Байкальского и Патомского нагорий, метаморфизма низких давлений на примере Северного Прибайкалья и б) высокотемпературного диафтореза на примере юго-западного Прибайкалья, кольской серии и Патомского нагорья.

Установлено, что прогрессивный региональный метаморфизм для петрогенных элементов протекает в условиях близких к изохимическим вплоть до зоны ультраметаморфизма. Такие условия имеют место в различных по химическому (пелиты, мергели, карбонатные породы), литологическому (пелиты, песчаники) составу породах и в породах различной первичной природы (осадочные и эффузивные породы).

Малые элементы при прогрессивном метаморфизме ведут себя дифференцированно. В породах разного химического состава, метаморфизованных в одних условиях, подвижными оказались различные элементы. В породах одного химического состава, метаморфизованных в разных типах метаморфизма по давлению, одни и те же элементы почти всегда ведут себя одинаково.

4. При диафторезе пород гранулитовой фации в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации содержание в них ряда петрогенных элементов подвергается изменению:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  - увеличивается, а  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  - уменьшается.

Из малых элементов в этих условиях было изучено поведение  $\text{R}_6$  и  $\text{S}_7$ . Установлено увеличение содержания  $\text{R}_6$  во всех изученных породах и понижение отношения  $\text{K}/\text{R}_6$  даже для тех пород, в которых петрографически диафторез еще не обнаруживается.

Разный характер поведения элементов при прогрессивном региональном метаморфизме и диафторезе, а так же химическая неоднородность многих метаморфических пород на площади приводят часто к противоречивым выводам исследователей относительно петрохимии и геохимии пород при метаморфизме.

#### О СТЕПЕНИ СОХРАННОСТИ ПЕРВИЧНОГО СОСТАВА ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД ПРИ РАЗВИТИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

*Летников Ф.А., Шкандрий Б.О.*

Институт земной коры СО АН СССР, г. Иркутск

Проблема сохранности первичного состава докембрийских пород, подвергшихся впоследствии метаморфическим преобразованиям, является одной из актуальнейших, поскольку с ней связаны не только реконструкция литологии докембрия, но и вопросы метаморфогенного рудообразования и эволюции вещества коры в целом.

Последовательный переход осадочных пород докембрия через различные зоны метаморфизма - от зеленосланцевой до гранулитовой обуславливает изменение их фазового и вещественного состава. Причем если процесс изменения минерального состава является общепризнанным, то вопрос о сохранности первичного облика литологических разностей и данной толщи в целом весьма дискуссионен.

Нарастание степени метаморфизма сопровождается ростом температуры, общего давления, снижением активности кислорода, уменьшением  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ , общего водчества воды в породе. То есть, это по сути дела, в первую очередь, процесс обезвоживания, когда вместе с флюидом, породы покидает целый ряд элементов, свойственных для каждой фации метаморфизма. Следовательно, для пород различных фаций метаморфизма должен быть характерен вполне определенный

состав флюидов, которые частично будут изменяться в зависимости от индивидуальных физико-химических особенностей отдельных пластов в данной толще пород. Для проверки этого предположения нами на специальной высокотемпературной хроматографической установке был произведен анализ газово-жидких включений в докембрийских породах Кочетавской глибы, когда в сферу изучения были вовлечены породы зеленосланцевой, амфиболитовой, гранулитовой фации, а также эклогиты.

Определялись  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $C_2H_6$  и  $H_2O$  эти же образцы были проанализированы количественными методами на  $Ta$ ,  $U$ ,  $Be$ ,  $Sn$ ,  $U$ ,  $K$ ,  $Na$ ,  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Cs$ ,  $Pb$ ,  $Ca$ .

Из полученных данных следует ряд выводов:

1. В составе газово-жидких включений происходит закономерное уменьшение  $H_2O$  от зеленосланцевой к гранулитовой фации, когда в гранулитах и эклогитах  $H_2O$  на 1-2 порядка меньше, чем в кварцитах или кварц-сланцевых сланцах. В этом же направлении отмечается тенденция роста во флюиде  $CH_4$  и  $CO$ .

2. Весьма характерна тенденция к выравниванию состава флюидов в пределах одной толщи пород, относимой к определенной фации метаморфизма. Иными словами, фиксируется выравнивание состава флюидов в объеме метаморфизируемой толщи при заданных  $P$  и  $T$ .

3. В отличие от флюидов редкие и рассеянные элементы не характеризуются склонностью к равномерному распределению по разрезу толщи, а каждая литологическая (или вернее петрографическая) разность несет определенную гамму свойственных ей элементов.

На основании аналитических, экспериментальных и термодинамических расчетных данных делается вывод о том, что метаморфизм докембрийских осадочных толщ приводил к выносу из пород одних элементов и накоплению других. В общем виде степень проявления этой тенденции определяется  $P$ - $T$  условиями процесса с одной стороны и энергией связи данного соединения в минералах породы, определяемой величиной химического сродства.

Элементы с низким сродством к кислороду, фтору, бору (и в меньшей мере к сере) по мере роста  $T$  и  $P$  будут испытывать тенденцию к выносу по вектору уменьшения градиента температуры и давления. Элементы, для которых химическое сродство к перечисленным выше анионам велико, будут накапливаться в породе. В итоге можно наметить следующие этапы эволюции докембрийских осадков в ходе их метаморфизма:

1) В фации зеленых сланцев по мере перехода к эпидот-амфиболитовой (интервал  $150-350^{\circ}C$ ) происходит вынос воды, хлора, брома, мода, частично селена и в меньшей мере теллура и серы. Переходит в подвижное состояние ртуть, мышьяк, частично сурьма, серебро и золото. Общая сорбционная емкость породы снижается.

2) В эпидот-амфиболитовой фации ( $350-500^{\circ}C$ ) продолжается вынос воды и всех вышеперечисленных элементов, к которым присоединяется рубидий, цезий, медь, висмут.

3) Амфиболитовая фация метаморфизма ( $500-750^{\circ}C$ ) характеризуется контрастностью в отношении разделения элементов на две группы, здесь процессы выноса проявляются довольно резко и уже ощутимо накопление редких земель, циркония, тантала, ниобия, бериллия и вынос (кроме перечисленных) меди, кобальта и частично никеля. Алумосиликатный и карбонатный каркас метаморфизируемых толщ остается практически неизменным.

4) Гранулитовой фации метаморфизма ( $T$  750–850°C) свойственна тенденция к весьма глубокому преобразованию пород и именно здесь начинает претерпевать существенные преобразования алмосиликатный каркас породы. Переход от каркасных и слоистых силикатов к островным и цепочечным при резком дефиците  $H_2O$ , приводит к отчетливому выносу кремнезема, калия, натрия, рубидия, цезия, лития и накоплению магния, кальция и проблематично алюминия. Из этой зоны имеет место вынос большей части кальцифильных элементов, а также олова, свинца, цинка, марганца и молибдена.

Таким образом, наиболее резкое изменение первичного состава метаморфизируемых пород происходит в гранулитовой фации.

Все сказанное отнюдь не означает, что должна иметь место стерилизация пород в отношении перечисленных элементов. В данном случае мы лишь подчеркиваем степень проявления тенденции к выносу или концентрации того или иного компонента породы. Огромное значение для реализации этого процесса будет иметь форма нахождения данного элемента в породе. Если например рубидий сорбировал на поверхности минерала, то энергия активации перевода его в раствор будет минимальной, если же он входит в слюдах в межпакетные слои, то эта энергия возрастет, а если он заключен в полевых шпатах, то для перевода его в подвижное состояние надо затратить еще большую энергию и т.д. В силу этого обстоятельства в породах одинаковой степени метаморфизма, но разного петрографического состава содержания малых элементов различны.

Поскольку по мере усиления степени метаморфизма количество флюида в породе резко снижается, то уже в амфиболитовой, а тем более в гранулитовой фациях должна ощущаться "нехватка" флюида для транспортировки всех склонных к миграции компонентов, ибо миграция элементов по вакансиям, дислокациям, микротрещинам и микропорам в "сухих" условиях свершается крайне медленно и не может привести к массовому переносу компонентов.

Таким образом, проблема степени сохранности первичного состава докембрийских пород при метаморфизме при всей своей сложности должна решаться с учетом термодинамических параметров каждой фации метаморфизма, склонности элементов к миграции или концентрации в этих условиях, флюидного режима процесса и петрографическим составом пород. Ибо пренебрежение одним из этих факторов может привести к неверным выводам по реставрации первичного литологического и геохимического облика докембрийских пород.

#### ПРОБЛЕМА СОХРАНЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И МАСШТАБЫ МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА

*Глебовицкий В.А., Савельев А.А.,  
Московченко Н.А., Прияткина Л.А.*

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР

I. Решение проблемы миграции вещества при метаморфизме имеет большое значение для формационных исследований осадочных комплексов докембрия. Применение литолого-геохимических методов при изучении осадочно-метаморфических толщ дает возможность выявить закономерности выветривания и седиментации в древнейшие эпохи развития земной коры, установить эволюцию внешних

условий, в которых происходили эти процессы, определять закономерности осадочной дифференциации вещества, металлогеническую специализацию осадочно-метаморфических комплексов.

2. Для оценки масштабов изменения первичного состава пород при метаморфизме используются следующие методы: а. Литологические исследования. Изучение текстур осадочно-метаморфических толщ, направленное на выявление степени изменения первичноосадочных текстур при биметасоматических реакциях. б. Корреляционный анализ, основанный на выявлении и анализе седиментационных корреляционных связей между элементами в метаморфических породах. в. Метод прямого сравнения составов метаморфических пород с их предполагаемыми осадочными аналогами. г. Сопоставление составов пород (средних составов или состава одного литологического горизонта) одной и той же толщи (слоя) из разных зон метаморфизма. д. Парагенетический анализ, позволяющий установить степень закрытости системы при метаморфизме. Следует отметить, что каждый из этих методов в отдельности может дать лишь частичное решение вопроса.

3. Метод изучения степени изменения первичноосадочных текстур дает возможность заметить процесс миграции породообразующих элементов и оценить степень изменения каждого слоя, но только в осадочных толщах, сильно дифференцированных при седиментации.

4. Корреляционный анализ и прямое сравнение составов пород с их предполагаемыми осадочными аналогами часто дают хорошие результаты при определении первичной природы метаморфических пород и условий образования исходных осадков, если они сочетаются с литолого-палеогеографическими исследованиями. Ограниченность этих методов заключается в невозможности установить те изменения состава древних осадков, которые связаны с общей эволюцией процессов седиментации. Метод прямого сравнения составов кроме того не позволяет установить наличие метаморфогенной миграции элементов, масштабы которой не выходят на диаграммах за пределы поля составов, характерного для данного литологического типа пород (поле песчаников, поле глин и т.д.).

5. Сравнение составов пород одной и той же толщи из разных зон метаморфизма позволяет в ряде случаев решить вопрос о изохимическом характере метаморфизма этого типа в определенном районе. Вместе с тем, если изменение состава от зоны к зоне происходит, причина этого методом сравнения не устанавливается. Изменение состава пород может быть связано в данном случае как с процессами перераспределения вещества при метаморфизме, так и с первичной седиментационной неоднородностью осадочных пород.

6. Анализ минеральных парагенезисов метаморфических пород дает возможность установить характер системы, в которой происходят те или иные преобразования, и выделить из числа породообразующих элементов наборы инертных компонентов, химические потенциалы которых не являются факторами равновесия, а зависят от исходного их количества в породах, и которые испытывают лишь незначительную миграцию внутри слоев. Необходимо иметь в виду, что рассматриваемый метод дает возможность охарактеризовать лишь непосредственно наблюдаемые преобразования, но не позволяет судить о предшествующих изменениях пород.

7. При парагенетическом анализе устанавливаются наборы вполне подвижных компонентов, химические потенциалы которых задаются во внешней среде, а их содержание в породах определяется величиной этого фактора равновесия. Масштабы изменения первичного состава осадочных пород не связаны прямо

с термодинамическими условиями метаморфизма, а зависят от степени развития процессов метасоматоза (во всех фазах метаморфизма) и от развития процессов магматического замещения (в зонах амфиболитовой и гранулитовой фазий). Метасоматоз, связанный с метаморфизмом, наиболее интенсивно развивается в зонах разломов и вдоль складчатости осевой поверхности складок в том случае, если этапы деформаций и метаморфизма совпадают во времени. Тема метасоматитов всегда обладает зональностью, изучение которой позволяет установить ряд подвижности компонентов.

8. Процессы регионального метаморфизма приводят к общему изменению состава первично-осадочных комплексов пород, а так же к дифференциации вещества внутри них. Но эти преобразования осуществляются не фронтально, а избирательно, приурочиваясь к определенным структурам, причем существует возможность оценить масштабы миграции вещества. В ряде случаев применение всей совокупности перечисленных методов не дает ответа на вопрос о наличии или отсутствии процессов перераспределения вещества.

### О СОХРАННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

*Головенко В.К.*

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт,  
МГ СССР

Взгляды исследователей на степень подвижности породообразующих химических элементов в процессе регионального метаморфизма резко различны. Ряд крупнейших знатоков метаморфических пород и процессов метаморфизма (У.Гребенманн и П.Ниггли, А.Харкер, В.С.Соболев, Ф.Дж.Тернер и Дж.Ферхуген и др.) указывали, что собственно метаморфические процессы протекают без существенных изменений валового химического состава осадочных пород (за исключением воды, углекислоты и некоторых других летучих компонентов). Другая группа исследователей, особенно после работ П.Лапалле-Арга и Н.В.Фроловой, придерживается взглядов, что при региональном метаморфизме изменения исходного химического состава пород весьма значительны и происходят повсеместно и закономерно в зависимости от возрастания степени метаморфизма.

Вопрос о сохранности исходного химического состава имеет первостепенное значение при изучении метаморфизованных глинистых отложений докембрия, поскольку эти отложения являются наиболее распространенными среди осадочных образований и в то же время наиболее чувствительными к процессам метаморфизма.

Сторонники представлений о значительном перемещении вещества при региональном метаморфизме для доказательства своих выводов используют, как правило, не химический состав определенных и разновозрастных генетических типов пород конкретных регионов, а усредненный состав, полученный простым суммированием химических составов пород совершенно различного генезиса и возраста. Слишком обобщен и в значительной мере искусственно производится и построение рядов пород, отвечающих последовательно возрастающим ступеням регионального метаморфизма (по присутствию или отсутствию минералов-

индикаторов). Построенные таким образом ряды (например, ряд "глинистые сланцы - гранулиты" у П.Лапады-Арга) уже заранее предопределяют те "изменения" химического состава метаморфизованных пород, о которых говорят сторонники указанной точки зрения. В связи с этим представляется методически более правильным рассмотреть поведение главных химических элементов при нарастающем региональном метаморфизме на примере конкретной и одновозрастной толщи.

Чрезвычайно благоприятным объектом для этой цели являются метаморфизованные глинистые отложения пурпольской свиты тепторгинской серии Патомского нагорья. Глинистые породы слагают четко обособленную подсвиту, залегающую между двух толщ кварцевых песчаников, весьма устойчивы в формационном отношении и распространены на значительной площади, легко выделяясь даже в удаленных разрезах. Метаморфизм пород пурпольской свиты постепенно возрастает от самых низких ступеней зеленосланцевой фации на окраинах нагорья до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций во внутренних его районах. Первоначально средняя подсвита была представлена каолинитовыми глинами с незначительным содержанием щелочных и щелочно-земельных элементов во всех разновидностях пород, что также является весьма существенным моментом для выяснения вопроса, существует ли принос указанных элементов с возрастом степени метаморфизма.

Для сравнения был проанализирован химический состав четырех групп пород, отвечающих последовательно возрастающим ступеням регионального метаморфизма - глинистых (диаспор-хлорит-пирофиллитовых), серпидит-пирофиллит-хлоритовидных, дистен-хлоритовидных и гранат-дистен-ставролитовых (иногда с сидлиманитом) сланцев. Изучение и сравнение результатов анализ показал, что химический состав глинистых отложений пурпольской свиты в процессе возрастания степени метаморфизма вплоть до амфиболитовой фации изменяется очень слабо. Наблюдается лишь некоторое уменьшение количества кремнезема (который выносится в кварцевые жилы) и, в связи с этим, увеличивается относительное содержание глинозема. Нет заметных изменений и в содержании щелочных и щелочно-земельных элементов. Незначительное увеличение количества кальция и магния в породах четвертой группы объясняется фациальными условиями образования отложений, а не приносом этих элементов при метаморфизме. Таким образом, изменения в химическом составе сланцев при нарастании метаморфизма не настолько значительны, чтобы сколь-нибудь существенно исказить исходный состав глинистых отложений.

В последние годы появился ряд работ, показывающих, что и в других районах региональный метаморфизм глинистых отложений протекал в условиях, близких к изохимическим (данные В.Я.Хильтовой и А.А.Савельева по сланцам мамской толщи Патомского нагорья, Г.А.Чиннера - по сланцам калбредской серии Шотландии и др.).

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ПЕРВИЧНО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ ПРОГРЕССИВНОГО  
РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ГЛАВНЫХ ТЕНДЕНЦИЯХ В ИЗМЕНЕНИИ  
ИХ СОСТАВА

(на примере Байкало-Патомского нагорья)

*Шаров В.Н.*

Институт земной коры, Сибирское отделение АН СССР

Байкало-Патомское нагорье в связи с метаморфической зональностью классического типа представляет удобный объект для изучения первичного состава осадочной толщи и ее вторичной изменчивости. С этой целью однотипные породы (исходные осадки и их метаморфические производные) изучались в отложениях одних и тех же свит на участках, где изограды занимают секущее положение по отношению к границам стратиграфических подразделений. Литолого-петрографические свойства исследованы в породах, образовавшихся при метаморфизации алевролитов, пелитолитов и мергелей. Для характеристики их состава и геохимических условий метаморфизма опробованы отдельные разрезы. В результате, достаточно полно охарактеризованы не только классы осадков в целом, но и входящие в них наиболее распространенные разновидности сравнительно однородного состава. Выделение последних обосновано литолого-петрографической и математической выборкой.

Устанавливается, что первично осадочная толща независимо от глубины минеральных преобразований везде сохраняет исходное ритмичное строение. При этом перемежающиеся разнородные слои характеризуются различной сохранностью исходного материала и неодинаковой кристалличностью. Более консервативными в этом смысле являются сравнительно грубозернистые осадки-алевролиты. На увеличение  $P$  и  $T$  они реагируют медленной перестройкой кристаллического базиса, который даже в эпидот-амфиболитовой фации содержит измененные реликты классических структур. Относительной стабильностью в метаалевролитах обладает парагенезис кварца-плаггиоклаза-биотита-(граната). В процессе перекристаллизации изменяется лишь соотношения между минералами: содержание меланократовых уменьшается, а лейкократовых-возрастает. Этапность возникающих при этом текстурно-структурных преобразований синхронна кристаллизации в метapelитовых породах индекс-минералов: биотита, граната, ставролита, дистена и амфиболов. В отличие от метаалевролитов седиментогенные структуры в метapelитах исчезают очень рано, а доминирующее положение захватывают здесь темноцветные минералы: биотит, гранат и амфиболы. Примечательно в связи с этим изменение окраски пород: в метаалевролитах наблюдается ее посветление, в метapelитах (особенно в мергелях) - потемнение. В области анатексиса выделяются весьма характерные ассоциации метаморфизованных осадков с гранитными пегматитами и амфиболитами, имеющими признаки автохтонного происхождения. Первые парагенетически взаимосвязаны с метаалевролитами, вторые с метapelитами. Отмеченная специфика перекристаллизации осадков и закономерность ассоциации последних с ультраметаморфическими образованиями определенного

состава хорошо согласуется с геохимическими особенностями регионального метаморфизма. Согласно данным петрохимического анализа (фиг. I) преобразование осадков протекает при изменении их химического состава. Изменениям свойственна противоположная направленность, при которой алевролиты неуклонно обогащаются щелочами, а пелитолиты и мергели — фемическими компонентами. В этом находят свое объяснение отмеченные выше особенности, обуславливающие избирательность регионального метаморфизма к осадкам различного класса. В результате медководные отложения (алевролиты) в процессе прогрессивного регионального метаморфизма испытывают преимущественное стремление к гранитизации, а более глубоководные (пелитолиты и мергели) — к базификации.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ИХ ПЕРВИЧНОГО СОСТАВА  
(на примере докембрийских образований Центрального Казахстана)

*Фролов Д.К.*

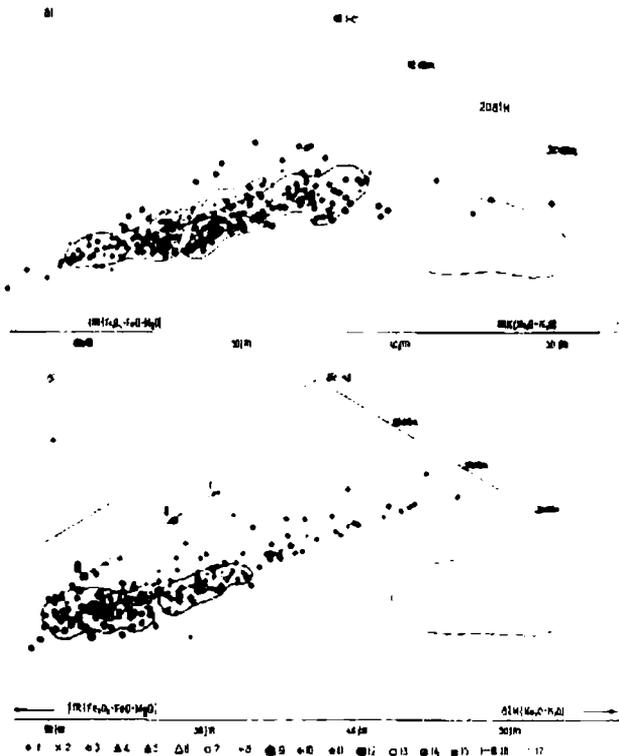
Московский Государственный Университет

Для выяснения первичной природы метаморфических пород обычно применяется комплекс петрографических, петрохимических и литологических методов. При этом нередко для некоторого числа объектов вопрос о первичном составе остается неопределенным. Неопределенность может быть уменьшена при использовании особенностей распределения в породах ряда микроэлементов.

Исследованию подверглись докембрийские ( $Pt_{1-2}$ ) метаморфические породы фации зеленых сланцев в ядре каледонского Удутауского антиклинория Центрального Казахстана, изученные Центрально-Казахстанской экспедицией МГУ в ходе детальной геологической съемки, стратиграфических и петрографических работ (Зайшев, 1970; Филатова, 1969, 1972). Содержания микроэлементов в породах определялись при помощи приближенно-количественного спектрального анализа в лабораториях Степной экспедиции и ЦКГУ. Результаты анализа обработаны статистически на ЭВМ. Определены кларки концентрации и коэффициенты накопления фемафильных ( $R_{fm}$ ) и фельсифильных ( $R_{flc}$ ) элементов (Шоу, 1969). Для графического изображения содержания элементов в породах использованы лучевые векторные диаграммы (Ю.Н.Капков, 1963). Часть выборок подвергнута статистическому корреляционному анализу по методу Ю.К.Буркова (1968), построены схемы корреляционных связей элементов. При определении значимости сходства и различий выборочных содержаний и дисперсий элементов использованы критерии Стьюдента и Фишера.

Выборки составлялись по петрографическим типам пород и стратиграфическим подразделениям (пачкам, горизонтам и т.д.). Исследования охватили ряд типов пород, от метавулканитов до метаморфизованных терригенно-осадочных образований.

В качестве примера пород, первичный состав которых определяется достаточно четко уже при литологическом, петрографическом и петрохимическом изуче-



Фиг. 1. (а,б). Диаграммы петрохимических тенденций при изменении состава пород в процессе регионального метаморфизма:

а) - для метаалевролитов, б) - для метапелитов, 1-6 - штучные пробы (данные автора и др. исследователей района). 4-6, 10-12 - среднееарифметические составы однотипных сравнительно однородных пород, полученные при статистической обработке проб с узкой минеральной выборкой. 1-3 - метаалевролитовые породы: 1 - слюдясто-кварцевые, слюдястые и известковистые алевролиты, переходящие в: 2 - мелкозернистые и 3 - крупнозернистые гнейсы с непостоянной примесью мусковита, граната, кальцита и др. минералов; 4-6 - умеренно глиноземистые метаалевролиты: 4 - хлорито-серпичито-кварцевые и хлорито-серпичито-биотито-кварцевые алевролиты, 5 - мелкозернистые серпичито-биотитовые и 6 - крупнозернистые биотитовые гнейсы с гранатом; 7-9 - метапелитовые породы: 7 - кварцево-сланцевые, существенно слюдяные и др. филлиты, а так же их метаморфические производные с гранатом, дистеном, ставролитом (8) или с гранатом, дистеном и амфиболом (9); 10-12 - умеренно глиноземистые метапелиты; 10 - хлорито-серпичитовые, хлорито-серпичито-биотитовые филлиты, 11 - гранато-серпичитовые, дистено-гранато-ставролит-биотитовые и 12 - дистено-гранато-биотитовые (с амфиболом) сланцы; 13-15 - известковые метапелиты: 13 - известковые филлиты, 14 - биотито-амфиболовые и 15 - амфиболовые сланцы, амфиболиты; 16 - I-III - поля устойчивости минеральных ассоциаций для: I - зеленосланцевой, II - эпидот-амфиболитовой и III - амфиболитовой фации метаморфизма; 17 - поле кристаллизации анатектических гранитоидов.

нии, рассматриваются метавулканиды кремнекислого состава – порфиroidы и микрозернистые альбитовые сланцы, а также метаморфизованные терригенно-осадочные породы – бластопсаммитовые сланцы и филлиты.

В порфиroidах отмечаются повышенные содержания  $Sn$ ,  $Y$ ,  $Yb$ ,  $La$ ,  $Nb$  и  $Be$  (коэффициент накопления  $R_{fm} = 0,71 \pm 0,75$ ) и пониженные концентрации  $Cu$ ,  $Zn$  и элементов группы железа ( $R_{fis} = 0,29 \pm 0,34$ ). Эти группы элементов обычно четко разделены отрицательными корреляциями. Между содержаниями элементов внутри противостоящих группировок наблюдаются корреляционные зависимости высоких порядков.

Бластопсаммитовые сланцы преимущественно кварцевого состава отличаются от порфиroidов уменьшением содержаний  $Sn$ ,  $Y$ ,  $Yb$ ,  $La$ ,  $Nb$  и  $Be$  ( $R_{fis} = 0,42 \pm 0,49$ ) при одновременном значительном росте концентрации  $Cu$ ,  $Zn$  и элементов группы железа ( $R_{fm} = 0,59 \pm 1,17$ ). Это четко проявляется в изменении соответственных частей лучевых диаграмм. Резко меняется характер корреляционных связей, нарушается разделение фермагнетитовых и фельсифильных элементов на противостоящие группы, разрушаются ассоциации элементов, отмеченные в метавулканитах, возникает новая ассоциация. Как правило, уменьшается степень зависимости между содержаниями элементов.

Среди бластопсаммитовых сланцев изучены своеобразные разности, образовавшиеся за счет вулканических песчаников и тесно связанные в разрезе с порфиroidами. В их составе весьма существенную роль играет перестроенный материал размытых кремнекислых вулкаников. По содержаниям микроэлементов эти породы близки к порфиroidам, особенно по содержаниям  $Cu$ ,  $Zn$  и сидерофильных элементов ( $R_{fm} = 0,5$ ). Несколько понижены концентрации фельсифильных элементов ( $R_{fis} = 0,5$ ), что сближает породы этого типа со сланцами существенно кварцевого состава.

Еще большее сходство между метаморфизованными вулканическими песчаниками и метавулканитами обнаруживается при рассмотрении корреляционных связей микроэлементов. Как правило, главные особенности, отмечавшиеся в порфиroidах, сохраняются и в сланцах.

Наиболее характерной особенностью филлитов является резкое увеличение содержаний  $Cu$ ,  $Zn$  и элементов группы железа ( $R_{fm} = 1,36 \pm 1,98$ ), что ярко проявляется в изменении формы лучевых диаграмм. По содержаниям фельсифильных элементов изученные филлиты неоднородны: часть из них характеризуется одинаковыми с бластопсаммитовыми сланцами концентрациями этих элементов ( $R_{fis} = 0,45$ ), другие породы данного состава по содержаниям рассматриваемых элементов ( $R_{fis} = 0,72$ ) сопоставимы с порфиroidами. По корреляционным особенностям элементов филлиты сходны с бластопсаммитовыми кварцевыми сланцами.

В качестве примера пород смешанного состава рассмотрены альбитовые сланцы, среди которых, по данным Л.И.Филатовой, имеются метаморфизованные туфы кремнекислого состава, туффиты и терригенно-осадочные породы с примесью вулканического материала. С увеличением доли терригенно-осадочной составляющей в породах возрастают содержания меди, цинка и элементов группы железа, корреляционные особенности также меняются, приобретая ряд черт, присущих, как отмечено выше, терригенно-осадочным породам.

Таким образом, особенности распределения микроэлементов в метаморфичес-

ких породах являются дополнительным критерием при восстановлении первичного состава пород. Метаморфизованные терригенно-осадочные образования отличаются от метавулканитов среднего состава существенным увеличением концентраций  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$  и элементов группы железа при одновременном уменьшении содержаний  $\text{Pb}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Yb}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{La}$ ,  $\text{Be}$ , а также перераспределением микроэлементов, нарушением связей, характерных для вулканитов.

## К ПРОБЛЕМЕ УСТОЙЧИВОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ЗОНАХ МЕТАМОРФИЗМА

*Киццл В.И., Мурзасев С.И., Шкодзинский В.С.*

Институт геологии Якутский филиал СО АН СССР

Специфической чертой карбонатных пород, определяющей их поведение в зонах метаморфизма, является неравновесность с алюмосиликатными породами. Интенсивность взаимодействия карбонатных и алюмосиликатных пород и, следовательно, сохранность их валового состава наряду с температурой определяется количеством и составом растворов.

В зоне прогрессивного метаморфизма на догранитной стадии в карбонатных породах с примесью силикатного материала под действием температуры в присутствии метаморфогенных порогных растворов происходит ряд последовательных реакций дегидратации - декарбонатизации, сопровождающихся выделением  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . Аналогичные реакции происходят и на контакте между магнезиально-карбонатными и алюмосиликатными породами с образованием реакционных оторочек. Последние весьма маломощные, что свидетельствует о малом количестве растворов и ограниченной миграции компонентов. Состав карбонатных пород в результате осуществления реакций сохраняется в отношении всех компонентов, за исключением  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , потеря которых сопровождается уменьшением объема.

В зоне ультраметаморфизма в момент зарождения гранитного расплава карбонатные породы ведут себя как наиболее устойчивые породы, что объясняется невозможностью их анатексиса и трудностью инъекции в них расплава ввиду их высокой пластичности. Отсутствие на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород мощных реакционных зон, относящихся к этой стадии, указывает на значительное осушение метаморфических толщ вследствие поглощения воды при плавлении кислых метаморфических пород и не подтверждает представления о существовании в период ультраметаморфизма мощных потоков гранитизирующих флюидов.

В постмагматическую стадию, благодаря появлению значительного количества растворов, видимо отделяющихся в процессе консолидации гранитов, в зоне ультраметаморфизма происходит интенсивное взаимодействие карбонатных пород с алюмосиликатными, в результате которого первые дедоломитизируются, а вторые замещаются скарнами, ничем не отличающимися от тех, которые ряд исследователей, по нашему мнению ошибочно, относит к апокарбонатным. Процесс дедо-

домитизации ограничивается приконтактовыми зонами, мощность которых обычно не превышает перых метров. Валовый состав карбонатных пород в зонах дедомитизации изменяется, при этом уменьшается их первоначальный объем. Карбонатные породы, находящиеся выше зоны ультраметаморфизма, в виду своей большей жесткости подвергаются дроблению и инъекции кварц - полевошпатовым и кварцевым материалом, вызывающим фельдшпатизацию, окварцевание и тремолитизацию доломитов в зонах дробления.

Таким образом, существенное изменение состава карбонатных пород устанавливается только в постмагматическую стадию при процессах метасоматоза. Последние, однако, не охватывают всей массы карбонатных пород и полностью не уничтожают их карбонатного характера. Следовательно, степень насыщенности метаморфических толщ карбонатными породами должна хорошо соответствовать исходной.

### СОСТАВ ПОРОД - ПОКАЗАТЕЛЬ РАЗЛИЧНОЙ СОХРАННОСТИ ПЕРВИЧНЫХ ТЕКСТУР И ВОЗМОЖНОЙ СТЕПЕНИ ГОМОГЕНИЗАЦИИ ВЕЩЕСТВА В УЛЬТРА- МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ДОКЕМБРИЯ

*Ивлиев А.И.*

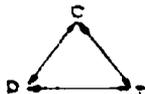
Геологический институт. Кольский филиал АН СССР

1. Представления об эволюции вещества и структуры земной коры на ранних этапах ее развития основаны на сравнительном сопоставлении качественных и количественных характеристик докембрийских образований и их современных аналогов. Эффективность таких сравнений, как и проведение специальных генетических исследований какого-либо специфического объекта количественными методами литологии, геохимии, петрологии и даже геофизики зависит от разрешающих возможностей применяемого метода и выработки соответствующего стиля в сборе первичной информации, способной в достаточной мере отразить не только основные черты природы объекта, но и его специфику. Область применения методов литологии и геохимии осадочно-метаморфических пород в пределах ультра-метаморфических гнейсовых комплексов докембрия граничит с областью генерации гранитных расплавов и реоморфических пород, в исследовании которых наиболее эффективны методы петрологии и геохимии, хорошо разработанные на традиционных объектах интрузивного генезиса.

2. На материале сравнительного сопоставления геологических и метаморфических особенностей гнейсового и гранулитового комплексов Кольского полуострова представляется возможным, исходя из характеристики химического и минерального состава метаморфических пород с учетом степени гомогенизации, произвести количественную оценку вероятности сохранения признаков первичной природы интрузивных, вулканогенных и седиментогенных пород. Такая оценка является необходимым элементом генетического подхода в изучении подавляющего большинства геологических объектов раннего докембрия. В зависимости от цели и масштаба работ сохранность первичных генетических признаков может определяться как в отдельных геологических телах, так и метаморфических комплексах.

Известные факты нахождения доломитовых мраморов и кремнисто-карбонатных пород с остатками постройки строматолитовых водорослей в глубокометаморфизованных осадках раннего докембрия Кольского полуострова свидетельствуют не только об устойчивости первичных текстур в определенных условиях метаморфизма, но и о сохранении изотопного состава серы и углерода. Характер пространственного распределения петрогенных элементов и даже весьма подвижных компонентов  $Ba, Sr, Ce, C$  сохраняет генетическую информацию о первичной изменчивости вещества осадочных пород по мощности и литерали в тонкослоистых кристаллических сланцах. Однако отмеченные факты могут рассцениваться, как крайние случаи проявления глубоких изохимических преобразований в закрытых изолированных метаморфических системах, не подверженных воздействию щелочного метасоматоза и мильонитизации.

3. В общем случае, включающем различную степень тектонической и метасоматической переработки вещества исходной породы, мета-осадочные образования рассматриваются на диаграмме распределения составов метаморфических и интрузивных пород (рис. 1), иллюстрируя в первом приближении эмпирически установленные реперные, а также предельные уровни стабильного состояния химического и минерального состава для всей совокупности метаморфических и изверженных пород в зоне Гранулитового пояса и непосредственно соседствующих с ним структурно-фациальных зон. Предлагаемая систематизация содержит простой метод, позволяющий использовать результаты экспериментальных исследований и природных систем. Сущность метода становится очевидной при рассмотрении элементарной системы, состоящей из трех взаимосвязанных параметров: 1)  $C$  - химического состава исследуемой породы; 2)  $P$  - величины гидростатического давления в температурном интервале начальной стадии плавления породы в условиях насыщения водяным паром в период интересующего нас максимального преобразования ее состава в земной коре или экспериментальной системе; 3)  $T$  - температурных условий, в которых происходило преобразование состава в системе



При помощи этих трех параметров можно в достаточной степени охарактеризовать состояние закрытой экспериментальной системы и производить в ней соответствующие математические операции, а затем перенести эти же операции на элементарные системы, имеющие место в условиях земной коры.

4. Для решения конкретного вопроса - определения устойчивости различных составов метаморфических пород в зоне ультраметаморфизма Гранулитового пояса, мы исходим из известного положения применимого к условиям амфиболитовой фации при избытке  $H_2O$  и достижении давления  $P_{H_2O} = 2000$  ат и температуры  $670-700^\circ$  по Винклеру и фон Платену, в земной коре состав гранитоидных пород достигает предела устойчивости и начинает плавиться. Условившись в начале принимать во внимание только химический состав породы в тройной системе взаимосвязанных факторов, ограничимся условиями тектонического равновесия и выразим зависимость температуры и давления в интересующем нас интервале плавления через соотношения одномерных величин  $\gamma$  - весовых процентов содержащихся в породе петрогенных элементов. Для этого может быть применен



любой представительный показатель основности пород в том числе так называемый "геобарометр-Кр", выведенный И.В.Давыденко, В.И.Палкиным из анализа экспериментальных данных при плавлении насыщенных водой гранитных систем в условиях минимальных температур. Он выражается суммой весовых процентов окислов натрия, кальция, магния, двухвалентного железа и, будучи отнесенный к процентному содержанию окиси кремния в породе, определяет достижение уровня равновесия  $\text{SiO}_2$  и основности в расплаве на сетке РТ-условий, что в первом приближении характеризует функциональную зависимость  $\varphi(C)$ , которая, в свою очередь, взаимно однозначно соответствует  $\varphi(p, T)$  - величине взаимосвязи температуры и давления, при которых начинает выплавляться минимальный расплав или заканчивается кристаллизация остаточного расплава.

$$\varphi(C) \longleftrightarrow \varphi(p, T) \longleftrightarrow \frac{K_p}{\text{SiO}_2} = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO})\% \text{ вес}}{\text{SiO}_2\% \text{ вес}}$$

функция  $\varphi(C)$  складывается из соотношения величин, отражающих различные характеристики химического состава породы диаграммы (рис. 1), где на общей оси ординат нанесены конкретные значения  $K_p/\text{SiO}_2$  для каждой породы, а по осям абсцисс - соответственно дополнительные характеристики состава плагиоклазовой части  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  и калишпатовой -  $\text{K}_2\text{O}$  в % весовых. Совмещение этих значений на соответствующих проекциях диаграммы (рис. 1) в двух точках фиксирует равновесное состояние первой порции расплава. Его количество оценивается по близости точек рассматриваемой породы к проекции составов наиболее распространенных интрузивных пород данного района. Наибольшее количество расплава возможно в породах с соотношением петрогенных элементов, близких к кварц-ортоклаз-альбитовой эвтектики, или кварц-плагиоклазовой котектики, что, как правило, приводит к максимальной гомогенизации всего вещества породы, включая остаточный хрестит. И наоборот, в метаморфических породах, далеко отстоящих от проекции составов интрузивных пород таких как кремнисто-карбонатные, карбонатные, высокоглиноземистые кристаллические сланцы, амфиболиты и пироксеновые сланцы, количество расплава на рассматриваемом уровне РТ условий в зоне ультраметаморфизма возможно лишь в исчезающе малых количествах. В этих условиях перекристаллизация породы происходит с ограниченным перемещением вещества не нарушая первичного распределения элементов и первичных текстур в теле породы.

5. Аналогичный подход, в принципе, может быть распространен на уровне котектического равновесия бесплещошпатовых пород и соответствующего расплава основной или ультраосновной магмы в области высоких давлений и температур.

Если исключить из рассмотрения условия существования перегретых расплавов в земной коре и ограничиться поверхностью котектического равновесия расплава и твердой фазы, то на сетке РТ условий можно выделить области устойчивости минеральных ассоциаций в породах различного состава.

# ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ АНАЛОГОВ – КАК ПУТЬ ПОЗНАНИЯ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ДОКЕМБРИИ

(на примере осадочных аналогов метаморфических пород  
основного состава)

Созинов Н. А.

Всесоюзный институт минерального сырья, МГ СССР

Выявление и изучение не метаморфизованных осадочных отложений, эквивалентных определенным типам седиментогенных метаморфических пород, составляет сущность проблемы осадочных аналогов (Сидоренко и др., 1968). В основе проблемы лежит петрогенетическая конвергенция признаков, имеющая место при процессах регионального метаморфизма. Для таких конвергентных пород, как амфиболиты, эклогиты, гнейсы и т.д. остается две группы данных, указывающих на первичную природу этих образований: 1 – общий характер залегания и соотношение с вмещающими породами и 2 – особенности химического состава.

Сопоставление составов метаморфизованных и неметаморфизованных пород основывается на предпосылках о сохранении или направленном изменении состава исходных пород при их преобразовании в метаморфизованные эквиваленты. Опыт изучения литологии метаморфических пород показывает, что при региональном метаморфизме мощных слоистых толщ не проявляется гомогенизация вещества. Каждая порода преобразуется в свой метаморфический аналог, поэтому основой для выявления и изучения осадочных аналогов может служить химический состав метаморфических пород. Исследование в этом направлении, осуществляемое под научным руководством А. В. Сидоренко, показало перспективность этого метода для расшифровки условий формирования древних метаморфических толщ.

Метаморфические первично-осадочные породы основного состава широко распространены в докембрии и включают в себя амфиболиты, зеленокаменные сланцы, пироксеновые гранулиты, эклогиты и т.п. Естественно также ожидать, что их неметаморфизованные аналоги будут также широко распространены. Как показывает изучение, реальные осадочные аналоги широко развиты по стратиграфическому разрезу от позднего докембрия до современных осадков и включают в себя комплекс смешанных карбонатно-глинистых и глинистых пород (таблица). Сравнительное изучение химизма некоторых типов неметаморфизованных карбонатно-глинистых и глинистых осадков метаморфических и магматических пород основного состава позволяет утверждать, что в ряде случаев отмечается их изохимическое единство. Это единство отмечается по всем породообразующим оксидам, а иногда встречающиеся незначительные отклонения не влияют на отнесение этих пород к единому типу.

Осадочные аналоги метаморфических пород основного состава среди отложений позднего докембрия встречаются в миегеосинклинальных сидеритонесных формациях Коччетавского докембрийского массива и Бакало-Саткинского района Западного склона Южного Урала. Подобные по химизму образования в палеозойских отложениях изучены среди девонских и пермских красноцветов Русской платформы. Осадочные аналоги метаморфических пород основного состава мезозойского и кайнозойского возраста известны в платформенном чехле эпигерцянских структур, передовых прогибах этих платформ, межгорных впадинах и т.п. Рассматриваемые отложения приурочены к таким структурам, в пределах

Таблица

| Оксиды<br>(%)<br>Сг, В (г/т)   | Осадочные аналоги                        |                               |  |   |                                       |  |   | Изверженные и метаморфические<br>породы основного состава |                             |                                | глины<br>среднее<br>(Кларк) |
|--------------------------------|--|-------------------------------|--|---|---------------------------------------|--|---|---|-----------------------------|--------------------------------|-----------------------------|
|                                | глинистые<br>сланцы<br>Кокчетав.<br>р-на | глинистые<br>сланцы<br>Бакала | глины су-<br>хонского<br>горизон-<br>та Рус-<br>ской пл. | глины<br>перм-<br>ские<br>При-<br>камье | глинис-<br>тые<br>слан-<br>цы<br>Урал | глины<br>сежен-<br>дык-<br>ского<br>гор-та | доломи-<br>тистые<br>глины<br>П. Турк-<br>мении | габбро<br>(Дели,<br>1936)                                 | базальты<br>(Дели,<br>1936) | амфиболит<br>(Полдер-<br>варт) |                             |
| SiO <sub>2</sub>               | 51,78                                    | 50,35                         | 54,58  | 55,5                                    | 53,75                                 | 53,74                                      | 52,43   | 48,24   | 49,06                       | 50,3                           | 64,03                       |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,25                                     | 1,81                          | 0,72   | 0,82                                    | 0,76                                  | 0,85                                       | 0,92  | 0,97  | 1,36                        | 1,6                            | 0,72                        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,78                                    | 11,54                         | 14,68  | 16,05                                   | 14,70                                 | 22,55                                      | 17,24   | 17,77   | 15,70                       | 15,7                           | 16,97                       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,15                                    | 4,08                          | 4,02   | 4,92                                    | 2,50                                  | 10,62                                      | 5,52  | 3,16  | 5,38                        | 3,6                            | 7,13                        |
| FeO                            | -  | 13,54                         | 2,06   | 2,87                                    | 7,12                                  | -  | 2,11  | 5,95  | 6,37                        | 7,8                            | -                           |
| MnO                            | 0,19                                     | 0,54                          | 0,28   | 0,26                                    | 0,46                                  | 0,13                                       | 0,1   | 0,13  | 0,31                        | 0,20                           | Н.О.                        |
| MgO                            | 2,33                                     | 5,61                          | 3,75   | 3,93                                    | 7,96                                  | 4,00                                       | 7,48  | 7,51  | 6,17                        | 7,0                            | 2,69                        |
| CaO                            | 14,86                                    | 10,14                         | 15,71  | 12,98                                   | 9,46                                  | 3,00                                       | 9,81  | 10,99   | 8,95                        | 9,5                            | 3,43                        |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,01                                     | 0,34                          | 2,16   | 2,18                                    | 1,51                                  | 0,79                                       | 2,67  | 2,55  | 3,11                        | 2,9                            | 1,43                        |
| K <sub>2</sub> O               | 1,59                                     | 1,92                          | 1,90   | 1,92                                    | 2,22                                  | 4,06                                       | 3,03  | 0,89  | 1,52                        | 1,1                            | 3,60                        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06                                     | 0,13                          | 0,16   | 0,17                                    | 0,21                                  | 0,35                                       | -   | 0,28  | 0,45                        | 0,3                            | Н.О.                        |
| Cz г/т                         | 100                                      | 150                           | 180  | 181                                     | 310                                   | -  | 140   | 200   | -                           | -                              | 100                         |
| B г/т                          | 263                                      | 380                           | -  | 34                                      | -                                     | -  | 124   | 5   | -                           | -                              | 100                         |
| Ca/Sz                          | 950                                      | 480                           | 700  | 435                                     | 315                                   | -  | 380   | 153   | -                           | -                              | 56                          |
| Sz/Ba                          | 0,25                                     | 0,3                           | 1,2  | 1,2                                     | 1,0                                   | -  | 0,3   | 1,5   | -                           | -                              | 0,6                         |
| Fe/V                           | 490                                      | 700                           | 417  | 300                                     | 210                                   | -  | 340   | 428   | -                           | -                              | 256                         |
| Mi/Co                          | 1,3                                      | 1,4                           | 4,4  | -                                       | 7                                     | 4,0  | 3,4   | 3,6   | -                           | -                              | 4,8                         |

которых вулканизм не был проявлен, а если он и имел место, то его продукты не оказали существенного влияния на формирование состава этих отложений. Полагается, что в структурах с эвгеосинклинальным режимом развития осадки такого состава распространены значительно шире за счет накопления продуктов вулканизма.

По условиям формирования среди осадочных аналогов выделяются континентальные и морские отложения.

Некоторые типы карбонатно-глинистых и глинистых осадков, сформированные в континентальных аридных условиях, являются полностью изохимичными по составу метаморфическим парапародом основного ряда. Состав отдельных типов осадков, сформированных в морских бассейнах, часто близок к составу метаморфических парапарод основного ряда. Небольшие отклонения отмечаются в соотношении щелочей — калий в них всегда или почти всегда преобладает над натрием.

Изучение вещественного состава реальных осадочных аналогов показывает, что осадки, накопившиеся в условиях аридного или семиаридного климата характеризуются в глинистой фракции преобладанием смешанно-слоистых образований (монтмориллонит + гидрослюда) и палиторскита. В этих же породах присутствует доломит и гидроксиды железа. В ряде случаев состав осадков обусловлен повышенным содержанием обломков слабоустойчивых минералов (хлорит, роговая обманка, пироксен), указывающих на унаследованность определенных черт состава этих осадков от состава пород области сноса. Иногда специфичность состава обусловлена наличием сидерита-анкерита. Перечисленные особенности химического и минерального состава реальных осадочных аналогов находят свое отражение и в специфике соотношений малых и петрогенных элементов (см. таблицу).

Петрохимические и геохимические особенности осадочных аналогов метаморфических пород основного состава выделяют их резкое отличие от тех обобщенных типов осадочных пород, которыми оперировали исследователи при реставрации исходного состава метаморфических пород. Близость валового химического состава этих отложений к изверженным породам основного ряда и отличия от последних по содержанию малых элементов и их соотношений (по данным О.В. Горбачева) создают конкретные предпосылки для выбора геохимических критериев при решении вопроса о первичной природе метаморфических пород основного состава.

Осадочные аналоги до- и протерозойского возраста представляют собой специфической, литогенетический тип отложений, а условия их образования принципиально ничем не отличаются от условий формирования как в древних, так и более молодых бассейнах седиментации. Эта однотипность условий формирования позволяет предполагать возможность перенесения отмеченных особенностей на условия формирования древних глубоко метаморфизованных парапарод.

Конкретизация представлений о вещественном составе и условиях формирования осадочных аналогов метаморфических пород позволит сделать дальнейший шаг в области изучения условий формирования древних глубоко метаморфизованных отложений, откроет путь к пониманию процессов их седиментации и палеогеографической реконструкции, что в конечном итоге даст возможность осуществлять научное прогнозирование осадочных полезных ископаемых в древних толщах.

# ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

*Виноградов В.И.*

Геологический институт АН СССР

Сера относится к группе циклических элементов и находится в непрерывном круговороте в пределах земной коры. Скорость и интенсивность круговорота определяется рядом внешних факторов миграции элемента, в том числе и таких факторов, которые определяют общий характер условий осадконакопления. К ним относятся в первую очередь состав атмосферы и соответственно скорость выветривания и сноса, объем и солевой состав океанической воды, общее количество биомассы на планете. Все эти факторы миграции функционально взаимосвязаны, и нарушение или изменение одного из них неизбежно изменит динамику круговорота циклических элементов. Наиболее важными звеньями миграционного цикла серы оказывается существование ее в виде сульфата в составе океанических вод и участие в биохимических процессах. В ходе миграционного цикла серы происходит смещение ее изотопного состава. Величина этого смещения служит важным показателем стабильности факторов круговорота во времени.

Реализация возможностей изотопного метода основана на ряде допущений. Главным из них является постулат, что в догеологическую стадию развития планеты сера имела однородный изотопный состав, соответствующий составу серы в протопланетном веществе. Судить о нем можно по результатам изучения метеоритного, а в последнее время и лунного материала. В настоящее время нет данных, которые противоречили бы этому допущению. Другое допущение основано на анализе имеющихся на сегодняшний день экспериментальных данных и природных наблюдений. Оно состоит в том, что единственной причиной существенного фракционирования изотопов серы является перераспределение ее атомов между окисленными и восстановленными соединениями серы. Перераспределение атомов серы между различными сульфидными фазами приводит лишь к незначительному изотопному смещению. Поэтому существенные неоднородности в изотопном составе серы могли возникнуть только после появления на Земле окисленных соединений серы, т.е. после формирования кислородной атмосферы Земли. Следовательно этот важнейший этап геохимической истории, а также эволюция состава атмосферы и гидросферы должны найти свое отражение в изотопном составе серы. К сожалению, не всегда материал удается интерпретировать однозначно. Даже в тех случаях, когда интерпретация с позиций геохимии изотопов серы кажется определенной, нужна уверенность, что сера в исследуемом образце имеет тот же геологический возраст, и что ее изотопный состав не подвергся последующим изменениям.

Наиболее ярким звеном в миграционном цикле серы является существование ее в виде растворенного в морской воде сульфата. Сера океанического сульфата обладает специфическим изотопным составом. Она обогащена тяжелым изотопом  $S^{34}$  на 20% по сравнению с серой метеоритов. Изучение изотопного состава серы эвапоритов позволяет судить о составе серы древних океанов. Изотопный

состав сульфатной серы фанерозойских эвапоритов колебался в некоторых пределах относительно средней величины  $\delta + 20\%$ . Имевшиеся данные не позволяют говорить о направленном изменении состава серы океанического сульфата в фанерозое. Это значит, что в течение фанерозойского времени основные факторы круговорота серы оставались неизменными; развитие биосферы и формирование кислородной атмосферы на близких к современному уровнях произошло в докембрии.

Первая попытка изучить в этой связи изотопный состав серы докембрийских образований была сделана А.И.Тугариновым и В.А.Гриненко на примере железорудной формации Кривого Рога и КМА. Из их данных и данных автора по этим районам следует, что сульфиды в верхних сериях железорудной формации содержат серу, которая прошла стадии биогенной редукции. Данные по нижним частям разреза не могут трактоваться однозначно.

Более определенные данные получены на основании изучения сульфатной серы из докембрийских отложений. Последняя была обнаружена в горизонтах мраморов и в метасоматических минералах Южного Прибайкалья (сланцевая серия), Южного Памира (ляджвардаринская серия) и Алдана (федоровская свита иенгрской серии). Во всех случаях обнаружено, что сульфатной серой обогащены отдельные горизонты карбонатных пород, и что изотопный состав серы в карбонатах и в контактово-метасоматических минералах один и тот же. Это позволяет заключить, что сульфатная сера изначально присутствовала в разрезе карбонатной толщи и была затем мобилизована в ходе магматического процесса. Изотопный состав сульфатной серы в породах и минералах слюдянской и ляджвардаринской серий сходен с таковым фанерозойских отложений. Следовательно условия накопления этих осадков более 2 млрд. лет тому назад были сходны с условиями фанерозойского времени. Только в низах иенгрской серии впервые обнаруживается сульфатная сера с принципиально иным изотопным составом, близким к составу метеоритной серы. Именно таким должна была обладать сера первого сульфата, возникшего на земле. По-видимому, формирование кислородной атмосферы и развитие биосферы на планете началось до времени накопления осадков федоровской свиты, которое оценивается примерно в 3,5 млрд. лет. Во временном интервале 3,5–2 млрд. лет установился режим круговорота серы, который оставался с тех пор практически неизменным вплоть до настоящего времени. Есть основания полагать, что время стабилизации круговорота серы очень близко к нижнему пределу установленного временного интервала.

#### Выводы:

1. Биосфера и продукт ее деятельности кислородная атмосфера планеты начали формироваться более 3,5 млрд. лет назад.
2. В течение более 2 млрд. лет объем биосферы (количество жизни), состав океанической воды и земной атмосферы оставались неизменными. Следовательно в течение этого же времени качественно неизменными оставались и условия седиментации.
3. В изученных толщах докембрийских осадков сохранились четкие признаки их бывшей солености.
4. Роль вулканизма в формировании солевого состава океана и атмосферы в геологический период жизни нашей планеты была несущественной.

*Зайцев А.Г.*

Всесоюзный институт минерального сырья, МГ СССР

Изучение геохимических особенностей карбонатсодержащих комплексов восточной части Балтийского шита даст возможность получить ряд выводов, позволяющих подойти к пониманию некоторых условий их седиментации.

Такое исследование было проведено в секторе геологии и геохимии метаморфических пород ВИМСа под научным руководством академика А.В.Сидоренко.

Была предпринята попытка выявить черты условий осадконакопления, используя закономерности распределения элементов в карбонатных породах архея (гранулитовый комплекс, белогубская свита) и нижнего протерозоя (кейвская, варзугская и сортавальская серии). Более 250 проб, отобранных из карбонатных пород изучавшихся комплексов, были проанализированы химически и количественными спектральными методами в лабораториях ВИМСа и ИМГРЭ на содержание в них кальция, магния, стронция, бария, бора, меди, свинца, хрома, ванадия, кобальта, марганца, молибдена, титана, ванадия и некоторых других. Математическая обработка геохимических данных осуществлялась в группах математических методов ВИМСа под руководством В.У.Дегтяря и ВИЭМСа - под руководством Д.А.Родионова.

На основании геолого-литологического изучения установлено, что карбонатные породы образуют слои, слои, пласты и линзы, часто ритмично чередующиеся с вмещающими образованиями, и по ряду признаков принадлежат к лагунным или мелководным морским карбонатным фациям.

В процессе геохимического исследования установлено, что средние концентрации всех изученных элементов в метаморфизованных карбонатных породах докембрия восточной части Балтийского шита сопоставимы со средними данными по крупным геоструктурным зонам фанерозоя. Для большинства элементов получены близкие цифры концентраций, а для ряда элементов (стронций, барий, марганец, бор) значения тождественны. Такое совпадение концентраций элементов в карбонатных породах докембрия и последующих эпох позволяет считать правомочным применение геохимических методов, используемых при изучении постдокембрийских карбонатных отложений, для докембрийских карбонатных пород, с целью восстановления условий их седиментации. Так концентрации кальция, магния могут характеризовать условия образования карбонатных пород, стронция, бария - являются показателями солености бассейнов седиментации, марганца - индикатором климата прошлого, содержания бора и изотопный состав углерода - показателями морского либо пресноводного происхождения карбонатных пород. Кроме того, ряд параэлементных отношений ( $Sr/Ba$ ,  $Fe/Mn$ ,  $Ca/Mg$ ), анализ графиков распределения элементов, построенных по методу Н.М.Страхова, коэффициенты парной корреляции элементов дают возможность судить о палеогеографической и палеотектонической обстановке осадконакопления; сопоставление кларков - концентраций элементов в карбонатных породах изученных комплексов с кларками - концентрациями в карбонатных отложениях различных геоструктурных зон фанерозоя позволяют сделать предположение о принадлежности изученных образований к определенным структурным элементам земной коры.

Рассмотрение состава изученных карбонатных пород и подсчеты химичес-

ких анализов на вероятные минеральные составы неметаморфизованных осадочных аналогов по методам О.М.Розена (1970), А.М.Предовского (1970), А.Н.Нелова (1958) показали, что в процессе образования карбонатных отложений белогубской свиты гранулитового комплекса архея, сортавальской, варзугской серий нижнего протерозоя отлагались как доломитовые, так и кальцитовые разновидности карбонатных и глинисто-карбонатных пород, а в кейвской серии нижнего протерозоя - анкеритовые доломиты. Установлены значительные колебания в карбонатных породах изучавшихся комплексов по возрастным подразделениям кальция, магния и кальция - магниевого отношения, которые связаны, по-видимому, с изменением условий осадконакопления.

Полученные концентрации таких элементов, как стронций, барий и отношение стронция к барию свидетельствуют о том, что карбонатные породы протерозоя осаждались в морских бассейнах с нормальной соленостью, так как содержание в них стронция колеблется от 0,014% до 0,04%, бария от 0,011% до 0,029%,  $Sr/Ba$  больше единицы, потому что аналогичные содержания установлены в карбонатных породах, отлагавшихся в морских условиях в фанерозое (Нойл, 1934; Катченков, 1959, 1961; Страхов, 1962 и др.). Относительно карбонатных пород белогубской свиты гранулитового комплекса (стронция - 0,079%, бария - 0,024%,  $Sr/Ba$  - 3,27%) можно предположить, что они осаждались в бассейнах с повышенной соленостью, так как содержания этих элементов и их отношение приближаются к значениям, характерным для карбонатных пород палеозоя, образовавшихся в усыхающих лагунах аридных зон (Страхов, 1958, 1962 и др.).

Повышенное содержание стронция (0,176%) в кальцитовых мраморах сортавальской серии может свидетельствовать о значительной роли органики в процессе осаднения известняков.

Концентрация  $MnO$  в карбонатных породах кейвской и сортавальской серий нижнего протерозоя охватывают интервал от 0,02% до 0,05%. Такие содержания окиси марганца имеют карбонатные породы палеозоя, образовавшиеся в зонах аридного климата (Страхов и др., 1955, Катченков и др., 1965, Ронов и др., 1959). Карбонатные отложения варзугской серии содержат  $MnO$  в количестве 0,117%, что сопоставимо со значениями  $MnO$  в карбонатных породах Русской платформы, отлагавшихся в условиях гумидного климата (Ронов и др., 1959). Содержание  $MnO$  в кальцифирах гранулитового комплекса архея равно 0,32%. Исходя из положения, выделенного А.Б.Роновым и А.И.Брмишкиной (1959), о преобладании выпадения марганца в карбонатных осадках в прибрежно-морских лагунных частях морей, можно считать, что образование карбонатных пород комплекса происходило в морских лагунах.

Содержание бора, колеблющееся от 0,0012% до 0,0045% в карбонатных породах изучавшихся комплексов, характерно для карбонатов морского генезиса. Об отложении в морском бассейне свидетельствует и изотопный анализ углерода, так как значения  $\delta C^{13}$  имеют интервал колебаний от +0,13 до +0,91 (изотопный анализ изученных карбонатных пород проводился в лаборатории масс-спектрометрии МИНХ и ГИ им. И.М.Губкина под руководством Э.М.Галимова) и сопоставимы со значениями  $C^{13}$  для морских карбонатных пород различного возраста (-0,07 до + 2,62, Weber, 1967).

Ряд элементов, в совокупности с выше рассмотренными, был использован

при построениях графиков по методу Н.М.Страхова. Породы изучавшихся комплексов, рассчитанные на возможные осадочные аналоги, были расположены в последовательности, соответствующей членам идеального профиля Н.М.Страхова. В результате построения графиков распределения элементов по такому профилю пород было установлено, что среди описываемых серий имеются оба типа распределения элементов - пестрый и контрастный.

График поведения элементов в породах белогубской свиты может быть отнесен к переходному типу без четко выраженных максимумов, что дает возможность предположить осаждение пород свиты в аридной климатической зоне, при плохо выраженной дифференциации осадочного материала, незначительном развитии процессов выветривания пород ооластей денудации. Для кейвской серии (пачка Е) нижнего протерозоя получено распределение элементов, характерное для пестрого типа. Большая пестрота в распределении элементов, максимум меди, ванадия, никеля в карбонатных породах указывает, что сортировка сносимого материала была весьма слабой, береговая линия бассейна седиментации находилась на незначительном отдалении, бассейн был мелководный с несколько повышенной соленостью. Это подтверждается также составом карбонатов, определенных как анкеритовые доломиты, отложение которых возможно в усыхающих лагунах, находившихся в аридной климатической зоне. Графики поведения элементов, построенные для пород варзугской серии, показывают упорядоченный контрастный тип распределения, что позволяет полагать, что в момент отложения осадков этой серии существовал бассейн нормальной солености, находившийся в условиях гумидного климата, с хорошо выраженной дифференциацией осадочного материала и химическим выветриванием пород областей сноса.

Основным результатом, полученным при использовании коэффициентов парной корреляции элементов, является то, что получено математическое подтверждение выводов, установленных при проведении сравнительной характеристики содержания отдельных элементов в изученных породах и при применении метода Н.М.Страхова.

Сравнение кларков-концентрации в карбонатных породах комплексов с кларками-концентрации в карбонатных отложениях типичных геоструктурных зон постдокембрия показывает, что они сопоставимы с кларками-концентрации, характеризующими карбонатные осадки, отлагавшиеся в геосинклинальных условиях.

Таким образом, в результате проведенной работы установлено сходство в распределении элементов в карбонатных породах докембрия восточной части Балтийского щита и фанерозоя, что свидетельствует об отсутствии принципиальных различий в условиях карбонато-накопления докембрия и постдокембрия.

Все выше перечисленные геохимические методы могут быть рекомендованы для восстановления условий седиментации карбонатных пород докембрия.

Геохимическая классификация регионально метаморфизованных осадочных пород докембрия, как и аналогичных образований фанерозоя, по-видимому, должна базироваться на уже достаточно обоснованном представлении о сохранности содержания и соотношения петрогенных и магматических компонентов в метасадках сравнительно с исходными образованиями. Исключение составляет содержание воды, углекислоты и ряда органических соединений. Другой предпосылкой является концепция принципиального сходства процессов седиментации в докембрии и фанерозое (Сидоренко, 1963, 1970, 1971).

Основной задачей классификации можно считать обеспечение возможности выявления и распознавания первичных видов и разновидностей осадков среди сланцев, кристаллических сланцев и гнейсов. Полученные данные могут быть использованы для восстановления картины эволюции супракrustальных комплексов докембрия, их формационного изучения и сопоставления процессов седиментации докембрия и фанерозоя. Геохимическая классификация должна иметь значение и для неметаморфизованных осадков. Она не противопоставляется классификациям по минеральному составу и строению, но вероятно, в некоторых отношениях может быть более общей и правильной. Название "геохимическая" указывает на то, что учитывается не только содержание, но и поведение элементов в экзогенных процессах.

Литологической основой геохимической классификации метаосадков может явиться уже разработанная система подразделений по вещественному составу (Страхов, 1957, 1962; Крашенинников, 1968; Логвиненко, 1967; Рухин, 1961; Швецов, 1948). Классификация, вытекающая из этих данных, может включать как высшие единицы типы метасадочных пород - по общим признакам состава (силикатных и глиноземистых, железистых, марганцевых, фосфатных, карбонатных, солей, каустоболитов и смешанных продуктов) и далее - классов (по первичному механизму образования), групп, подгрупп (видов) и разновидностей - по геохимическим особенностям. Необходимо иметь в виду разнообразие механизмов образования и возможность конвергентности состава и строения пород.

Предполагается, что для определения классификационной принадлежности метасадков помимо геологических данных должна быть использована система геохимических параметров, как универсальных - для разных классов пород в пределах типов, так и специфических, информативных только для групп, подгрупп и разновидностей. Такими параметрами могут служить соотношения компонентов и элементов или их содержания. Информативность параметров должна определяться с точки зрения геохимического существа процессов седиментации.

Приведенные соображения могут быть рассмотрены на примере класса зернистых (обломочных) силикатных метасадочных пород первичной алевроит-псаммитовой размерности. Для этого класса, как и для всего типа силикатных

и глиноземистых метасадков, одним из важнейших параметров является основность, оцениваемая отношением молекулярных количеств окиси, закиси железа и магнезии к молекулярному количеству кремнезема. Этот параметр позволяет разделить породы класса на группы образований существенно кварцевых, слюдясто- и полевошпат-кварцевых, аркозовых, субграувакковых, граувакковых и основных граувакковых. По другим параметрам могут быть выделены породы, относящиеся к существенно калиевополевошпатовому или плагиоклазовому рядам. Использование параметра основности важно для общего сопоставления составов осадочных и изверженных пород. В этом плане, вероятно, можно говорить об ультракислых, кислых, средних и т.п. осадках, вплоть до ультраосновных. Дальнейшее разделение групп на подгруппы туффитов, метаалевродит-псаммитов туффитовых, обычных, глинистых, карбонатных и т.д., может быть проведено с помощью параметров оценивающих общую и частную глиноземистость пород, содержание и соотношение магнезии, окислов железа, извести, их карбонатность (по прямым или косвенным данным). Здесь существуют трудности, связанные с потерей углекислоты при метаморфизме осадочных пород. Для выделения разновидностей используются также такие параметры как содержание и соотношение щелочей, кремнезема, хрома, никеля, шпрония и некоторых других компонентов, важных для фациальных характеристик. В пределах группы положение разновидности может быть определено ограниченным количеством параметров. Это позволяет говорить о возможности формализации данных и разработки специализированных программ для ЭВМ или серий диаграмм для ручного применения. Определение уточненных границ классификационных подразделений обещает в будущем применение количественных оценок при фациальном и формационном сравнении метасадочных толщ между собой и с образованиями фанерозоя и современными осадками. Применение геохимической классификации метасадков, вероятно, должно вызвать уточнение ряда моментов в номенклатуре пород.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В СЯЗИ С УСЛОВИЯМИ СЭДИМЕНТАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ПАРАМФИБОЛИТОВ, И ИХ ОТЛИЧИЕ ОТ СХОДНЫХ ПО СОСТАВУ МАГМАТОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

*Горбачев О.В.*

Всесоюзный Институт Минерального сырья, МГ СССР

1. Восстановление перечной природы метаморфических пород является одной из актуальных среди широкого круга проблем осадочной геологии докембрия (Сидоренко, Лунева 1961, Сидоренко 1963, 1967).

Развитие в последние годы исследований в этом направлении, показало перспективность методов связанных с углубленным изучением химического состава метаморфических пород (Сидоренко и др., 1972, Жук-Почекутов, 1971, Розен и др., 1971, Предовский и др., 1971, Горбачев, 1969).

2. Применение указанных методов на материале нижнепротерозойских ком-

плексов Восточной части Балтийского щита (Кольский п-в, Карелия) позволило наметить ряд геохимических и петрохимических критериев для разделения первично-магматических и первично-седиментогенных амфиболитов. Использование разработанной методики диагностики первичной природы амфиболитов позволяет выделить ряд групп параамфиболитов, обладающих определенными геохимической спецификой, связанной с особенностями седиментации исходных осадков.

3. Изучение литолого-геохимических особенностей выделенных генетических групп параамфиболитов позволяет подойти к вопросу о восстановлении некоторых черт условий накопления осадков, метаморфизованных впоследствии до амфиболитовой фации. Для этого могут быть использованы наряду с методами геолого-структурного и литологического анализа некоторые элементы литолого-геохимического метода: различия в концентрации геохимически обособленных групп петрогенных элементов и элементов-примесей (элементы группы железа, элементы-гидролизаты, группы щелочных и щелочно-земельных элементов) в различных типах амфиболитов, их соотношения и их корреляционная взаимосвязь друг с другом, характер распределения в ряду дифференцированных первичноосадочных метаморфических пород.

4. Применение метода литохимических пересчетов химического состава метаморфических пород (Розен, 1970) для выделенных параамфиболитов позволяет наметить возможный компонентный состав первичных осадков, по которым могли формироваться в процессе метаморфизма указанные типы амфиболитов.

Данные пересчетов в сочетании с литологическими исследованиями и с данными по геохимии указанных пород позволяют подойти к вопросу о восстановлении климатических и тектонических факторов приведших к формированию конкретных типов древних осадков.

5. Восстановление основных черт условий докембрийского седиментогенеза должно опираться также на сопоставление литолого-геохимических особенностей разрезов включающих параамфиболиты с разрезами включающими их неметаморфизованные аналоги. Такое сопоставление, проведенное хотя и на ограниченном материале, показало, что выявленная близость химизма пара-амфиболитов и их осадочных аналогов может быть обусловлена общностью первоначальных условий их формирования (сходство текстурно-структурных особенностей пород, слагающих разрезы, закономерная последовательность смены фаций, присутствие специфических типов ритмичности, элементов косої слоистости и т.д.). Наличие определенных рудных концентраций в разрезах, включающих осадочные аналоги амфиболитов (Cu, В, редкие щелочи, железорудные проявления и т.д.), и присутствие подобных же рудопроявлений в докембрийских разрезах сложенных параамфиболитами позволяет по новому подойти к вопросу о возможной рудоносности комплексов сложенных амфиболитами.

6. Приведенный в докладе анализ литолого-геохимических черт конкретных типов параамфиболитов на основе перечисленных методов показывает, что возможности литолого-геохимического метода не ограничиваются альтернативным решением вопроса о первичной природе амфиболитов (пара=орто-породы), но позволяет подойти к восстановлению литолого-фациальных условий формирования первичного субстрата этих пород, а в связи с этим к выявлению специфиче-ских металлогении включающих их толщ.

К МЕТОДИКЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ИСХОДНОГО СОСТАВА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Куртов Г.С., Полквой П.А.

Северокавказский горнометаллургический институт

Многие исследователи считают, что в процессе метаморфизма химический состав осадочных (в том числе и глинистых) пород значительно изменяется вследствие привноса и выноса отдельных компонентов.

Однако в последние годы в отечественной и зарубежной литературе появился ряд работ, в которых отмечается, что даже при очень глубоких преобразованиях метаморфические породы наследуют определенные черты минерального и химического состава исходных осадочных пород, и если миграция химических элементов при метаморфизме и происходит внутри отдельных слоев, то в целом для большого по объему участка преобразование можно считать в преобладающем большинстве случаев изохимическим.

В метаморфических породах часто можно наблюдать прямые и косвенные признаки, свидетельствующие о том, что метасоматические процессы очень слабо изменяют состав и структуру исходного материала (обломочный характер зерен, их окатанность, ритмичное чередование пород в разрезе и др.). Изучение состава и структурных особенностей метаморфических сланцев буронской свиты, развитых в западной части Буронского рудного поля в Северной Осетии, показало, что они удовлетворяют указанным выше условиям, и поэтому реконструкция их первичного состава и палеогеографической обстановки накопления по среднему химическому составу пород вполне возможна. С этой целью нами были использованы методы, предложенные О.М.Розеном и В.К.Головенком, дополненные методами статистического анализа полученных результатов.

Палеогеографическую реконструкцию состава исходных пород следует проводить в 3 этапа. На первом этапе можно произвести литохимические пересчеты на компоненты осадочной породы по методу О.М.Розена. Затем графическим путем выбирается стандартный генетический тип глины по Ронову А.Б., Хлебниковой З.В., наиболее близкий по своему химическому составу к изучаемым породам. Третий этап предусматривает статистический анализ и определение достоверности сделанных выводов. Во всех случаях обработке подвергаются анализы, пересчитанные на 100% с исключением летучих (табл. I), содержание которых значительно изменяется в процессе метаморфизма и второстепенных компонентов, которые практически не оказывают влияния на результаты пересчетов.

Результаты пересчета сланцев Буронской свиты (табл. 2) характеризуют вероятную исходную осадочную породу, как состоящую из чередования пород глинистого и обломочного состава (в примерно равных соотношениях). Обломочный материал представлен кварцем и полевыми шпатами.

Присутствие в составе первичной породы значительного количества монтмориллонита указывает на щелочную среду в бассейне осадконакопления, а практическое отсутствие карбонатов и преобладание гидрослюда среди глинистых минералов говорит о том, что климат в период осадконакопления был умеренно-теплым.

Расчитанный вероятный состав исходных осадочных пород соответствует, видимо, по условиям седиментации отложениям прибрежных частей морских бассейнов.

Сопоставление среднего химического состава изученных пород с химическими составами глин различного генезиса графическим методом показало, что к составу буронской свиты наиболее близки континентальные глины холодного и умеренно-холодного климата и несколько менее близки морские глины. Проверка правильности выбора генетического типа исходных глин проводилась методами математической статистики. Для этого вычислялся критерий разности между сериями сопряженных измерений. В результате оказалось, что морские глины и континентальные глины холодного и умеренно-холодного климата статистически одинаково близки по составу к кристаллическим сланцам буронской свиты. Однако, вычисление коэффициента корреляции рангов Спирмена позволило отдать при выборе предпочтения континентальным глинам холодного и умеренно-холодного климата, в которых наблюдается большая коррелированность порядка убывания содержания окислов с метаморфическими породами.

Близость химического состава морских глин к составу буронской свиты может, по-видимому, свидетельствовать о наличии в составе толщи и прибрежно-морских осадков.

Таким образом, выводы, полученные при литохимическом пересчете анализов кристаллических пород буронской свиты по методу О.М.Розена, полностью подтверждаются расчетами по методу В.К.Голоженка и методами математической статистики, что свидетельствует о достоверности полученных результатов.

Таким образом, при производстве литохимических пересчетов анализов метаморфических горных пород и определении первичного состава исходных глинистых осадков и палеогеографической обстановки их накопления необходимо применять совокупность методов с обязательной проверкой полученных результатов с помощью математической статистики.

#### ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ЧАРНОКИТОВЫХ СЕРИЙ: СПЕЦИФИКА ХИМИЗМА И ВОЗМОЖНОСТИ ДОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

*Закругкин В.В.*

Ростовский Государственный Университет

Основные метаморфиты широко распространены в чарнокитовых сериях земного шара, однако, их дометаморфическая природа до последних дней продолжает вызывать оживленную дискуссию. Первой целью проведенных исследований было выявление первичной природы той части основных чарнокитов, в которой

## СРЕДНИЕ ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ ПОРОД, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ПРИ ПЕРЕСЧЕТАХ

| Оксиды                         | I     |        | 2      |        | 3      |        | 4      |        | 5      |        |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | а     | б      | а      | б      | а      | б      | а      | б      | а      | б      |
| SiO <sub>2</sub>               | 65,18 | 67,48  | 63,06  | 67,61  | 53,32  | 59,20  | 58,32  | 63,59  | 51,72  | 58,31  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,65  | 0,67   | 0,69   | 0,74   | 1,21   | 1,34   | 0,90   | 0,98   | 0,82   | 0,93   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,02 | 17,63  | 13,59  | 14,58  | 29,79  | 33,10  | 16,60  | 18,12  | 15,44  | 17,44  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,72  | 5,66   | 5,25   | 5,63   | 2,46   | 2,73   | 6,13   | 6,70   | 6,72   | 7,59   |
| FeO                            | 4,75  |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| MnO                            | 0,11  |        | -      |        | 0,06   |        | 0,06   |        | 0,07   |        |
| MgO                            | 2,53  | 2,62   | 1,57   | 1,68   | 0,54   | 0,60   | 2,22   | 2,43   | 3,31   | 3,74   |
| CaO                            | 0,95  | 0,98   | 3,16   | 3,39   | 0,93   | 1,03   | 3,76   | 4,10   | 6,18   | 6,95   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,48  | 2,56   | 1,98   | 2,12   | 0,56   | 0,62   | 0,67   | 0,73   | 0,75   | 0,85   |
| K <sub>2</sub> O               | 2,31  | 2,40   | 3,97   | 4,25   | 1,24   | 1,38   | 3,07   | 3,35   | 3,71   | 4,19   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,10  |        | н/о    |        | н/о    |        | н/о    |        | н/о    |        |
| ППП                            | 3,10  |        | 7,39   |        | 10,23  |        | 8,40   |        | 11,42  |        |
| Сумма:                         | 99,90 | 100,00 | 100,60 | 100,00 | 100,34 | 100,00 | 100,13 | 100,00 | 100,14 | 100,00 |

- 1 - андалузитсодержащие сланцы оуронской свиты, среднее из 8 анализов  
 2 - континентальные глины холодного и умеренно-холодного климата (?)  
 3 - континентальные глины жаркого и влажного (тропического) климата (?)  
 4 - морские глины (?).  
 5 - глины засоленных лагун и озер (?).  
 а - средний химический состав  
 б - то же в пересчете на 100% без летучих и второстепенных компонентов.

## Вероятный состав дометаморфической породы, определенный по методу О.М.Розена

| Компоненты осадка        | Содержание в % с учетом поправок на присутствие летучих и второс. компон. |
|--------------------------|---|
| Гидрослюдистая глина     | 33,30   |
| Монтмориллонитовая глина | 14,28   |
| Каолиновая глина         | 3,00  |
| Доломит                  | 1,07  |
| Ортоклаз                 | 5,11  |
| Альбит                   | 16,64   |
| Свободный кремнезем      | 26,60   |
|                          | 100,00%   |

не сохранились дометаморфические структурно-текстурные особенности. Вторая (но не второстепенная) цель заключалась в оценке на полученном материале отдельных особенностей осадконакопления и палеоклиматической специфики в раннем докембрии.

Работа базируется на материалах, собранных автором на ряде щитов и массивов Евразии и Африки (Анабарском, Енисейском, Украинском, Мадрасском, Гвинейско-Либерийском и Туарегском), а также на литературных данных по другим щитам земного шара.

Использование практически всех существующих методов пересчетов в том числе и разработанных нами (Закруткин 1971), показало невозможность разделения наших метаморфитов на орто- и пара-породы. Известные методы лишь позволяют "оттянуть" из общего числа нерасчлененных основных чарнокитов те из них, которые не укладываются в рамки химизма магматических образований. В итоге из 422 химических анализов основных метаморфитов чарнокитовых серий (в том числе 107 оригинальных анализов автора) были "оттянуты" 142 образца, лежащих постоянно в поля осадочных пород. 150 образцов оказались первично-магматическими, а 130 - располагались в полях неопределенности, что не исключает отнесения части из них к первично-осадочным образованиям. Проведенное разделение наших метаморфитов на орто- и пара-породы мало possibilitало определить методами математической статистики средний состав последних и провести сравнительный дисперсионный анализ. Сопоставление средних величин и частных анализов основных параچارнокитов с большим количеством анализов фанерозойских осадочных пород показало, что исходными породами наших образований являются глинисто-карбонатные осадки. Последнее подтверждается рядом экспериментальных работ и, в частности, работами Винара и Сабатье (1969), получившими из природных монтмориллонита и доломита (глина кейпера) при  $t = 400^{\circ}\text{C}$  и  $P$  в несколько сотен бар "оцитоую" ассоциацию плагиоклаз + пироксен  $\pm$  амфибол.

Высокая степень достоверности этого вывода дала возможность провести тщательные сопоставления химизма наших пород с глинистыми и глинисто-

карбонатными осадками и по ряду параметров (кремневый модуль, содержание  $TiO_2$ , индекс зрелости, соотношение  $R_2O_3 : SiO_2$  и другие) получить следующую информацию об особенностях осадконакопления и палеоклиматических условиях, имевших место при накоплении исходного вещества наших основных метаморфитов:

1. Исходное вещество было представлено карбонатным материалом со значительной добавкой глинистого или железистого материала.
2. Отдельные единичные образцы имели в качестве исходного не пелитовый, а песчаный граувакковый материал.
3. Формирование глинисто-карбонатного вещества имело место в разнообразных фациальных условиях: в пелагических, прибрежных, лагунных и в условиях кор выветривания.
4. Образование исходного вещества происходило в широком диапазоне климатических условий: около трех четвертей образцов (71%) образовалось в условиях аридного или семиаридного климата, 20% - в условиях гумидного, и лишь 9% - в условиях исключительно влажного климата, приводящего к образованию в качестве главного минерала глинистой фракции - каолинита.

Литохимические методы пересчетов, разработанные О.М.Розеном (1970) под руководством академика А.В.Сидоренко и примененные к нашим метаморфитам с некоторыми уточнениями, позволяют существенно углубить и расширить наши представления о характере дометаморфических осадков, об особенностях их формирования и о некоторых аспектах палеогеографии.

Результаты пересчетов химических анализов 422 образцов основных чарнокитов подтверждают сделанный ранее предварительный вывод о минеральном составе дометаморфических осадков как карбонатно-глинистых образований. Их состав оказывается очень пестрым и в общем виде может быть представлен состоящим из следующих групп минералов:

|                             |        |
|-----------------------------|--------|
| глинистые минералы .....    | 35-80% |
| карбонаты .....             | 10-50% |
| железистые минералы .....   | 5-25%  |
| кварц и полевые шпаты ..... | 0-25%  |

Глинистые минералы представлены монтмориллонитом, гидрослюдами и каолинитом. Количество первого составляет 50-95% глинистой фракции. Каолинит отмечен в трети изученных образцов в количестве от нескольких процентов до 50-60%. В последнем случае исчезает гидрослюда. Образцы, содержащие все три названных глинистых минерала, единичны.

Карбонатная часть петрофонда основных пород чарнокитовых серий представлена кальцитом и доломитом, отмеченных примерно в равных количествах. В несколько образцах пересчеты показывают незначительные содержания магнетита (2-5%).

Железистые минералы представлены шамозитом и гидроксидами железа.

Кварц и полевые шпаты распространены в дометаморфических осадках неравномерно. Кварц отмечен в 75% изученных образцов в количестве от нескольких процентов до 25-26%. Полевые шпаты выявлены лишь в 20% пересчитанных анализов в количестве 5-10%. Характерно их полное отсутствие в тех образцах, где отмечен каолинит.

х х х

Полученные выше данные позволяют оценить основные породы чарнокитовых серий как дополнительный источник информации о составе и условиях осадко-накопления раннедокембрийских высокометаморфизованных толщ. Они дают возможность расшифровки конкретных разрезов чарнокитовых серий не только по их красноречивым частям, представленным явными парапородами (кварциты, мраморы и др.), но и по считавшимся ранее "немными" горизонтам основных метаморфитов. Полученные данные подводят вплотную к дополнительным сведениям о составе гидросферы и атмосферы, о климате и палеогеографии определенных этапов раннего докембрия.

Наконец, детализация положения и удельного веса глинисто-карбонатных метасадков, метаморфизованных не только в гранулитовой, но и в других фациях, даст, по-видимому, возможность исправить бытующую до сегодняшнего дня ошибку, заключающуюся в недооценке роли карбонатообразования на всем длительном докембрийском этапе развития земной коры.

#### АССОЦИИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

*Бурков Ю.К.*

Всесоюзный научно-исследовательский геологический  
институт, МТ СССР

Для установления первичной природы метаморфизованных горных пород в настоящее время широко привлекаются данные геохимии. Однако, применение в этих целях обычных сведений о средних концентрациях химических элементов в геологических объектах по ряду причин (например, интенсивное изменение исходного химического состава под влиянием процессов диагенеза, метаморфизма и т.п.) не всегда приводит к положительным результатам. Поэтому, предпринята попытка использования в деле реконструкций условий формирования метаморфизованных образований принципиально иных геохимических параметров - характеристик связей между элементами и образуемых ими ассоциаций.

Наиболее распространенным способом получения количественных характеристик меры связей между химическими элементами является корреляционный статистический анализ. Но его непосредственное использование в геохимии иногда представляется в недостаточной степени обоснованным. В первую очередь, это относится к тем случаям, когда в качестве главной задачи исследования связей рассматривается выделение и изучение ассоциаций элементов. В этом смысле единственный коэффициент корреляции еще не несет достаточной информации для правильного отнесения двух данных элементов к единой или разным группам. Так, например, два элемента, скоррелированные отрицательно, могут, тем не менее, входить в состав одного минерала, рудного образования и т.д. Для ликвидации указанного препятствия во ВНИИМ разработан метод многократной корреляции, содержание которого сводится к следующему: для каждой пары  $X_i$  и  $X_j$  из группы, содержащей  $n$  элементов, вычисляют-

ся обычные коэффициенты корреляции между каждым из этих двух элементов со всеми остальными:  $r_{1,1}; r_{2,2}; r_{3,3} \dots r_{n,n}$  и  $r_{1,2}; r_{2,3}; r_{3,4} \dots r_{n-1,n}$ . Затем рассчитывается новый коэффициент корреляции между этими двумя рядами величин, отражающий принадлежность  $x_i$  и  $x_j$  к одной или разным группам. В целом, в результате применения аппарата многократной корреляции получают количественные оценки ассоциаций элементов, основанные на иерархии связей между ними — выявляются ведущие ассоциации, группы, из которых они состоят, и т.д.

Применение указанного метода при изучении геохимических особенностей большого числа разнообразных геологических объектов показало, что существуют весьма жесткие зависимости между типами иерархий ассоциаций химических элементов с одной стороны и условиями формирования горных пород с другой. В частности, было установлено, что:

а) в неметаморфизованных или слабо метаморфизованных осадочных породах, являющихся продуктами механического разрушения магматических образований областей питания, сохраняется тип ассоциаций химических элементов, сходный с таковым в магмогенных породах (т.е. сохраняются группы фематидов и фельсифидов);

б) в осадочных породах, являющихся продуктами химического выветривания образований областей питания, формируется принципиально иной тип ассоциаций, определяемый, главным образом, формами миграции элементов в условиях гипергенеза (группы инертных в этих условиях элементов, группы подвижных элементов и т.д.). Близкий к названному тип ассоциаций выявляется во многих осадочных породах биологического происхождения, а также — в биологических объектах.

Сопоставление количественных характеристик ассоциаций химических элементов в каждой исследуемой осадочной толще с рассмотренными выше эталонными их типами позволяет определять или уточнять геотектонические, климатические, гидрохимические и др. условия ее формирования. Одновременно с этим, проведенная экспериментальная проверка показывает, что этот же прием можно использовать для обнаружения толщ заведомо осадочного происхождения среди глубоко метаморфизованных образований и оценивать для них обстановки седиментогенеза<sup>х/</sup>. Для эксперимента подбирались, в первую очередь, образования, первичную седиментарную природу которых можно было, для контроля, с достаточной степенью точности оценивать обычными геологическими методами. Геохимические исследования выявили весьма характерную "осадочность" "осадочных" ассоциаций во многих равновидных породах, подвергшихся глубокому метаморфизму: кристаллических сланцах, гнейсах, гранулитах и т.п.

Таким образом, накоплен фактический материал, свидетельствующий о том,

---

х/ Очевидно, что сказанное относится только к толщам, в формировании которых в той или иной мере принимали участие процессы химического выветривания пород водосборных площадей. Продукты механического выветривания магматических образований (аркозы, граувакки и т.п.), как уже говорилось, геохимически близки к материнским породам. Метаморфизм, вероятнее всего, способен лишь усугубить эту близость. Поэтому, выявление подобных продуктов на фоне ортопород любыми геохимическими методами представляет собой весьма трудную и, иногда, не разрешимую задачу.

что под влиянием процессов регионального метаморфизма осадочные образования, в ряде случаев, не изменяют или изменяют в очень слабой степени характер связей между концентрациями содержащихся в них химических элементов и образуемых этими элементами ассоциаций (хотя сами концентрации могут, при этом, изменяться в значительной степени).

В качестве одного из возможных объяснений отмеченной стабильности корреляционных связей между химическими элементами по отношению к процессам метаморфизма можно рассмотреть следующую схему. В пределы некоторого идеализированного бассейна седиментации поступают продукты глубокого химического выветривания пород области питания. При этом, естественно, элементы, характеризующиеся относительно слабой подвижностью в зоне гипергенеза преимущественно накапливаются в краевых частях такого бассейна и закономерно, согласованно снижают свои концентрации по мере передвижения к его центральным областям. Относительно легко подвижные элементы, наоборот, накапливаются в центральных частях бассейна и согласованно снижают содержания по мере движения к прибрежной зоне. В результате, в осадках, отлагавшихся в подобном бассейне должны возникнуть положительные корреляции между концентрациями элементов в пределах группы слабо подвижных компонентов и, отдельно, - в пределах группы легко подвижных. Между каждым подвижным и каждым инертным элементом должны сформироваться отрицательные корреляции. Воздействие метаморфизма на толщу, отложившуюся в бассейне, может, в принципе, привести к миграциям химических элементов и, следовательно, к разрушению исходных ассоциаций и возникновению новых. Однако, чтобы разрушить первичные корреляционные связи между элементами в пределах всей толщи нужно представить весьма малоперспективный процесс, который бы перебросил по ее простиранию на значительные расстояния концентрации слабоподвижных элементов от прибрежной зоны ее развития в центральную, а легкоподвижных - от центральной в прибрежную. Таким образом, если участки геохимического опробования метаморфизованной толщи достаточно далеко отстоят друг от друга, оно должно привести к выявлению первичных, не "стертых" явлениями метаморфизма, ассоциаций элементов, что и наблюдается на практике.

В целом, полученные данные показывают, что изучение ассоциаций химических элементов может, во многих случаях, служить эффективным инструментом реконструкции условий формирования метаморфизованных образований.

#### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВАЛОВОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ИХ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ

*Давиденко И.В.*

Геологический институт Кольского филиала АН СССР

Макрокомпоненты глубокометаморфизованных пород кольско-беломорской серии (кианит-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-мусковитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты и гранитогнейсы) информативны в от-

ношении первичной природы. Сравнение представительных выборок (от 17 до 103 анализов) метаморфических пород с выборками осадочных пород - эталонов (сотни и тысячи химических анализов) производится путем одновременного сопоставления составов в группах между собой, попарно (метаморфит-осадочный эталон) и одновременно по одному, двум и всем компонентам анализов (Давиденко, Макиевский, 1969). Если составы неразличимы по содержанию одного компонента, в таблице I это отражено цифрой 1 в соответствующей графе. Неразличимыми составы считаются тогда, когда отличия средних равны или меньше критических для данных значений  $t$  - критерия при заданной зоне значимости (таблица 2).

Сравнивая состав гнейсов различных свит и серий с составами осадочных эталонов и между собой, мы выявляем и некоторые геологические характеристики периода осадконакопления метаморфитов (Давиденко, Макиевский, 1970), что позволяет коррелировать стратосхемы трансгрессивных и регрессивных разрезов и вводит поправки на контрастность палеорельефа периода седиментации.

Таблица I  
Степень сходства составов метаморфических пород Кольского п-ва и осадочных пород-эталонных по всем макрокомпонентам

| A  | 10 | 19 | 26 | 14 | 27 | 18 | 24 | 13 | 12 | 25 | 10 | 19 | 26 | 14 | 27 | 18 | 24 | 13 | 12 | 25 |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Б  |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
| 1  | 1  | 0  | 2  | 1  | 1  | 2  | 5  | 4  | 1  | 0  | 2  | 2  | 2  | 1  | 2  | 2  | 5  | 4  | 1  | 1  |
| 2  | 3  | 1  | 1  | 2  | 2  | 0  | 2  | 1  | 1  | 2  | 3  | 2  | 3  | 4  | 3  | 2  | 2  | 3  | 2  | 3  |
| 20 | 2  | 0  | 1  | 1  | 2  | 3  | 5  | 1  | 0  | 1  | 2  | 1  | 2  | 1  | 4  | 3  | 7  | 3  | 2  | 1  |
| 3  | 1  | 0  | 2  | 1  | 2  | 1  | 2  | 2  | 1  | 1  | 2  | 2  | 2  | 1  | 3  | 3  | 5  | 4  | 2  | 2  |
| 15 | 1  | 6  | 2  | 2  | 1  | 1  | 3  | 1  | 2  | 3  | 2  | 7  | 4  | 3  | 2  | 2  | 3  | 4  | 4  | 4  |
| 16 | 1  | 0  | 1  | 2  | 3  | 2  | 5  | 3  | 3  | 1  | 2  | 1  | 3  | 2  | 4  | 3  | 7  | 4  | 3  | 1  |
| 17 | 1  | 0  | 2  | 2  | 1  | 2  | 5  | 4  | 3  | 1  | 2  | 2  | 3  | 3  | 2  | 3  | 7  | 5  | 4  | 2  |
| 5  | 1  | 0  | 1  | 2  | 3  | 2  | 4  | 4  | 3  | 0  | 2  | 2  | 3  | 2  | 3  | 3  | 6  | 5  | 3  | 1  |
| 28 | 1  | 0  | 2  | 1  | 1  | 2  | 5  | 4  | 1  | 0  | 3  | 2  | 2  | 1  | 2  | 3  | 6  | 4  | 1  | 1  |
| 4  | 0  | 0  | 1  | 1  | 1  | 1  | 5  | 3  | 1  | 0  | 3  | 2  | 2  | 1  | 4  | 3  | 6  | 4  | 5  | 1  |
| 29 | 0  | 0  | 0  | 1  | 3  | 1  | 6  | 3  | 1  | 1  | 2  | 2  | 2  | 1  | 4  | 2  | 8  | 4  | 3  | 1  |
| 30 | 1  | 1  | 2  | 1  | 0  | 1  | 5  | 3  | 1  | 1  | 1  | 2  | 2  | 1  | 2  | 4  | 7  | 3  | 2  | 2  |
| 7  | 0  | 2  | 1  | 0  | 2  | 1  | 5  | 3  | 2  | 1  | 2  | 2  | 1  | 2  | 2  | 2  | 5  | 4  | 4  | 1  |
| 6  | 2  | 1  | 2  | 1  | 2  | 1  | 4  | 2  | 2  | 2  | 2  | 2  | 3  | 2  | 2  | 3  | 4  | 4  | 4  | 3  |

95 % зона значимости

99 % зона значимости

ПРИМЕЧАНИЕ: А - группа осадочных пород-эталонных: 10 - глины Русской платформы, 12 - пески Русской платформы, 13 - песчано-глинистые осадки С.Америки, 14 - глины С.Америки, 18 - континентальные глины холодного климата, 19 - континентальные глины жаркого влажного климата, 24 - граувакка, 25 - аркоз, 26 - глины всех типов, 27 - морские глины.

Б - группа метаморфических пород: 1 - кианит-гранат-биотитовые гнейсы Юга Кольского п-ва, 2 - кианит-гранат-биотитовые гнейсы СЗ части Кольского п-ва, 3 - кианит-гранат-биотитовые гнейсы Карело-Кольского региона, 4 - гранат-биотитовые гнейсы, 5 - биотит-мусковитовые гнейсы Кольского полуострова, 16 - биотит-мусковитовые гнейсы Юга Кольского п-ва, 17 - биотит-мусковитовые гнейсы СЗ части Кольского п-ва, 20 - кианит-гранат-биотитовые гнейсы Неблагодари (лоухская свита); 28 - кианит-гранат-биотитовые гнейсы лоухской свиты Карелии; 29 - гранат-биотитовые гнейсы Юга Кольского п-ва, 30 - гранат-биотитовые гнейсы СЗ Кольского п-ва (лоухская свита); 7 - биотит-амфиболовые гнейсы (хетоламбинская свита), 6 - гранитогнейсы керетской свиты.

Таблица 2

Критические значения различия средних, вес. %

| Сте-<br>пе-<br>ни<br>сво-<br>бо-<br>ды | t- кри-<br>терий | Компоненты химических анализов |                   |      |      |      |                                |                                |                  | Зона<br>зна-<br>чимости<br>% |
|--|------------------|--------------------------------|-------------------|------|------|------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------------------------------|
|  |                  | K <sub>2</sub> O               | Na <sub>2</sub> O | CaO  | MgO  | FeO  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> |                              |
| 186                                    | 1,9735           | 0,78                           | 0,41              | 0,62 | 0,55 | 0,53 | 0,90                           | 1,63                           | 2,35             | 95                           |
| 32                                     | 2,0369           | 0,81                           | 0,42              | 0,64 | 0,57 | 0,54 | 0,93                           | 1,69                           | 2,43             |                              |
| 186                                    | 3,3398           | 1,34                           | 0,69              | 1,06 | 0,94 | 0,89 | 1,53                           | 2,77                           | 3,98             | 99                           |
| 32                                     | 3,6218           | 1,42                           | 0,75              | 1,14 | 1,02 | 0,97 | 1,66                           | 3,00                           | 4,31             |                              |

Результаты сравнения составов выборок попарно редко приводят к случаям полного сходства (неразличимости содержаний всех восьми компонентов) или полного различия (по всем компонентам). Полное различие составов метаморфических пород и эталонов-осадков установлено только в одном случае из 104 (0,96%), явное различие (сходство по одному компоненту) в 13 случаях (12,5%). При сходстве составов по двум (34 случая; 32,68%) и трем (28 случаев; 29,94%) компонентам по одним средним нельзя сделать вывод о действительном различии или сходстве, так как все компоненты приняты в качестве равноправных, несущих равную информацию. При неразличимости выборок по содержанию 4-7 компонентов сходство пород устанавливается определенно. В 16 случаях (15,39%) выборки сходны по 4 компонентам, что квалифицируется как заметное сходство; в 6 случаях (5,77%) по 5 компонентам (явное сходство); в 3 случаях (2,89%) по 6 компонентам (сильное сходство); в 3 случаях (2,89%) по 7 компонентам (весьма сильное сходство).

Анализ результатов сравнения показывает (Давиденко, Мамиевский, 1969), что гранитогнейсы керетской свиты по 7 компонентам сходны с составом изверженной породы кислого ряда, будучи заметно сходны (4 компонента) с песками Русской платформы, песчано-глинистыми осадками С.Америки и граувакками, т.е. с терригенными породами. Гнейсы хеталамбинской свиты явно сходны с граувакками (по 5 компонентам) и заметно сходны с песками Русской платформы (4 компонента) и песчано-глинистыми осадками С.Америки (4 компонента); амфиболиты хеталамбинской свиты по 6 компонентам сходны с составом изверженных пород основного ряда.

Такой характер сходства не противоречит представлению, что исходными породами метаморфитов хеталамбинской свиты были эффузивы основного состава в переслаивании с песчано-глинистыми осадками.

Среди пород лоухской свиты биотитовые и биотит-мусковитовые гнейсы обнаруживают сильное сходство с граувакками и явное сходство с песчано-глинистыми осадками, гранатовые гнейсы при сильном сходстве с граувакками обнаруживают явное сходство с песками Русской платформы, заметное сходство с песчано-глинистыми осадками, морскими глинами. Кианито-гранат-биотитовые гнейсы кроме явного сходства с граувакками заметно сходны с песчано-глинистыми осадками. В целом породы лоухской свиты отвечают верхней терригенной формации.

Состав кванцитовых и квантит-ставродитовых сланцев кейвской серии сходен с составом континентальных глин влажного и жаркого климата, что не противоречит выводам ряда исследователей.

Гнейсы одного минерального состава различных структурно-геологических зон существенно различаются при сравнении с осадочными эталонами. Так, гранат-биотитовые гнейсы СЗ Кольского п-ва заметно сходны с континентальными глинами холодного климата (выборка 18), а те-же гнейсы Юга полуострова заметно сходны с морскими глинами (выборка 27) и с песчано-глинистыми осадками (выборка 13). С морскими глинами заметно сходны составы квантит-гранат-биотитовых гнейсов Неблагори, также же гнейсы Карелии заметно сходны (менее 5 компонентов) с песчано-глинистыми осадками, а кванцитовые гнейсы СЗ Кольского п-ва заметно сходны с глинами всех типов. Эти выводы не зависят от априорной гипотезы.

## ВОССТАНОВЛЕНИЕ ИСХОДНОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ НА ОСНОВЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

*Белоножко Л.Б.*

Всесоюзный институт минерального сырья, МГ СССР

1. В секторе геологии и геохимии метаморфических пород ВИМСа проводится работа по выявлению вероятного исходного состава метаморфизованных карбонатных пород.

Среди метаморфических пород Балтийского и особенно Алданского щитов, образовавшихся в большой интервал времени от архея до кембрия, широким распространением пользуются мраморы и кальцифиры, характеризующиеся значительными вариациями в содержаниях силикатных минералов. Вероятный исходный состав этих пород - карбонатные и глинисто-карбонатные отложения, содержащие от 2 до 30% глинистого компонента и до 50% свободного кремнезема. Состав карбонатной части колеблется от кальцитового до доломитового, причем тенденции возрастания доломитовой составляющей с удревнением возраста пород не наблюдается. Было установлено, что даже в наиболее древних отложениях (яенгурская серия Алданского комплекса, ранний архей) встречаются чисто кальцитовые разновидности пород.

2. Метаморфизованные карбонатные породы в пределах рассматриваемых регионов часто содержат прослои разной мощности и линзы, сложенные мономинеральной диоксидовой породой. Генезис подобных пород обычно не рассматривается как первично осадочный в связи с тем, что не были известны сколько-нибудь широко распространенные осадки подобного состава, т.е. состоящие преимущественно из силикатов кальция и магния. Наибольшей популярностью для объяснения генезиса докембрийских диоксидовых пород пользуется предложенная Д.С.Коржинским (1936) гипотеза о развитии их метасоматическим путем по доломитам с приносом кремнезема и выносом углекислоты.

В процессе обработки химических анализов кальцифиров, основных кри-

сталлических сланцев, эглогитов из различных докембрийских регионов было установлено, что даже при учете максимально возможной потери углекислоты при метаморфизме (Розен и др., 1971) в этих породах часто наблюдается избыток кальция и магния по отношению к углекислоте, и в исходной породе неизбежно присутствие кальция и магния не только в карбонатной, но и в силикатной форме. Наиболее наглядно этот эффект обнаруживается при пересчете диопсидовых пород. Микроскопическое изучение пород позволило сделать вывод об отсутствии признаков их метасоматической переработки. Появилось предположение о том, что эффект избытка кальция и магния может быть унаследован от первичных осадочных пород. При рассмотрении анализов неметаморфизованных и слабо метаморфизованных осадочных пород выяснилось, что и среди них широко распространены осадки с соотношением  $(Ca, Mg)O : CO_2$ , намного превышающим таковое в карбонате. Подобные осадки обнаружены среди красноцветных глин Прикамья, в красноцветных отложениях татарского яруса (Мирополюский, 1956, Перельман, Борисенко, 1962), в глинистых сланцах сидеритовосных отложений Кочетавского массива (Розен, Созинов и др., 1972).

По-видимому особенность состава осадочных пород, выявленная эмпирически в процессе изучения метаморфических пород, не является экзотической, а объясняется лишь слабой изученностью широко распространенных кальций-магниевых — содержащих некарбонатных пород, наиболее близких химических аналогов кальцифиров, основных кристаллических сланцев, диопсидитов, эглогитов.

3. При расшифровке первичной природы метаморфических пород, составляющих более половины площади континентов, возникает необходимость решения вопросов о сохранности состава осадочных и плутонических пород, претерпевших метаморфические превращения. Плутонические породы образуют группы дискретного состава, со специфическими петрохимическими и геохимическими особенностями, основные черты которых сохраняются в процессе метаморфических преобразований, которые чаще всего протекают при более низких температурах и давлениях, чем сопутствующие становлению плутонических пород, и поэтому мало влияют на состав пород (приобретших энергетическую устойчивость при более высоких параметрах). Осадочные же породы имеют несравнимо более деструктивный состав, и не всегда находятся их прямые аналоги в числе пород метаморфических.

Имеющиеся эмпирические данные по определению химического состава пород в зонах с нарастающим метаморфизмом не дают однозначных результатов, т.е. не подтверждаются доказательствами первичной однородности исходных осадочных пород.

Общий ход процессов метаморфических преобразований осадочных пород определяется законами термодинамики. Осадочные породы представляют собой разнообразные смеси химических соединений (минералов) и при метаморфизме переходят в породы, состоящие, как правило, из ограниченного числа минералов, составляющих ассоциации, зависящие от физико-химических условий метаморфизма. Известно, что любой химический процесс определяется изобарно-изотермическим потенциалом ( $\Delta Z$ ). Таким образом, используя величины  $\Delta Z$  реакций, имеется возможность оценить вероятность химических превращений количественно через цифровые величины, выбрав наиболее энергетически выгод-

ный вариант. В настоящее время метаморфические реакции с этих позиций ниже не рассматривались.

Были проведены расчеты реакции перехода трех типов осадочных пород: глинистого известняка, глины, боксита в метаморфические породы фации зеленых сланцев. Расчеты велись в параметрах  $P$  общее = 1, 2 и 3 кбар и температурах  $200^{\circ}$ ,  $300^{\circ}$ ,  $400^{\circ}C$ . Оказалось, что на общие результаты изменения температур и давлений влияют лишь количественно, а не качественно, и о ходе процесса при различных сочетаниях параметров можно судить по данным при любых из параметров. При расчетах использовались термодинамические константы из работ Карпова И.К., Киселева А.И., Летникова Ф.А. (1971). В связи с отсутствием величин молярных объемов для  $Na$  - монтмориллонита и  $K$  - иллита за меру приращения факции  $L_t$  по сравнению с  $L$  стандарт брались приращения таковых для  $K$  - монтмориллонита и мусковита.

Для каждой из разновидностей осадочных пород подсчитывались три варианта метаморфических реакций: I - для случая изохимического метаморфизма (с потерей  $H_2O$  и  $CO_2$ ), II - реакции с потерей  $H_2O, CO_2$  и  $Na_2O$ , III - с потерей  $H_2O, CO_2$  и  $K_2O$ .

Окончательные результаты расчетов сведены в таблицу:

Величина  $\Delta L$  в ккал/моль некоторых метаморфических реакций

| Тип реакции                      | Порода | Глинистый из известняк | Глина               | Боксит              |
|----------------------------------|--------|------------------------|---------------------|---------------------|
| I (потеря $H_2O, CO_2$ )         |        | (-214) <sup>X/</sup>   | (-188) <sup>X</sup> | +955                |
| II (потеря $H_2O, CO_2, Na_2O$ ) |        | -123                   | -151                | (-154) <sup>X</sup> |
| III (потеря $H_2O, CO_2, K_2O$ ) |        | - 82                   | -127                | -131                |

X/ Наиболее предпочтительные реакции с минимальными  $\Delta L$ .

Из сопоставления величин  $\Delta L$  реакций следует, что глинистый известняк и глина рассматриваемого состава вероятнее всего метаморфизуются при заданных параметрах ( $P$  общ. = 1 кбар,  $T=300^{\circ}$ ) изохимически, с потерей лишь  $H_2O$  и  $CO_2$ .

Ввиду допущений, связанных с отсутствием некоторых параметров для осадочных минералов, расчеты носят приближенный характер и позволяют выявить лишь основные тенденции процессов.

В дальнейшем предполагается провести физико-химическое моделирование для всех основных типов осадочных пород при переменных параметрах  $T, P_{общ.}, P_{CO_2}, P_{H_2O}$  и т.д.

Автор пользуется случаем выразить благодарность О.М. Розену, Ф.А. Летникову и И.К. Карпову за ценные советы и консультации по вопросам термодинамики и ряду геологических проблем.

К ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ЛИТОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРВИЧНОЙ  
ПРИРОДЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

*Филипповский В.И.*

Казанский государственный университет

1. Метод разложения химического состава метаморфических параобразований на составы наиболее распространенных типов глин – монтмориллонитовой, каолинитовой и гидрослюдистой по М.Ф.Викуловой, пемозита по А.Г.Бетехтину и теоретические составы доломита и кальцита, предложенный О.М.Розеном (1970), явился дальнейшим шагом в вопросе "снятия" метаморфизма, однако, с помощью принятых им компонентов можно реконструировать лишь метаморфизованные глины, карбонаты и промежуточные глинисто-карбонатные породы.

2. Принципиальное единство геологического развития Земли в докембрии и фанерозое (Сидоренко, 1967) позволяет предполагать, что наиболее распространенными седиментогенными породами докембрия являлись терригенно-глинистые. На примере кристаллического фундамента Татарского свода это предположение подтверждается преобладанием среди докембрийских образований биотитовых гнейсов и плаггиогнейсов, весьма близких по химическому составу к алевропесчаным осадкам. Примесь терригенного материала часто наблюдается также в глинах и даже карбонатах, поэтому при реконструкции метаморфических пород необходимо учитывать не только глинисто-карбонатную, но и терригенную составляющую первичных пород.

3. Среди обломочных минералов наиболее устойчивы кварц, циркон, апатит, магнетит, гранат, рутил и полевые шпаты, из которых наиболее распространены лишь кварц и полевые шпаты. Последние по сравнению с кварцем менее устойчивы, однако являются обычными обломочными компонентами в континентальных песках, образовавшихся даже во влажном климате (Лахи, 1966), так как сравнительно мало, хотя и больше, чем кварц, разрушаются при химическом выветривании.

По данным Н.В.Логейченко (1967) весьма устойчивыми при выветривании и переносе являются кварц, лимонит и глинистые минералы, а устойчивыми – мусковит, ортоклаз, микроклин и кислые плагиоклазы. Средние и основные плагиоклазы, пироксены, амфиболы и биотиты, относимые к неустойчивым и весьма неустойчивым, крайне редко присутствуют в количествах более 3-5% даже в осадках аридного климата и пересчет их на глинистые компоненты не может привести к существенным ошибкам.

В экзогенных условиях неустойчив также вулканогенный пеплово-туфовый материал, превращающийся, главным образом, в глины монтмориллонитового типа.

4. В соответствии с приведенными выше сведениями, для литохимических пересчетов дополнительно приняты нами составы калиевого полевого шпата, кислых плагиоклазов (альбит+анортит) и свободных окислов железа (табл. I). Мусковит, очевидно, в значительной мере учитывается в составе гидрослюдис-

той глины. При существенных количествах мусковита состав глины должен приближаться к составу иллитовых глин, что следует иметь в виду при неполной компенсации калия и других катионных компонентов разлагаемого состава. Кроме того, в составе калишпата обычно присутствует значительное количество окиси натрия, не учитываемое при пересчетах из-за переменности его содержания.

Кварц, кислые плагиоклазы и микроклин чаще всего присутствуют в осадках в виде обломков и рассматриваются в составе терригенной части пород. Заметим, что калишпат является равноправным обломочным компонентом, так как обычные содержания его в породах аркозовых формаций составляют 15-20%, а среди рифейских отложений западного склона Анабарского щита отмечались породы, содержащие до 70% микроклина (Чайка, 1966).

5. Последовательность расчета осадочных компонентов определяется экспериментальными данными по синтезу глинистых минералов при низких давлениях и температурах (Грим, 1967). "В системах глинозем - кремнезем без щелочей и щелочных земель с соотношениями кремнезема к глинозему, лежащими в пределах составов глинистых минералов, образуется каолинит. При добавке к таким системам калия образуется иллит, при добавке небольших количества магния - монтмориллонит, а при более высоких концентрациях магния - хлорит". Таким образом, разложение состава парапороды следует производить сначала на хлориты и глинистые минералы с максимальной компенсацией щелочей, а остаток анализа, после вычета составов глин и хлоритов, разлагать на обломочные компоненты. В случае удовлетворительной компенсации анализа глинами, дальнейшие расчеты не требуются.

6. При пересчетах часто полезно знать максимально возможные содержания осадочных компонентов в данной парапороде для установления потенциальных вероятностей участия их в образовании исходного осадка. В общем случае они находятся из ряда отношений. Например, в метаморфизованной породе содержится 1,58%  $MgO$ , а в монтмориллонитовой глине - 3,9 (табл. I), значит по магнию этой глины в реконструированной породе может быть не более 40% ( $1,58 \cdot 100 / 3,9 = 40$ ). Если подобные отношения по другим оксидам составляют более 40%, то максимально возможным количеством монтмориллонитовой глины будет 40%.

7. Вероятные соотношения двух и трех потенциально возможных компонентов (составляющих более 10%) можно найти с помощью двух и трех уравнений, составляемых исходя из условия полной компенсации каких-либо оксидов двумя или тремя принятыми компонентами.

8. Приемы расчета поправок на летучие в воду приводятся в работе О.М. Розена.

9. Для того, чтобы результат выразить в объемных процентах, необходимо полученные весовые содержания компонентов разделить на их удельные веса, а полученную сумму привести к 100%.

Таблица I

Составы осадочных компонентов (в %) по О.М. Розену (1970)  
с дополнениями автора

| Осадочные<br>компоненты           |   | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | О к и с л и |      |       |                   |                  | п.л.п. |
|-----------------------------------|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------|------|-------|-------------------|------------------|--------|
|                                   |   |                  |                  |                                |                                | FeO         | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O |        |
| Монтморри-<br>лонитовая<br>глина  | а | 60,8             | 0,2              | 19,8                           | 3,6                            | 0,4         | 3,6  | 1,2   | 2,6               | 0,1              | 6,6    |
|                                   | б | 66,0             |                  | 21,5                           | 4,4                            |             | 3,9  | 1,3   | 2,8               | 0,1              |        |
| Каолинито-<br>вая глина           | а | 43,6             | 1,7              | 38,2                           | 2,1                            |             | 0,5  | 1,0   | 0,3               | 0,6              | 11,9   |
|                                   | б | 50,5             |                  | 44,2                           | 2,4                            |             | 0,6  | 1,2   | 0,4               | 0,7              |        |
| Гидрослав-<br>дистая<br>глина     | а | 51,8             | 1,1              | 20,1                           | 6,9                            | 3,2         | 2,8  | 0,9   | 0,7               | 5,2              | 7,1    |
|                                   | б | 56,3             |                  | 21,8                           | 11,4                           |             | 3,1  | 0,9   | 0,8               | 5,6              |        |
| Шамозит                           | а | 25,0             |                  | 15,0                           | 45,0                           |             | 5,0  |       |                   |                  | 10,0   |
|                                   | б | 27,8             |                  | 16,7                           | 50,0                           |             | 5,6  |       |                   |                  |        |
| Доломит                           | а |                  |                  |                                |                                |             | 21,7 | 30,4  |                   |                  | 47,9   |
|                                   | б |                  |                  |                                |                                |             | 41,6 | 58,4  |                   |                  |        |
| Кальцит                           | а |                  |                  |                                |                                |             |      | 56,0  |                   |                  | 44,0   |
|                                   | б |                  |                  |                                |                                |             |      | 100,0 |                   |                  |        |
| Калишпат                          | а | 64,7             |                  | 18,4                           |                                |             |      |       |                   | 16,9             |        |
|                                   | б | 64,7             |                  | 18,4                           |                                |             |      |       |                   | 16,9             |        |
| Альбит                            | а | 68,8             |                  | 19,4                           |                                |             |      |       | 10,8              |                  |        |
|                                   | б | 69,5             |                  | 19,6                           |                                |             |      |       | 10,9              |                  |        |
| Анортит                           | а | 43,3             |                  | 36,6                           |                                |             |      | 20,1  |                   |                  |        |
|                                   | б | 43,3             |                  | 36,6                           |                                |             |      | 20,1  |                   |                  |        |
| Свободные<br>окислы<br>железа     | а |                  |                  |                                | 100,0                          |             |      |       |                   |                  |        |
|                                   | б |                  |                  |                                | 100,0                          |             |      |       |                   |                  |        |
| Свободный<br>кремнезем<br>(кварц) | а | 100,0            |                  |                                |                                |             |      |       |                   |                  |        |
|                                   | б | 100,0            |                  |                                |                                |             |      |       |                   |                  |        |

ПРИМЕЧАНИЯ: а - полный состав; б - состав без летучих и второстепенных, пересчитанный на 100%; составы глин приведены по данным М.Ф. Викуловой для фракции менее 0,001 мм; составы остальных - по А.Г. Бетехтину.

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА АМФИБОЛИТОВ БЕЛОРУССКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО  
МАССИВА (ПО ДАННЫМ ИХ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ)

*Найденков И. В.*

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный  
институт УГ при СМ БССР

В докембрии Белорусского кристаллического массива широко распространены основные метаморфические породы терригенно-вулканогенной формации архея (Пап, 1972). Считалось очевидным, что среди них имеются как пара-, так и ортопороды. Отдельные авторы для доказательства первичной природы метаморфических образований привлекали те или иные общегеологические, петрографические или петрохимические (Пап, 1962; Красовский, 1968; Пап, Борковская, 1968; Пап, 1971а и др.), а в последнее время – и некоторые геохимические критерии (Пап, 1971б), но для однозначного решения проблемы необходимо располагать непротиворечивой совокупностью всех критериев (Сидоренко и др., 1972).

Ниже излагаются результаты комплексного изучения двух, наиболее характерных для докембрия БССР, типов амфиболитов: 1) массивных или пятнистых амфиболитов с низким, часто нулевым содержанием рудных минералов и 2) полосчатых, реже массивных амфиболитов со сравнительно высоким содержанием рудных.

Амфиболиты первого типа встречаются в виде отдельных горизонтов мощностью до 20–30 м среди однообразных толщ, сложенных массивными пироксеновыми амфиболитами или пироксен-амфиболовыми гнейсами, в которых иногда устанавливаются реликтовые габбровые структуры (интрузивный тип разреза).

Прослойки небольшой мощности амфиболитов второго типа установлены среди амфибол-биотитовых гнейсов с подчиненным количеством гранито-гнейсов, биотитовых, сидлиманит- и гранат-биотитовых гнейсов. Контакты амфиболитов со вмещающими породами обычно нерезкие, с постепенным переходом (осадочный тип разреза).

Нередко амфиболиты обоих типов встречаются совместно в виде сравнительно маломощных прослоев в разрезах, образованных чередованием других разновидностей амфиболитов, различных пироксеновых, пироксен-амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов и основных кристаллических сланцев (осадочно-вулканогенный тип разреза).

Амфиболиты первого типа характеризуются массивной, пятнистой, реже – плосчатой текстурой, гранобластовой или нематогранобластовой структурой и сложены преимущественно роговой обманкой и основным плагиоклазом (соответственно, 50 и 40%) с небольшим количеством биотита, кварца, иногда – рудных, сфена и апатита.

Для амфиболитов второго типа, представленного полосчатыми, реже массивными породами гранонематобластовой, гранобластовой или нематобластовой структуры, характерно несколько более высокое содержание роговой обманки (60%), рудных, сфена, кварца и апатита и более низкое плагиоклаза (30%) и

биотита. Иногда в них присутствует скаполит (до 10–15%), встречаются отдельные зерна окатанного циркона.

Существует различие и в составе амфиболов пород обоих типов: для первого характерна роговая обманка, плеохроирующая от светло- или синевато-зеленого цвета по  $N_Q$  до желто-зеленого или зеленовато-желтого по  $N_P$ , с  $N_Q = 1,678-1,682$ ,  $N_P = 1,658-1,662$ , дупреломлением 0,021–0,025 и общей железистостью 40–47%; роговая обманка в породах второго типа плеохроирует в темно-зеленых – желтовато-зеленых тонах и имеет более высокие показатели преломления ( $N_Q = 1,687-1,700$ ,  $N_P = 1,658-1,679$ , дупреломление 0,021–0,026) и общую железистость (46–67%). Специфической особенностью роговых обманок в амфиболитах первого типа является также более высокое содержание микроэлементов группы железа.

Довольно существенные различия установлены для выделенных типов амфиболитов и по химическому составу (табл. I). Амфиболитам первого типа свойственно более высокое содержание  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и суммы щелочей, тогда как амфиболиты второго типа содержат больше  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  и  $FeO$ . Довольно близки у пород обоих типов содержания  $MgO$ ,  $CaO$ .

Таблица I

| Окислы          | I тип     |                   | II тип    |                   |
|-----------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|
|                 | $\bar{x}$ | $n = 23$<br>$S^2$ | $\bar{x}$ | $n = 19$<br>$S^2$ |
| $SiO_2$         | 47,98     | 4,25              | 44,11     | 9,37              |
| $TiO_2$         | 1,49      | 0,39              | 2,26      | 0,22              |
| $Al_2O_3$       | 14,73     | 4,91              | 14,00     | 5,61              |
| $Fe_2O_3$       | 4,66      | 4,54              | 8,96      | 4,75              |
| $FeO$           | 8,18      | 4,84              | 9,77      | 2,54              |
| $MnO$           | 0,16      | 0,01              | 0,23      | 0,002             |
| $MgO$           | 7,03      | 2,12              | 6,19      | 1,08              |
| $CaO$           | 9,63      | 1,60              | 9,48      | 1,22              |
| $Na_2O$         | 2,84      | 0,54              | 2,03      | 0,18              |
| $K_2O$          | 1,03      | 0,26              | 0,81      | 0,15              |
| $Fe_2O_3 + FeO$ | 12,85     | 7,81              | 18,73     | 6,90              |
| $Na_2O + K_2O$  | 3,87      | 0,77              | 2,84      | 0,37              |

Здесь и ниже:  $\bar{x}$  – оценка среднего арифметического содержания

$S^2$  – оценка дисперсии

$n$  – число проб

Сопоставление средних составов амфиболитов со средними составами основных изверженных пород позволяет провести аналогию между амфиболитами первого типа и габбро. Для амфиболитов второго типа аналогов среди магматических пород не установлено (за исключением таких редких пород, как, например, тешениты); намечается определенное их сходство с некоторыми глинистыми породами, обогащенными карбонатным веществом (Миропольский, 1956).

Амфиболиты обоих типов отчетливо различаются по таким геохимическим показателям, как содержания микроэлементов и парные отношения некоторых микроэлементов (табл. II).

Таблица 2

| Эле-<br>менты | I тип     |       | II тип    |        |
|---------------|-----------|-------|-----------|--------|
|               | $\bar{x}$ | $S^2$ | $\bar{x}$ | $S^2$  |
| Ti            | 0,63%     | 0,08  | 0,92%     | 0,06   |
| V             | 197,1     | 4403  | 284       | 15091  |
| Cr            | 188,6     | 16500 | (14)      | -      |
| Ni            | 91,1      | 4981  | 22,1      | 293    |
| Co            | 38,6      | 100   | 34,5      | 245    |
| Sc            | 43,7      | 189   | 40,9      | 94     |
| Cu            | 74,8      | 3926  | 99,1      | 12561  |
| Pb            | 27,6      | 513   | 40,4      | 2585   |
| Zn            | 65,1      | 367   | 73,2      | 356    |
| Sr            | 380,3     | 39882 | 450       | 66428  |
| Ba            | (236)     | -     | 607       | 424832 |
| Zr            | 103,4     | 1717  | 135       | 11026  |
| Cr: Ni        | 2,07      |       | 0,63      |        |
| Co: Ni        | 0,42      |       | 1,56      |        |
| V: Cr         | 1,04      |       | 20,28     |        |
| Sr: Ba        | 1,61      |       | 0,74      |        |

Содержания микроэлементов даны в  $1 \times 10^{-4}\%$  (кроме Ti) по данным приближенно-количественного спектрального анализа.

Из таблицы 2 видно, что для амфиболитов первого типа характерно относительное обогащение такими микроэлементами, как Cr, Ni, и Co, а для амфиболитов второго типа - обогащение Ti, V, Cu, Pb, Zn, Zr, Sr, Ba. Значительны различия между обоими типами и по величине отношений пар микроэлементов.

Особенности амфиболитов первого типа - их приуроченность к интрузивному типу разреза, преобладание массивных текстур, близость химического состава к составу габбро, высокие содержания таких микроэлементов, как Cr и Ni, приближающиеся к их содержаниям в основных изверженных породах, значения отношений Cr: Ni и Sr: Ba больше I позволяют отнести их к ортопородам (Engel, Engel, 1951; Förlisch, 1960; Виноградов, 1962; Шоу, 1969; Сидоренко и др., 1972).

Приуроченность амфиболитов второго типа к осадочному типу разреза, широкое развитие в них полосчатых текстур, постепенные переходы в другие породы, сходство по химическому составу с карбонатно-глинистыми породами, высокие содержания V, Ba, Zr значения отношений Cr: Ni и Sr: Ba меньше I свидетельствуют об их принадлежности к парапородам (Leake, 1964; Милловский, 1964; Сидоренко и др., 1972).

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА И ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ  
ГНЕЙСОВ ТУНДРОВОЙ СЕРИИ ПЕЧЕНГСКОГО РАЙОНА КОЛЬСКОГО ПОЛУ-  
ОСТРОВА

Суслова С.Н.

Научно-исследовательский геологический институт, МГ СССР

На Кольском полуострове нижнепротерозойские толщи слагают Печенгско-Варзугскую и Кейвско-Колмозерскую синклиновые зоны, формирование которых происходило в разных геотектонических условиях. Печенгско-Варзугский прогиб по типу развития наиболее близок к эвгеосинклинальным областям. Лучше изучен и полнее представлен разрез тундровой серии данного прогиба в Печенгском районе, где породы тундровой серии сложены мелкозернистыми слюдяными, гранато-биотитовыми, амфиболсодержащими гнейсами, образовавшимися за счет метаморфизма перечисленных осадочных пород (талийская свита), и разнообразными амфиболитами, разрывшимися по основным вулканогенным породам (каскамская свита). Общая мощность серии оценивается примерно в 5 км. Данные породы располагаются между архейскими гнейсо-гранитами и гнейсами кольско-беломорской серии и среднепротерозойскими осадочно-вулканогенными породами печенгской серии. Толщи пород тундровой серии метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации и являются полиметаморфическими образованиями. На основании реставрации первичного состава пород в тундровой серии выделяется две формации: граувакковая, объединяющая парапороды, и спилит-диабазовая, включающая ортопороды. Ниже будет дана характеристика парапород талийской свиты. Последняя подразделяется на две толщи. Нижняя толща характеризуется монотонным строением и сложена мелкозернистыми двуслюдяными и биотитовыми гнейсами, образовавшимися по алевритам и песчаникам, среди которых встречаются прослои более тонкозернистого сложения и существенно слюдяного состава (глинистые алевриты), имеются прослои зеленовато-серых биотитовых гнейсов с эпидотом, соответствующих, очевидно, по своему составу метаморфизованным грауваккам. Преобладающее развитие имеют тонко- и мелкозернистые биотитовые гнейсы и гнейсо-сланцы (алееритовые песчаники). В гнейсах наиболее широко развиты грано- и граноделидобластовая структуры. В единичных случаях были встречены реликты обломочной структуры. В породах четко выражено слоистое строение. Совокупность признаков свидетельствует, что образовались гнейсы по первично песчано-алееритовым породам.

Верхняя толща имеет пестрый состав и сложена амфиболовыми сланцами, параамфиболитами, двуслюдяными гнейсами, гранато-слюдяными сланцами, присутствуют прослои амфиболсодержащих пород с порфиробластами ставролита, граната, сидлиманита, прослоями имеется карбонат. Наблюдается тесная перемежаемость пород обогащенных карбонатом и обогащенных амфиболом. Мелкозернистые гранато-амфиболовые гнейсы (глинистые алевриты с карбонатом) переслаиваются с гранато-слюдяными сланцами (глинистые породы), встречаются прослои кварцево-амфиболо-плаггиоклазового состава с карбонатом (глинистые мергели) с линзами графитовых сланцев (глинистые породы, обогащенные углеродистым веществом), присутствуют линзы диопсидо-амфиболо-

карбонатных и амфиболо-спагодито-плаггиоклазовых разновидностей (карбонатные породы). Помимо четкой слоистости (параллельной, ритмичной) в толще встречаются следы разрывов. Состав пород толщи свидетельствует об их образовании за счет метаморфизма алеврито-глинистых отложений, содержащих примесь карбонатного материала. Выше амфиболовых гнейсов и сланцев залегают первично вулканогенные породы каскамской свиты, что позволяет предположить возможное наличие в верхней части разреза вулканогенного материала. Из пород таллинской свиты было сделано 24 химических анализа, которые были нанесены на различные диаграммы (АФК, А.Н.Неелова, А.Н.Заварицкого, А.Симонена). Гнейсы нижней толщи на диаграмме АФК попадали в поле граувакк и полимиктов, на диаграмме А.Н.Неелова (рис. 1) – в поле слабо дифференцированных песчаников и алевролитов и умеренно дифференцированных в химическом отношении глин, на диаграмме А.Н.Заварицкого и А.Симонена (рис. 2) – в поле песчаников, что позволяет отнести их к полимиктовым и граувакковым песчаникам и алевролитам.



Рис. 1. Диаграмма А.Н.Неелова для парапорфитов тундровой серии. Условные обозначения: I – параамфиболиты, амфиболовые сланцы и гнейсы таллинской свиты; 2 – гранато-слюдяные гнейсы таллинской свиты; 3 – параамфиболиты кислугубской свиты; 4 – гранато-слюдяные гнейсы кислугубской свиты. Поля: I – кварцевые песчаники кварциты; II – олигомиктовые песчаники; III – полимиктовые песчаники; IV – аркозовые песчаники; V – известковые песчаники, железистые песчаники и др.; VI – слабо дифференцированные в химическом отношении осадки: а) преимущественно граувакки, б) – преимущественно полимиктовые алевролиты, песчаники с глинистым цементом, в) – континентальные глины холодного и умеренного климата; VII – сильно дифференцированные в химическом отношении глины гумидного климата; VIII – карбонатные глины, железистые глины; IX – мергели; X – кремнистые мергели, железистые песчаники и др.; XI – железистые кварциты.

Породы верхней толщи имеют более разнообразный состав. Среди них встречаются разновидности близкие к песчаникам. На диаграмме А.Н.Заварицкого анализы амфиболсодержащих пород располагаются в поле глин, глинистых сланцев, граувакк, на диаграмме А.Симонена – в поле карбонатных пород и глин, на диаграмме А.Н.Неелова – в поле мергелистых осадков и карбонатных глин. Полученные данные подтверждают геологические наблюдения. Анализ состава пород верхней толщи свидетельствует, что наибольшее развитие в составе ее имели глинистые алевролиты и глины, меньше развиты были полимиктовые алевролиты и карбонатные породы. Выделенные толщи отличаются по элементам-примесям. Согласно полуквантитативным спектральным анализам нижняя толща по сравнению с верхней обогащена скандием и цирконием, в то время как для пород верхней толщи характерно возрастание содержания никеля, кобальта, хрома. Более детально анализ поведения микроэлементов был проведен с помощью метода многократной корреляции, предложенным Ю.К.Бурковым, позволяющим судить о условиях осадконакопления. Из анализа данных многократной кор-

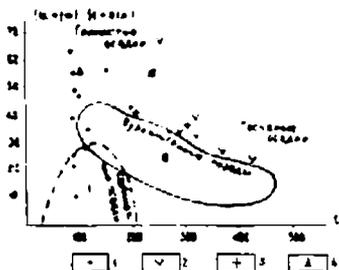


Рис. 2. Диаграмма А.Симонена для парапород тундровой серии. Условные обозначения те же, что на рис. 1.

редящим следует, что в гнейсах нижней толщ четко сохраняются эндогенные ассоциации элементов, последнее свидетельствует о развитии в области сноса механического выветривания. Причем набор элементов указывает, что образование толщ происходило как за счет выветривания кислых, так и основных пород. В верхней толщ в распределении элементов наблюдаются ассоциации, как эндогенные, свойственные основным породам — группа V, Ca, Sr, Ni так и экзогенные — группа Ti, Zr, Ga, Be. Последняя группа элементов обособляется на начальных этапах развития химического выветривания.

Таким образом, произведенный анализ свидетельствует, что формирование тальминской свиты началось с накопления подмиктовых песчано-алевроитовых пород, образовавшихся за счет механического выветривания. В дальнейшем условия осадкообразования изменились. В области питания кроме денудации начало развиваться химическое выветривание и происходило отложение алевроито-глинистой толщ, содержащей то или иное количество примеси карбонатного материала. Первичные ассоциации осадочных пород позволяют отнести тальминскую свиту к граувакковой формации. Образовалась она на начальных этапах развития приразломного трогового прогиба. В составе ее выделяется две подформации: подмиктовая песчано-алевроитовая (нижняя толщ) и мергелисто-глинисто-алевроитовая (верхняя толщ). В Имандра-Варзугском синклинии к данной формации относятся породы кислугубской свиты. Химические анализы пород кислугубской свиты нанесены на диаграммы рассмотренные выше и характеризуются теми же особенностями. Следует отметить, что в Приимандровском районе в разрезе увеличивается количество кварцитов, восточнее — в разрезе возрастает содержание карбонатных пород.

#### КРИТЕРИИ РАСЧЛЕНЕНИЯ ЭКЛОГИТОВ И АМФИБОЛИТОВ КОКЧЕТАВСКОГО ПОДНЯТИЯ ПО ИСХОДНОМУ МАТЕРИАЛУ

*Фельдман В.И., Пчелинцева Н.Ф.*

Московский государственный университет

1. При изучении эклогитов и амфиболитов Кокчетавского поднятия природа их исходного вещества трактуется исследователями по-разному. Амфиболиты относятся либо к ортопородам, либо к апоэклогитовым диафоритам. Эклогиты при этом считаются или ортопородами, или парапородами, или вынесенными на поверхность блоками мантии. Основаниями для выводов служат геолого-петрографические и петрохимические характеристики пород; геохимические данные практически не используются.

2. С целью выяснения возможности применения геохимических критериев для расчленения метаморфитов основного состава нами были выбраны два опорных участка - Чаглинский и Сулутобе. Эклогиты этих участков принадлежат к жолдыбайской свите дорифейского возраста и хорошо отличаются по геолого-петрографическим особенностям.

На Чаглинском участке эклогиты согласно залегают среди кварцево-мусковитовых сланцев с дистеном, гранатом и ставролитом, образуя прослой мощностью 0,35-2,0 м (редко до 3,5 м). Они состоят из ярко-зеленого омфацита ( $f = 44,5$ ) и ярко-розового граната ( $f = 79,6$ ) с примесью мусковита и кварца.

Эклогиты массива Сулутобе слагают секущий массив, вытянутый в СВ направлении (1500 x 600 + 1100 м). На Ю и ЮВ оконечностях массива эклогиты переходят в амфиболиты. Удлиненноовальная форма массива подчеркивается ориентировкой пироксенов и амфиболов. Эклогиты сложены бесцветным омфацитом ( $f = 74,7$ ), бледно-розовым гранатом ( $f = 76$ ) с примесью амфибола, позизита и кварца.

Таким образом, эклогиты опорных участков отличаются друг от друга условиями залегания, минеральным составом пород и химическим составом минералов. На основании этих данных эклогиты Чаглинки были предположительно отнесены к парапородам; Сулутобе - к ортопородам. По составу сосуществующих минералов эклогитов и вмещающих их пород условия метаморфизма отвечают 600-650°C и 5,5-6,5 кбар.

3. В эклогитах и амфиболитах Кокчетавского поднятия нами изучено распределение  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{U}$  (количественные определения),  $\text{Ti}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Zn}$  (полуколичественные определения) (табл. I, 2).

Таблица I  
Распределение некоторых элементов-примесей в эклогитах участков Сулутобе и Чаглинского

| Элемент                      | Участок Сулутобе |           |      |                | I  | Участок Чаглинский |      |       |                |
|------------------------------|------------------|-----------|------|----------------|----|--------------------|------|-------|----------------|
|                              | n                | R         | x    | S <sup>2</sup> |    | n                  | R    | x     | S <sup>2</sup> |
| $\text{Cr} \times 10^{-2}\%$ | 14               | 2,2-4,2   | 2,9  | 0,080          | 12 | 0,4-2,8            | 0,97 | 0,233 |                |
| $\text{Ni} \times 10^{-2}\%$ | 14               | 0,8-1,7   | 0,9  | 0,118          | 12 | 0,2-1,4            | 0,6  | 0,718 |                |
| $\text{Cu} \times 10^{-2}\%$ | 14               | 0,5-1,4   | 0,8  | 0,128          | 12 | 0,3-3,6            | 1,1  | 0,285 |                |
| $\text{Co} \times 10^{-2}\%$ | 14               | 0,4-0,6   | 0,5  | 0,062          | 12 | 0,1-1,3            | 0,4  | 0,310 |                |
| $\text{Au} \times 10^{-7}\%$ | 33               | 0,5-3,5   | 0,8  | 0,058          | 20 | 0,5-28,0           | 3,9  | 0,245 |                |
| $\text{Ag} \times 10^{-6}\%$ | 10               | 0,5-18,0  | 2,6  | 0,228          | 10 | 1,3-20,0           | 7,3  | 0,174 |                |
| $\text{U} \times 10^{-4}\%$  | 9                | 0,20-0,57 | 0,35 | 0,015          | 10 | 0,61-1,90          | 0,91 | 0,244 |                |
| $\text{Ti} \times 10^{-4}\%$ | 35               |           | 0,36 | 8,5            | 20 |                    | 4,4  | 2,5   |                |
| $\text{Zr} \times 10^{-2}\%$ | 35               |           | 0,6  | 0,09           | 20 |                    | 1,1  | 0,9   |                |
| $\text{Ba} \times 10^{-2}\%$ | 26               |           | 2,2  | 0,5            | 4  |                    | 4,25 | 3,0   |                |
| $\text{Zn} \times 10^{-2}\%$ | 34               |           | 5,6  | 11,6           | 20 |                    | 8,8  | 9,6   |                |
| $\text{V} \times 10^{-3}\%$  | 35               |           | 16,3 | 22,1           | 20 |                    | 21,5 | 72,7  |                |

Примечания: n - число проб; R - разброс содержаний; x - среднее геометрическое (для № 1-6) или арифметическое (для № 7-12); S<sup>2</sup> - дисперсия логарифмов содержаний (для № 1-6) или содержаний (для № 7-12).

4. Вычисление линейной дискриминантной функции для содержаний  $Cz$ ,  $Ni$  и  $Cu$ :  $D(x) = -17,7468 \log Cz - 2,6989 \log Ni + 3,2267 \log Cu - 31,7109$  - позволило включить в амфиболиты бердынской, жолдыбайской и уялинской свит отнести к парапородам чаглинского типа при  $D(x) > 0$  или ортопородам типа Судубобе при  $D(x) < 0$

Эклогиты Судубобе по сравнению с чаглинскими имеют значительно более высокое содержание  $Cz$  и меньшее  $Au$ ,  $Ag$ ,  $Ti$ ,  $Cu$ ,  $Zr$ , возможно также  $Va$ ,  $Zn$ ,  $V$ . Это хорошо согласуется с магматической природой исходного материала для Судубобе и осадочного (глинисто-карбонатного) для Чаглинского участка.

Таблица 2

Распределение некоторых элементов-примесей в дорифейских эклогитах и амфиболитах Кокчетавского подъятия

|                           | Ортопороды |           |      |                | Парапороды |           |      |                |
|---------------------------|------------|-----------|------|----------------|------------|-----------|------|----------------|
|                           | n          | R         | x    | s <sup>2</sup> | n          | R         | x    | s <sup>2</sup> |
| <u>Бердынская свита</u>   |            |           |      |                |            |           |      |                |
| $Au \times 10^{-7}\%$     | 14         | 0,8-17,0  | 2,3  | 0,115          | 29         | 0,5-11,4  | 2,7  | 0,071          |
| $Cz \times 10^{-2}\%$     | 9          | 1,43-3,86 | 2,23 | 0,79           | 12         | 0,38-2,20 | 0,96 | 0,48           |
| $Ni \times 10^{-2}\%$     | 9          | 1,10-2,60 | 1,42 | 0,46           | 12         | 0,35-1,20 | 0,75 | 0,32           |
| $Co \times 10^{-2}\%$     | 9          | 0,21-0,48 | 0,39 | 0,08           | 12         | 0,13-1,30 | 0,54 | 0,39           |
| $Cu \times 10^{-2}\%$     | 9          | 0,71-1,68 | 1,13 | 0,28           | 12         | 0,65-4,80 | 1,76 | 1,10           |
| $U \times 10^{-4}\%$      | 3          | 0,16-0,23 | 0,19 | 0,000          | 3          | 0,16-0,60 | 0,44 | 0,060          |
| <u>Жолдыбайская свита</u> |            |           |      |                |            |           |      |                |
| $Au \times 10^{-7}\%$     | 31         | 0,5-3,5   | 0,9  | 0,065          | 23         | 0,5-28,0  | 3,9  | 0,198          |
| $Cz \times 10^{-2}\%$     | 24         | 1,50-4,20 | 2,75 | 0,58           | 23         | 0,38-1,60 | 1,00 | 0,64           |
| $Ni \times 10^{-2}\%$     | 24         | 0,56-1,80 | 1,05 | 0,37           | 23         | 0,20-1,37 | 0,61 | 0,28           |
| $Co \times 10^{-2}\%$     | 24         | 0,39-1,10 | 0,57 | 0,16           | 23         | 0,12-1,30 | 0,57 | 0,32           |
| $Cu \times 10^{-2}\%$     | 24         | 0,30-1,86 | 0,98 | 0,38           | 23         | 0,31-3,60 | 1,27 | 0,71           |
| $U \times 10^{-4}\%$      | 19         | 0,15-0,97 | 0,40 | 0,101          | 13         | 0,20-1,90 | 0,79 | 0,223          |
| <u>Уялинская свита</u>    |            |           |      |                |            |           |      |                |
| $Au \times 10^{-7}\%$     | 4          | 1,5-4,9   | 2,8  | 0,077          | 26         | 0,5-26,0  | 2,3  | 0,241          |
| $Cz \times 10^{-2}\%$     | 8          | 1,80-4,80 | 2,63 | 0,97           | 16         | 0,41-1,70 | 0,97 | 0,50           |
| $Ni \times 10^{-2}\%$     | 8          | 0,61-6,50 | 2,33 | 1,85           | 16         | 0,26-2,60 | 1,20 | 1,13           |
| $Co \times 10^{-2}\%$     | 8          | 0,47-0,80 | 0,62 | 0,16           | 16         | 0,18-0,97 | 0,57 | 0,22           |
| $Cu \times 10^{-2}\%$     | 8          | 0,54-1,90 | 1,14 | 0,42           | 16         | 0,34-6,60 | 1,87 | 1,53           |
| $U \times 10^{-4}\%$      | 1          | -         | 0,26 | -              | 5          | 0,30-1,08 | 0,68 | 0,132          |

5. Характерны повышенные содержания  $Au$  в парапородах дорифейского возраста по сравнению с другими метаморфическими породами осадочного генезиса (карбонатные породы -  $0,9 \times 10^{-7}\%$ , кремнистые -  $0,8 \times 10^{-7}\%$ , глинисто-кремнистые -  $0,7 \times 10^{-7}\%$ , глинистые -  $0,8 \times 10^{-7}\%$ ). Для  $U$  также типично более высокое содержание в парапородах по сравнению с ортопородами. Это

объясняется накоплением этих двух элементов в осадках в одинаковых условиях — приуроченностью повышенных концентраций, с одной стороны, к грубо-обломочным прибрежным фациям, а с другой — к тонкозернистой фации иловато-глинистых отложений, обогащенных органическим веществом и сульфидами.

## ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ ПОРОД СЕРИИ ДЖУТОГ РАЙОНА ЧОР В НИЗКИХ ГИМАЛАЯХ (ОПЫТ ЛИТОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ)

*Чаттерджи Р.Н.*

Университет Дружбы Народов им. П.Думумбы

1. Геология. Исследования проводились в районе Чор, который находится в Низких зонах Кумаонских Гималаев и входит в состав Симлских гор. Здесь серия Джутог имеет мощность около 6000 м. Все предыдущие исследователи относят серию Джутог к докембрию. По нашим наблюдениям породы серии Джутог в районе Чор образуют крупную антиформную структуру. В ядре этой структуры обнажается массив интрузивных гранитов. Метаморфизм пород серии Джутог, образование антиформной структуры и внедрение гранитов мы рассматриваем как сопряженные процессы, протекавшие в один этап тектоно-магматического цикла. По литологическим особенностям и характеру метаморфизма в составе серии Джутог мы выделяем три пачки: а) первую, представленную гранито-гнейсами, общей мощностью до 3000 м, б) вторую или среднюю, мощностью 1020 м, сложенную кристаллическими сланцами, слюдястыми кварцитами и мраморами. В этой пачке выделяются 5 отдельных горизонтов мощностью от 20 до 350 м. Среди кристаллических сланцев различаются двуслюдяные сланцы, гранатово-двуслюдяные сланцы и ставролит-гранатово-двуслюдяные сланцы, которые ритмично переслаиваются со слюдястыми кварцитами. В этой пачке содержатся также маломощные тела ортоамфиболитов, и в) третью, мощностью 1750 м, сложенную карбонатно-графитовыми и графитовыми сланцами, филлитами и кварцитами. В этой пачке нами выделено 3 горизонта мощностью от 400 до 850 м.

Придерживаясь классификации В.С.Соболева и др. (1970), мы относим породы серии Джутог к трем фациям метаморфизма, а) зеленосланцевой, б) эпидот-амфиболитовой и в) амфиболитовой.

Особенности минерального состава (присутствие порфиробластов ортоклаза) и строения гранито-гнейсов (неоднородность) доказывают метасоматический генезис пород первой пачки. Породы второй и третьей пачки подверглись изохимическому метаморфизму. Это доказывается тем, что перечисленные однотипные породы, метаморфизованные в разных фациях, имеют сходный химический состав. Поэтому петрохимические данные могут быть использованы для выявления первичного характера пород второй и третьей пачки. Главными особенностями этих пачек являются переслаивание, нередко тонкие, слюдяных сланцев и слюдястых кварцитов, наличие прослоев карбонатных пород и присутствие в составе пород пирита, графита и окатанных зерен циркона.

Мы рассматриваем здесь исходный материал двуслюдяных сланцев, гранатово-двуслюдяных сланцев, ставродито-гранатово-двуслюдяных сланцев и слюдястых кварцитов второй пачки и филлитов третьей пачки.

2. Петрохимические особенности пород. Пересчет химических составов пород и нанесение результатов на диаграммы П. Ниггли, А. Н. Заварицкого, А. Симонена, В. Муэна и Дея Роша показывают, что данные породы относятся к осадочным, среди которых они совершенно отчетливо попадают в группу терригенных, располагаясь среди полей песчаников (аркозов и граувакк) в непосредственной близости к полям глинистых пород. Таким образом, данные породы можно рассматривать как подмиктовые породы.

На диаграмме петрохимических тенденции, характерных для подмиктовых песчаников, по О. М. Розену, кристаллические сланцы второй пачки попадают в поле граувакк, филлиты третьей пачки в пограничную область с аркозами, слюдястые кварциты - в область близкую к мономинеральным кварцевым песчаникам. Проанализированные сланцы и филлиты оказываются близки к грауваккам и по отношению алюминия к магния к кремнезему, но они отличаются от граувакк повышенным содержанием железа и калия и пониженным - кальция и натрия. Это возможно связано с тем, что состав обломков в исходных породах отличается от состава апобазальтоидных граувакк.

3. Компонентный состав пород рассчитан по методу предложенному О. М. Розеном (1970), с дополнительным введением нормативных составов хлоритов и полевых шпатов. Результаты пересчетов приведены в таблице № 1.

Проведенные литохимические пересчеты позволяют наметить положение фигуративных точек изучаемых пород на классификационных диаграммах осадков. Так, кристаллические сланцы располагаются в пограничной области граувакк и аркозов, филлиты оказываются близкими к аркозам, слюдястые кварциты к полевошпатово-кварцевым песчаникам. Эти данные совпадают с данными полученными из диаграммы А. Н. Заварицкого.

4. Возможная гранулометрия исходных отложений. Используя диаграмму Н. М. Страхова можно предположить следующее: а) В слюдястых кварцитах, где количество глинистых минералов и обломков пород ничтожно, наиболее вероятным интервалом размера обломков является 0,1-0,5 мм. Присутствие обломочных цирконов позволяет предполагать, что по крайней мере часть этих пород относилась к началу этого интервала, имея размер частиц около 0,1 мм. б) Кристаллические сланцы, ассоциирующие со слюдястыми кварцитами, содержат около 1/3 глинистой составляющей, что наряду с обнаружением в них окатанных цирконов позволяет заключать, что преобладающий размер обломков составляет 0,01-0,1 мм и в) филлиты, в существенной части сложенные глинистыми минералами, характеризовались, вероятно средним размером зерен, колеблющемся в интервале 0,005-0,02 мм.

5. Заключение. Приведенные петрохимические особенности и литохимические пересчеты, а также ритмичное переслаивание кристаллических сланцев и слюдястых кварцитов позволяют считать, что исходные породы второй пачки имели флишoidalный характер. Что касается третьей пачки, то присутствие в ее известковых породах значительной примеси графита, говорит также об образовании их в условиях морского бассейна.

| Окислы                         | I<br>Ставролит-гранато-<br>двуслюдяные<br>сланцы (ср. 2<br>анал.) |        | 2<br>Гранатово-дву-<br>слюдяные слан-<br>цы<br>(ср. 4 анал.) |        | 3<br>Двуслюдяные сланцы<br>(ср. 2 анал.) |        | 4<br>Слюдистые кварциты<br>(ср. 2 анал.) |        | 5<br>Филлиты<br>(ср. 3 анал.) |        |
|--------------------------------|---|--------|--|--------|--|--------|--|--------|-------------------------------|--------|
|                                | а   | б      | а  | б      | а  | б      | а  | б      | а                             | б      |
| SiO <sub>2</sub>               | 66,67   | 68,60  | 68,59  | 71,18  | 69,11                                    | 69,77  | 90,09                                    | 90,31  | 69,99                         | 71,94  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,87  |        | 0,63   |        | 0,93                                     |        | 0,38                                     |        | 1,00                          |        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,54   | 16,00  | 13,17  | 13,68  | 13,90                                    | 14,04  | 4,30                                     | 4,31   | 16,23                         | 16,58  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,99  | 8,17   | 1,15   | 7,44   | 2,60                                     | 7,62   | 1,02                                     | 2,66   | 1,87                          | 4,11   |
| FeO                            | 4,41  |        | 5,54   |        | 4,53                                     |        | 1,53                                     |        | 1,85                          |        |
| MnO                            | 0,09  |        | 0,15   |        | сл.                                      |        | 0,01                                     |        | сл.                           |        |
| MgO                            | 1,32  | 1,36   | 2,29   | 2,37   | 1,06                                     | 1,07   | 0,13                                     | 0,13   | 1,36                          | 1,40   |
| CaO                            | 1,10  | 1,13   | 0,67   | 0,69   | 0,73                                     | 0,74   | 0,55                                     | 0,55   | 0,61                          | 0,63   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,71  | 0,73   | 1,46   | 1,51   | 2,22                                     | 2,24   | 0,40                                     | 0,40   | 0,45                          | 0,46   |
| K <sub>2</sub> O               | 3,90  | 4,01   | 3,03   | 3,13   | 4,48                                     | 4,52   | 1,64                                     | 1,64   | 4,65                          | 4,88   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,12  |        | 0,39   |        | 0,30                                     |        | 0,23                                     |        | 0,34                          |        |
| H <sub>2</sub> O               | 0,47  |        | 3,30   |        | 0,06                                     |        | 0,05                                     |        | 0,21                          |        |
| п.п.п.                         | 2,43  |        | 0,32   |        | 0,74                                     |        | 0,43                                     |        | 2,32                          |        |
|                                | 100,62  | 100,00 | 100,63   | 100,00 | 100,60                                   | 100,00 | 100,76                                   | 100,00 | 100,88                        | 100,00 |

Нормативный состав исходной осадочной породы

|                         | I     | II    | I     | II    | I     | II    | I     | I     |
|-------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Кварц                   | 31,15 | 34,34 | 32,92 | 37,10 | 29,00 | 28,04 | 80,00 | 32,88 |
| Калиевый полевой шпат   | 12,22 | 21,89 | 3,0   | 6,56  | 19,77 | 18,82 | 9,14  | 16,38 |
| Альбит                  | 3,74  | 4,36  | 9,40  | 9,83  | 17,25 | 16,29 | 3,25  | 1,23  |
| Анортит                 | 3,74  | 1,74  | 1,14  | -     | 2,72  | -     | 2,66  | 0,96  |
| Общ. пород осн. состава | -     | 5,22  | -     | 3,47  | -     | 4,85  | -     | -     |
| Гидрослюдистая глина    | 33,58 | 3,76  | 47,80 | 32,90 | 20,44 | 23,84 | 2,17  | 34,73 |
| Каолинитовая глина      | 7,42  | 17,30 | -     | -     | -     | -     | -     | 13,03 |
| Шамозит                 | 5,40  | 14,70 | 1,12  | 3,31  | 7,79  | -     | 1,01  | -     |
| Железистый хлорит       | 2,38  | -     | -     | 3,13  | 1,75  | 8,21  | 1,77  | -     |
| Магнезиальный хлорит    | -     | -     | 2,92  | 2,29  | -     | -     | -     | 0,79  |
| Сидерит                 | 0,28  | 0,28  | 1,67  | 0,89  | 1,12  | 0,75  | -     | 0,10  |
| Лимонит                 | -     | -     | -     | -     | -     | -     | 1,41  | -     |

Автор выражает искреннюю признательность профессору А.М.Даминовой, доценту Р.С.Безбородову и кандидату геолого-минералогических наук О.М.Розену за консультации.

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ФУНДАМЕНТА  
ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПРЕДЕЛАХ ТАТАРСКОГО  
СВОДА

*Полянин В. А., Ситдинов Б. С., Филипповский В. И.*

Казанский государственный университет.

1. Дорифейский кристаллический фундамент Татарского свода изучен к настоящему времени по керну более 2500 скважин. Он сложен архейским и протерозойским суперкристалльными комплексами и внедрившимися в них магматическими образованиями. Считается установленным, что в составе указанных комплексов преобладают глубоко метаморфизованные первично осадочные и вулканогенно-осадочные породы (Б.А.Успенский, В.П.Флоренский, Т.А.Лапшинская, К.Р.Тимергазиза, Б.С.Ситдинов и др.). По ряду геолого-петрографических признаков наиболее близки к первичным осадкам протерозойские образования. Однако, специальные исследования в этом направлении до сих пор не проводились.

2. Конкретизация существующих предположений о первичном составе метаморфических пород включала в себя два основных момента: 1) установление орто-параприроды известными геолого-петрохимическими методами (Грубенманн, Ниггль, 1933; Семенов, 1966; Доморацкий, 1964; Нематов, 1969; Шоу и Купо, "Фации метаморфизма, 1970; Сидоренко и др., 1972) и 2) реконструкция исходного состава парапород с помощью литохимических пересчетов О.М.Розена (1970), дополненных В.И.Филипповским.

3. Архейский суперкристалльный комплекс региона представлен тремя толщами: а) приказанской - богатые кальцием дулироксеновые, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, биотитовые гнейсы и их мигматиты; б) черемшанской - высокоглиноземистые гнейсы с подчиненным количеством амфиболовых и гиперстеновых и в) икской - преимущественно мигматиты и гранито-гнейсы. Исходный состав толщ предположительно следующий: а) - преимущественно осадочно вулканогенная, б) - преимущественно терригенная, песчано-глинистая, с подчиненным количеством вулканитов, в) - главным образом, терригенно-песчаная.

4. Протерозойский комплекс Татарского свода делится на три свиты: а) сармановскую - амфиболовые кристаллические сланцы, тонкозернистые амфиболиты, кварциты и др.; б) кукморскую - дистен-гранат-биотитовые сланцы и в) унйскую - андалузит-биотитовые сланцы.

Для всех протерозойских пород, исключая некоторые амфиболовые кристаллические сланцы сармановской толщи, установлено пара-происхождение одним или несколькими методами. Для большей части сланцев и кварцитов парапроис-

хождение устанавливается всеми методами, что позволило уверенно подтвердить геолого-петрографические наблюдения по первичной природе этих пород.

5. Среди первичных аналогов протерозойских образований установлены:

а) гидрослюдистые глины с примесью (20-30%) кварц-полевошпатового материала (слодяные сланцы Уральской скв. 53 и Увийской скв. 3);

б) известково-глинистые песчаники (мелкозернистые турмалин-содержащие биотитовые гнейсы Грахановской скв. 6 ;

в) известковистые алевроиты с монтмориллонит-гидрослюдистым и каолинит-гидрослюдистым составом глинистой части пород (филлитовые сланцы Урмарской скв. I по В.П.Флоренскому, 1955);

г) слабоизвестковистые хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины (биотит-ждритовые мелкозернистые плагиогнейсы Уратымышской скв. 700) и

д) тонкопереслаивающиеся карбонатно-глинистые породы, в отдельных прослойках приближающиеся к мергелям (амфиболиты и кальцит-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы Тлянчи-Таманской скв. 583).

6. Реконструкция кварцитов сармановской свиты проведена с целью установления возможных примесей в кварцевых песчаниках и аналогов "кварцитизированных" пород. Так, примесь гидрослюдистой глины (25%) установлена в первичных аналогах мусковито-кварцевых сланцев Уральской скв. 54; исходная порода, содержащая около 60% кварца, 6% калишпата, 12% каолинитовой и 23% гидрослюдистой глины, установлена для "кварцитизированного" гранато-(силлманито) - биотитового гнейса Афанасовской скв. 354 и аркозый песчаник с незначительной примесью гидрослюдистой глины установлен для интенсивно окварцованного силлманит-биотитового гнейса Южно-Бондюжской скв. 256. Первичными аналогами гематитовых кварцитов Яяги-Аульской скв. 2 могли быть кварцевые песчаники глинистые со значительной примесью шамотита и свободных окислов и гидроокислов железа.

7. Происхождение пород архейского гнейсового комплекса также устанавливалось целым рядом геолого-петрохимических методов, при этом, например, для биотитовых плагиогнейсов соотношение орто- и парапород составило примерно 2:1, для биотит-гранатовых - поровну, а для высокоглиноземистых гнейсов ( $Al_2O_3 > 20\%$ ) почти на всех диаграммах устанавливается первично осадочная природа. Для преобладающего большинства амфиболитов, чарнокитов, биотит-пироксеновых и двупироксеновых гнейсов устанавливается первично магматическое происхождение.

8. Аналогами архейских параобразований по результатам пересчетов явились:

а) алевроиты с довольно значительными вариациями количества обломочного материала, часто соответствующего аркозам (биотитовые плагиогнейсы);

б) монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые морские глины, практически лишенные обломочных компонентов (высокоглиноземистые гнейсы);

в) известковистые алевроиты, возможно с примесью вулканических пеплов (биотит-амфиболовые плагиогнейсы) и

г) известковые хлорит-монтмориллонитовые глины (параамфиболиты).

Первичными для образования большей части двупироксеновых и других основ-

ных кристаллосланцев, вероятно, явились эффузивные породы архея, разнообразие которых, очевидно, отражает и разнообразие метаморфизованных аналогов.

9. Общий результат реконструкции параобразований докембрия Татарского свода совместно с геолого-петрографическими данными позволяют высказать соображение, что в пределах указанного свода в архее господствовали условия осадконакопления, характерные для межгорных и предгорных впадин, а широкое распространение метаморфизованных пород офиолитовой формации в тесном переслаивании с морскими глинами на юге Татарии свидетельствует об условиях, характерных для начальных этапов прогибания геосинклиналей. В связи с этим субстрат гиперстеновых и высокоглиноземистых пород черемшанской толщи на юге Татарии может быть отнесен к наиболее древним осадкам архея, возможно возникшим за счет вулканитов и основных интрузивов приказанской толщи.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАЗЛИЧИЯ ПАРА- И ОРТОАМФИБОЛИТОВ

*Жук-Почкутов К.А.*

Всесоюзный институт минерального сырья, ИГ СССР

1. Для амфиболитов в настоящее время отсутствуют четкие петрохимические критерии, позволяющие разграничить по химическому составу амфиболиты различного происхождения. Используемые петрохимические методы, основанные на непосредственном сопоставлении абсолютных концентраций и относительных содержаний петрогенных элементов в амфиболитах с привлечением или без привлечения методов математической статистики, а также графическое разделение этих пород, пока не дают удовлетворительного решения вопроса.

2. Возможно, что одной из причин возникающих противоречий в выводах о химизме пара- и ортоамфиболитов является отсутствие в большинстве случаев полной гарантии в "генетической чистоте" сопоставляемых по своему составу амфиболитов и прежде всего параамфиболитов. Параамфиболиты часто выделяются на основании косвенных признаков (слоистое залегание, наличие в породе тонкой слоистости) и на этой основе строятся те или иные выводы о наличии или отсутствии химических различий между пара- и ортоамфиболитами. Между тем, тонкополосчатые текстуры могут быть обусловлены процессами метаморфической дифференциации (B.W. Evans, B.E. Leake 1960) и бывают присущи рыхлым вулканическим продуктам при отложении их в водной среде.

3. Отсутствие классификации амфиболитов по их химическим признакам также затрудняет выявление петрохимических особенностей амфиболитов различного происхождения. Предложенная нами (Жук-Почкутов, 1971) химико-минералогическая классификация, позволяющая подразделить амфиболиты на относительно узкие петрохимические группы - нормативные ассоциации, значительно облегчает петрохимическое сопоставление этих пород и выявление особенностей химизма амфиболитов различного генезиса. Среди выделенных нормативных ассоциаций амфиболитов для шести из них не находится химичес-

них аналогов среди изверженных пород. Принадлежность амфиболитов к данным ассоциациям указывает на вероятное осадочное происхождение амфиболитов.

4. Характер корреляционных связей между элементами гидролизатами (титаном-алюминием, железом-титаном), обнаруживающими различное геохимическое поведение в магматических и гипергенных процессах, может служить хорошим критерием не только для разделения пара- и ортоамфиболитов, образовавшихся по изверженным породам основного ряда и глинистым осадкам, но и для выделения амфиболитов, представляющих метаморфизованные граувакки, а также смешанные песчано-глинистые отложения и туффиты.

В магматических породах основного ряда и ортоамфиболитах между титаном и железом существуют положительные корреляционные связи и отрицательные или незначимые между титаном и алюминием. В глинистых породах и параамфиболитах, образовавшихся по ним, связи противоположные - между титаном и алюминием они положительны, а железом и титаном отрицательны или незначимы. В смешанных песчано-глинистых осадках и туффитах проявляются смешанные связи, характерные как для магматических пород (положительные между титаном и железом), так и для осадочных пород, образовавшихся в результате перестроения продуктов химического выветривания (положительные между титаном и алюминием). Граувакки и амфиболиты, образовавшиеся по ним, обнаруживают между данными элементами корреляционные связи, свойственные изверженным породам.

5. Другими наиболее характерными признаками параамфиболитов являются: многообразие химических составов амфиболитов (амфиболиты представлены большинством нормативных ассоциаций); принадлежность амфиболитов к нормативным ассоциациям, для которых не находится химических аналогов среди изверженных пород; наличие петрохимической общности между амфиболитами и переслаивающимися с ними породами заведомо осадочного происхождения; некоторая специфичность химического состава амфиболитов, в частности, когда породы при высоком содержании кремнезема (высокое значение величины  $z_1$ ) характеризуются в то же время высокими значениями фемической составляющей (величины  $f_m$ ), что нами названо нарушением нормативных ассоциаций.

6. Петрохимические признаки, как и все остальные, можно использовать только в сочетании с признаками, выявленными геологическими, петрографическими и геохимическими методами. В основе подразделения амфиболитов на генетические типы должны лежать полевые геологические наблюдения, литолого-формационный анализ.

7. Изучение петрохимических особенностей, а также характера распределения глинистых пород, приближающихся по своему химическому составу к амфиболитам, развитых среди терригенных красноцветных и ассоциирующих с ними формациях, показало, что в подобных толщах метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации первичная природа параамфиболитов, образовавшихся по соответствующим глинистым прослоям, может быть достаточно надежно установлена по целому ряду признаков.

Достаточно хорошо, в общем случае, диагностируются и ортоамфиболиты, образовавшиеся по гомогенным (излившимся и интрузивным) породам основного ультраосновного ряда.

Наибольшие затруднения возникают при восстановлении первичного сос-

тава тонкослоистых амфиболитов с неоднородной текстурой, развитых среди отложений, представляющих вулканогенно-осадочные формации геосинклинального типа. Возникающие затруднения связаны с тем обстоятельством, что одновременное сочетание химических признаков осадочных и изверженных пород могут обнаруживать не только смешанные вулканогенно-осадочные породы, но и терригенные отложения, представленные существенно псаммитовым или глинисто-песчаным материалом. Существующими методами для некоторых типов данных пород не всегда удается однозначно установить их исходный состав. В связи с чем, особое значение при диагностике первичной природы амфиболитов, развитых среди отложений вулканогенно-осадочных толщ, приобретают литологические и геологические признаки, позволяющие вскрыть относительную роль процессов терригенного осадконакопления и вулканизма в период формирования конкретной толщи.

8. Проведенные исследования по изучению амфиболитов восточной части Балтийского щита (амфиболиты комплекса Подмос-Порос; комплекса Кейв; свиты хирьяноволок-участок Кукаозеро; свиты хизовара-участок оз. В. Кереть; гимольской серии-участок Костомукша; парандовской серии - участки Парандово и оз. Воронье; сортавальской серии -участок Питкяранта; ладожской серии-участок Леппялампи) позволяют выделить шесть основных генетических типов амфиболитов:

а) ортоамфиболиты, представляющие глубоко метаморфизованные излившиеся и интрузивные породы основного-ультраосновного ряда. Данный тип амфиболитов широко развит во всех изученных районах и отсутствует среди пород свиты леппялампи.

б) Ортоамфиболиты, образовавшиеся по существенно пирокластическим породам (туфам). Развиты среди амфиболитов комплекса Подмос-Порос (полосчатые полевошпатовые амфиболиты); амфиболитов парандовской серии (полосчатые амфиболиты оз. Воронье) и свиты хирьяноволок- крупнозернистые порфиробластические амфиболиты нижней пачки.

в) Амфиболиты (параамфиболиты), возникшие при метаморфизме смешанных вулканогенно-осадочных пород. К ним относятся гранатовые полосчатые амфиболиты комплекса Подмос-Порос; гранатовые тонкослоистые амфиболиты парандовской серии, развитые в районе Парандово и тонкослоистые амфиболиты сортавальской серии района Питкяранта.

г) Параамфиболиты, образовавшиеся за счет смешанных вулканогенно-осадочных или, возможно, первично-осадочных пород. К этому типу принадлежат порфиробластические амфиболиты свиты хирьяноволок, переслаивавшиеся с различными сланцами и карбонатными породами, и порфиробластические амфиболиты свиты хизовара.

д) Параамфиболиты и амфиболовые сланцы, образовавшиеся по песчанистым (типа граувакков) или глинисто-песчаным осадкам (амфиболиты и амфиболовые сланцы свиты леппялампи).

е) Параамфиболиты и амфиболовые сланцы, представляющие собой глубоко метаморфизованные хемогенные осадки. Сюда относятся высокожелезистые гренитовые сланцы и амфиболиты, генетически связанные с железистыми кварцитами гимольской серии.

Каждый из перечисленных выше типов амфиболитов обладает определенной

совокупностью литологических, геологических, петрографических, петрохимических и геохимических признаков.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ АМФИБОЛИТОВ

*Горбачев О.В.*

Всесоюзный институт минерального сырья, МГ СССР

1. Широкое развитие амфиболитов в докембрийских регионах определяет повышенный интерес исследователей к восстановлению первичной природы этих конвергентных пород. Несмотря на то, что геохимия амфиболитов в связи с вопросами их первичной природы посвящена обширная литература, ряд вопросов, касающихся методики подобного рода исследований, требует дальнейшей разработки.

2. Сектором геологии и геохимии метаморфических пород ВНИСа под научным руководством академика А.В.Сидоренко, проведены исследования пара- и ортоамфиболитов из нижнепротерозойских комплексов Карелии. Разделение амфиболитов на генетические группы базировалось на комплексном исследовании их геолого-структурных, литологических, петрографо-петрохимических и геохимических признаков.

3. Предыдущими исследованиями (Сидоренко с соавторами, 1972), Горбачев, 1969, 1971, 1973) намечены возможные пути анализа количественных соотношений химических элементов в амфиболитах для выявления их первичной природы: (а) по абсолютным концентрациям элементов-примесей; (б) по величине отношений пар близких элементов; (в) по характеру корреляционных отношений геохимических связанных пар и групп элементов.

4. Математическая обработка результатов геохимического опробования двух основных групп амфиболитов (пара-75 анализов, 5 выборок и орто-71 анализ, 6 выборок) показала, что две выделенные крайние группы значительно различаются по критерию  $t$  (с достоверностью 95%) по содержанию Ti (0,54 и 0,77% в пара- и ортоамфиболитах соответственно), Mg (3,66-4,28%), Ni (107-151 г/т), Co (46-65% г/т), V (274-369 г/т), Li (45-22 г/т), Rb (45-18 г/т), Ba (379-141 г/т), Sr (327-237 г/т), Sc (34-47 г/т). В целом, по распределению перечисленного комплекса элементов, ортоамфиболиты выявляют близость с магматическими породами основного ряда, а параамфиболиты - с осадками близкими им по составу (т. наз. осадочные аналоги метаморфических пород основного состава - 44 анализа по данным Н.А.Созинова).

Однако рассмотрение и сопоставление различных групп амфиболитов по отдельным элементам и оценка генетической значимости каждого из них зачастую носят субъективный характер. Нами предлагается в качестве суммирующего параметра для выявления различия в концентрации элементов-примесей между двумя группами амфиболитов использование коэффициента относительной фема-

фильности ( $K_{fm}$ ), представляющего отношение  $R_{fm}$  - коэффициента накопления фемафильных элементов (Cr, Ni, Co, V, Sc) к  $R_{fe}$  - коэффициенту накопления элементов фельсифильной и гомеофильной групп (Li, Rb, Cs, Ba, Sr, B). Понятие о R (коэффициент Моксхема) и классификация элементов взяты по Д.Шоу (1969).

Величина  $K_{fm}$  варьирует в различных типах ортоамфиболитов (6 выборов) от 3,1 до 6,0, составляя в среднем 4,3. Для параамфиболитов (5 выборов) его величина колеблется от 0,5 до 2,6, составляя в среднем 1,9. Учитывая, что величина  $K_{fm}$  для основных магматических пород и глин составляет 3,2 и 0,4 соответственно (по средним данным), а для осадочных аналогов - 1,1, можно предположить, что использование коэффициента относительной фемафильности ( $K_{fm}$ ) может быть полезным при диагностике первичной природы амфиболитов.

5. Величины отношений пар геохимически близких элементов также существенно различаются для пара- и ортоамфиболитов: Sr/Ba (0,8 и 1,8), Mg/Li (915 и 1900), Nb/Ta (8 и 14 - соответственно) и сближается для параамфиболитов с величинами этих отношений в осадочных аналогах амфиболитов (0,8, 480 и 12 соответственно), а для ортоамфиболитов (1,5, 2400 и 41) - с магматическими породами основного состава. Характерно также несколько повышенная величина  $K_2O/Na_2O$  в параамфиболитах (0,52) по сравнению с ортоамфиболитами (0,15).

6. Рассмотрение характера корреляционных связей для групп Mg, Cr, Ni с одной стороны и Ti и Sc - с другой (оба эти элемента в осадочном процессе, по-видимому, более тесно связаны с Al), показывает существенное различие в характере корреляционных связей для пара и ортоамфиболитов. Так, для параамфиболитов характерно наличие значимой ( $r = 0,51$ ) положительной корреляции в парах Ti-Sc (+0,67); Cr-Sc (+0,56); Ni-Sc (+0,52) при отсутствии связей Ti-Mg (+0,1), Ni-Cr (+0,28), Ti-Cr (+0,27), в то время как для ортоамфиболитов характерно наличие четкой положительной связи Mg-Cr (+0,75) и отрицательных: Ti-Mg (-0,58); Ti-Cr (-0,53) и Cr-Sc (-0,5).

Имеющиеся данные по отдельным группам глинисто-карбонатных осадочных аналогов амфиболитов подтверждают намеченные тенденции: в них отмечается четкая положительная связь Mg-Ti (+0,75, +0,95) и отсутствие значимых связей в парах Mg-Cr (-0,6, +0,45) и Ti-Cr (-0,25, +0,37). Критическое значение  $r = 0,7$  и 0,75 соответственно.

7. Пара- и ортоамфиболиты нижнего протерозоя Карелии, существенно различаясь по величине абсолютной концентрации ряда химических элементов (выраженной в виде коэффициентов относительной фемафильности ( $K_{fm}$ ), по величине отношений пар близких элементов Sr/Ba, Mg/Li, Nb/Ta,  $K_2O/Na_2O$  и характеру корреляционных связей в парах: Mg-Cr, Ti; Sc-Ti, Cr, Ni выявляют четкую тенденцию близости по перечисленным параметрам ортоамфиболитов - с магматическими породами основного ряда, а параамфиболитов - с карбонатно-глинистыми породами, их возможными осадочными аналогами. Это позволяет рассматривать перечисленные выше параметры в качестве геохимических критериев первичной природы амфиболитов. Они могут быть использованы, наряду с другими методами, при комплексных исследованиях, связанных

с решением вопроса о первичной природе глубоко метаморфизованных докембрийских образований.

## ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА АМФИБОЛИТОВ ОБРАМЛЕНИЯ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА ГИПЕРБАЗИТОВ НА УРАЛЕ

*Калашникова Н.Н., Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Лобанова Г.М.*

Московский государственный университет.

Несмотря на сравнительно хорошую изученность Кемпирсайского массива, с которым, как известно, связаны крупнейшие хромитовые месторождения Урала, вопрос о природе вмещающих его пород долгое время оставался неясным. В конце 30-ых годов Н.П.Херасков высказал точку зрения, что вмещающими породами массива являются различные метаморфические породы докембрия: амфиболиты, гранатовые амфиболиты (саздинская свита) и гранат-хлоритовые сланцы (джусалинская свита). Исследования, проведенные впоследствии на массиве Г.И.Водорезовым и др., М.Ф.Шульгиным, В.И.Сегаловичем, А.П.Бачиным, Н.В.Павловым и др. не внесли окончательной ясности в вопрос о первичной природе пород обрамления массива, хотя они часто назывались габброидами. А.Т.Базилевский считал их контактово-метасоматическими образованиями. Надо также отметить, что и на последних геологических картах Урала на периферии массива обычно изображается полоса габброидов и габбро-диоритов.

Целью наших исследований было выяснение вопроса, являются ли амфиболиты обрамления массива вмещающими породами докембрия или же они генетически или парагенетически связаны с ним, т.е. являются первично интрузивными образованиями.

Породы габбро-амфиболитового комплекса, обрамляющие массив, обнажаются по его восточному контакту по р.Куагаш на протяжении 2 км от пос. Джусалы до пос. Кемпирсай. Непосредственно к гипербазитам примыкают габбро-амфиболиты, мощностью 500-800 м, которые затем сменяются амфиболитами, мощностью 250-1000 м. Среди габбро-амфиболитов, кроме того, встречаются в различной степени метаморфизованные габброиды и гигантозернистые габбро-пегматиты. Для пород характерна неравномерно полосчатая текстура, обусловленная чередованием полос лейкократового состава. Габброиды часто содержат гранат, размером до 1 см, при этом порода приобретает эклогитоподобный облик. Весьма характерным является наличие среди пород габбро-амфиболитового комплекса почти неизменных габброидов, слагающих своеобразные ядра-будны, ориентированные вдоль сланцеватости пород. Наблюдаются постепенные переходы между габброидами и габбро-амфиболитами, иногда через зону полосчатых габбро (рис. 1). Амфиболиты примыкают с востока к габбро-амфиболитам и отличаются мелкозернистой структурой и несколько пониженным содержанием плагиоклаза.



Рис. 1. Переход габброидов в габбро-амфиболиты. Фото Р.В.Гетлинга.

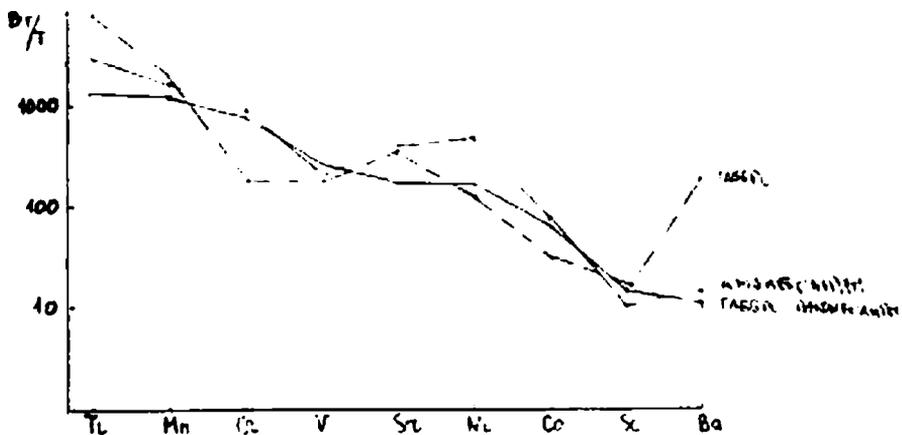


Рис. 2. Геохимические спектры микроэлементов в породах обрамления Кемпирсайского массива.

На западном контакте породы габбро-амфиболитового комплекса вскрываются буровыми скважинами.

Здесь наблюдаются вторичные изменения гранатовых габбро-амфиболитов (эктогитоподобных пород) с образованием различных метасоматических пород: кварц-актинолит-хлоритовых (с реликтовым гранатом и вкрапленностью пирита), кварц-биотит-амфиболовых, кварц-биотитовых и метасоматических слюдястых кварцитов. А.П.Бачин на основании геофизических данных предполагает, что на глубине располагается крупная гранитная интрузия, чем возможно и объясняются происшедшие в этой зоне метасоматические процессы.

В состав габбро-амфиболитового комплекса входят габбро-амфиболиты, габброиды (роговообманковое габбро, габбро, габбро-нориты, нориты) и

амфиболиты. Габбро-амфиболиты характеризуются гранобластовой структурой с реликтами габбровой и офитовой структур. Для них характерны зеленая и буро-зеленая роговая обманка (60-80%) и плагиоклаз - андезин № 36-48 (20-30%). Оптические константы роговой обманки:  $C \cdot N_q = 10-17^\circ$ ,  $n_q - n_r = 0,020$ ,  $-2V = 80^\circ$ .

Габбро отличается от вышеописанных пород типичной габбровой структурой и состоит из салита (до 25%), энстатита (25%) и лабрадора № 53 (40%). Широко распространено также роговообманковое габбро. Породы с преобладанием ромбического пироксена (до 40-50%) отнесены к норитам.

Амфиболиты отличаются неравномернозернистым строением, сланцеватой, иногда пльчатой текстурой с характерным микроскладчатим строением. Структура гранеобластовая, местами порфиробластовая. Главные породобразующие минералы - роговая обманка (60-90%) и плагиоклаз (10-15%). Роговая обманка зеленого цвета с отчетливым плеохроизмом ( $C \cdot N_q = 5-15^\circ$ ,  $N_q - N_p = 0,015 - 0,020$ ,  $-2V = 80^\circ$ ). Плагиоклаз представлен андезином - лабрадором № 45-58, часто альбитизированным. Аксессуарные минералы представлены титано-магнетитом и сфеном.

В участках интенсивного расщепления и будинажа амфиболиты, габбро-амфиболиты и габбро переработаны постмагматическими растворами с образованием пород типа родингитов, в состав которых входит везувиан, гранат, эленит, цоизит, пренит и эпидот. Замещение первичного пироксена, роговой обманки и плагиоклаза перечисленными минералами отчетливое.

Отмечена зональность в распределении метасоматических минералов: в будинах габброидов в центральной части развивается везувиан и эленит, по периферии - гроссуляр. Цоизит, пренит и эпидот относятся к поздней стадии метасоматоза.

Изучение химического состава пород обрамления Кемпирсайского массива (табл. 1) показало, что габбро-амфиболиты близки по составу к среднему габбро по Дзели, отличаясь от него повышенным содержанием кальция. Кроме того, установлено, что все габброиды габбро-амфиболитового комплекса близки по составу между собой и близки к среднему габбро по Дзели. Однако обращает внимание пониженное содержание в них калия, что является специфичным для всех разновидностей пород обрамления массива. Амфиболиты близки по составу к габбро-амфиболитам, отличаясь лишь большим содержанием кальция. Пересчет анализов по методу В.Лика показал первично магматическую природу габбро-амфиболитов и амфиболитов.

Изучено распределение микроэлементов семейства железа (хрома, никеля, кобальта) и установлено (табл. 2), что габбро-амфиболиты, амфиболиты и габброиды отличаются резко повышенным содержанием  $Cr$  и  $Ni$ , по сравнению с их кларками для этих пород. Если учесть, что резко повышенные концентрации  $Cr$  и  $Ni$  являются специфической особенностью Кемпирсайского массива, то распространение этой аномалии на породы его обрамления также может свидетельствовать об их генетической или парагенетической связи. Такую же закономерность мы наблюдаем и для  $Co$ , только в амфиболитах его содержание несколько ниже. Установлена корреляционная связь  $Co$  с  $Ni$  и  $Cr$ , и  $Ni$  с  $Cr$ .

Характер распределения элементов, показанный на геохимических спектрах

Таблица 1

Химический состав пород обрамления Кемпирсайского массива

| Компоненты                     | Габбро (n = 8) |      | Габбро-амфиболиты (n=6) |      | Амфиболиты (n = 5) |      | Среднее габбро по Р.Дежи |
|--------------------------------|----------------|------|-------------------------|------|--------------------|------|--------------------------|
|                                | $\bar{C}$      | S    | $\bar{C}$               | S    | $\bar{C}$          | S    |                          |
| SiO <sub>2</sub>               | 48,33          | 2,29 | 47,42                   | 1,50 | 47,40              | 1,80 | 48,24                    |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,06           | 0,3  | 1,04                    | 0,47 | 1,13               | 0,14 | 0,97                     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,22          | 2,35 | 16,40                   | 1,17 | 15,10              | 0,40 | 17,88                    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,72           | 1,36 | 1,90                    | 0,31 | 2,05               | 0,17 | 3,16                     |
| FeO                            | 6,94           | 2,18 | 7,33                    | 1,94 | 10,05              | 2,45 | 5,95                     |
| MnO                            | 0,15           | 0,55 | 0,14                    | 0,00 | 0,21               | 0,07 | 0,13                     |
| MgO                            | 8,06           | 2,46 | 7,99                    | 1,02 | 8,35               | 0,25 | 7,51                     |
| CaO                            | 9,92           | 2,49 | 12,53                   | 0,39 | 10,05              | 0,05 | 10,99                    |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,89           | 1,06 | 2,42                    | 0,47 | 2,85               | 0,40 | 2,55                     |
| K <sub>2</sub> O               | 0,39           | 0,36 | 0,32                    | 0,28 | 0,54               | 0,16 | 0,89                     |
| H <sub>2</sub> O               | 2,53           | 1,57 | 1,01                    | 0,47 | 1,15               | 0,33 | 1,45                     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,16           | 0,10 | 0,11                    | 0,00 | 0,19               | 0,04 | 0,28                     |
| n.n.n                          | 0,53           | 0,16 | 1,07                    | 0,41 | 1,25               | 0,15 | -                        |
| Сумма                          | 99,90          | -    | 99,68                   | -    | 100,32             | -    | -                        |

Таблица 2

Среднее содержание Co, Ni и Cz в породах обрамления Кемпирсайского массива

| Элементы | Габбро (n = 8) |      | Габбро-амфиболиты (n = 10) |      | Амфиболиты (n = 9) |      |
|----------|----------------|------|----------------------------|------|--------------------|------|
|          | $\bar{C}$      | E    | $\bar{C}$                  | E    | $\bar{C}$          | E    |
| Co       | 100            | 0,15 | 64,11                      | 2,01 | 78,30              | 1,25 |
| Ni       | 447,0          | 1,57 | 288,27                     | 3,29 | 227,31             | 1,71 |
| Cz       | 1000,0         | 3,11 | 801,57                     | 2,39 | 995,48             | 1,37 |

(рис. 2) говорит о генетической общности пород обрамления массива, в которых наблюдается соотношение  $Cz > Ni > Co$  в то время как, в гипербазитах -  $Cz < Ni > Co$ .

Наиболее эффективный результат сравнения пород получен в результате применения дискриминантного анализа, который позволил провести объективную оценку их сходства (различия), одновременно учитывая поведение всех выбранных элементов, содержания которых являются аргументами частной группы  $i$  - элементов для линейной дискриминантной функции  $x_i = a_{i1} \log Cz + a_{i2} \log Ni + \dots + a_{i8} \log Co$ . Результаты анализа таковы, что теоретическая ошибка разделения габбро и габбро-амфиболитов значительна (18,5), для габбро-амфиболитов и амфиболитов она составляет 14,32. Отличие их по совокупности элементов всего на 3-4 порядка, которые полностью

покрывают аномальное содержание  $Sz$  и  $Mi$  отмеченное выше для пород обрамления массива.

Полученные геолого-петрографические, петрохимические и геохимические данные свидетельствуют о происхождении габбро-амфиболитов и амфиболитов Кемпирсайского массива за счет локального (возможно контактового) метаморфизма габброидов.

Приведенные выше данные указывают на то, что габброиды (и продукты их метаморфизма) и гипербазиты являются продуктами единого магматического очага и, возможно, дифференциатами единой магмы. Об этом же свидетельствуют переходы от типичных гипербазитов через троктолиты и оливиновые габбро к габбро (М.Ф.Шудьгин, Н.В.Павлов). Однако имеется другая точка зрения (В.И.Сегалович), предполагающая более раннее внедрение габброидов, которые после внедрения были метаморфизованы и превращены в габбро-амфиболиты и амфиболиты. Учитывая, что Кемпирсайский массив является сложной многофазной интрузией, весьма вероятно, что обе точки зрения имеют право на существование. Одно лишь является достаточно ясным, что породы обрамления Кемпирсайского массива не являются метаморфическими породами докембрия, а представляют собой локально метаморфизованные интрузивные породы основного состава.

#### ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ПРОЦЕССАХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОРОДОБРАЗОВАНИЯ

*Донцова Е.И.*

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского  
АН СССР

1. Большинство изверженных горных пород определенного петрографического типа, в особенности ультраосновные и основные породы, очень единообразны по содержанию в них  $O^{18}$ , независимо от их местонахождения и абсолютного геологического возраста. Это их свойство определяется закономерностями фракционирования изотопов кислорода в процессе кристаллизационной дифференциации расплавов. Величины  $\delta O^{18}$  таких пород используются как объективные критерии того, подвергались ли эти породы гидротермальным или метаморфическим изменениям. С помощью величин  $\delta O^{18}$  этих пород и главных породообразующих минералов может быть проведена оценка степени взаимодействия между такими породами и кислород-содержащими растворами.

2. Установлено, что в подавляющем большинстве случаев, в процессах образования изверженных и ультраметаморфических пород устанавливается равновесное фракционирование изотопов кислорода между минеральными фазами породы, находящееся в соответствии с зависимостью коэффициента фракционирования изотопов кислорода от температуры. Измеренное равновесное фракционирование изотопов кислорода между двумя сокристаллизовавшимися минеральными фазами породы позволяет определить температуру их кристаллизации.

Если имеется  $N$  совместно кристаллизовавшихся минеральных фаз, то можно иметь  $N - 1$  независимых изотопных геологических термометров. Получение с помощью каждой пары минералов согласующихся изотопных температур показывает наличие изотопно-кислородного равновесия в данной минеральной ассоциации.

3. Под влиянием гидротермальных и метаморфических процессов изверженные горные породы обогащаются  $O^{18}$  по сравнению с их неизменными аналогами. Исследования показали, наличие случаев глубокого метаморфизма изверженных пород на огромных площадях. Это означает, что такие массивы не являлись закрытыми системами, а были открыты для кислородного обмена с некоторой внешней средой, вероятно, посредством перекристаллизации в присутствии больших количеств водных растворов. Наблюдались случаи наличия изотопного обмена кислорода и без заметной перекристаллизации пород. В таких случаях изменение содержания  $O^{18}$  может четко обнаружить наличие взаимодействия пород с растворами.

4. Рассмотренные изотопные эффекты предполагают наличие двух возможностей: а) в изотопном обмене кислорода принимали участие очень большие количества растворов, контактирующих с этими породами и представляющих собой кислородный резервуар постоянного изотопного состава; б) в изотопном обмене кислорода принимало участие ограниченное количество раствора, контактирующего с внешним кислородным резервуаром (напр. карбонатными толщами, обогащенными  $O^{18}$ ). Степень полноты обмена кислорода пород в этом случае обеспечивалась многоциклическостью обращения раствора. В результате последнего процесса прилегающие толщи теряют  $O^{18}$ . Изотопный анализ кислорода этих осадочных толщ позволяет альтернативно решить вопрос о действии одного из двух указанных механизмов.

5. В результате проведенных исследований изотопных отношений кислорода в ультраосновных, основных и кислых изверженных горных породах и рассмотрении закономерностей распределения изотопов кислорода выявляется, что формирование изотопного состава подавляющего большинства гранитов связано с иными процессами, чем ультраосновных и основных пород, а именно, с процессами переработки исходного вещества при высоких температурах с участием водных растворов. Изотопные исследования некоторых типов осадочных и метаморфических пород, обычно являющихся исходными в процессе гранитизации, показали разительные отличия изотопного состава их кислорода от такового гранитов. Исходные породы сильно обогащены  $O^{18}$  сравнительно с гранитами. Это предполагает, что в процессе гранитизации исходные породы должны были претерпеть очень глубокие изменения, которые сопровождалось интенсивным фракционированием изотопов кислорода. По-видимому эти изменения происходят главным образом в процессах регионального метаморфизма с участием постмагматических растворов.

# ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ АМФИБОЛИТОВ

Борисова С.А.

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья,  
МГ СССР

Изучение ранних этапов геологического развития земной коры с позиций осадочной геологии докембрия ставит в качестве первоочередной задачи установление надежных критериев диагностики первичной природы глубокометаморфизованных пород докембрия. Успешное решение этой важной и сложной задачи возможно лишь при условии комплексного использования всего арсенала методов исследования, которыми располагает современная геологическая наука (Сидоренко и др., 1972).

В связи с успешным развитием геохимии стабильных изотопов появилась реальная возможность решить проблему орто- и парапород новыми, изотопными методами, являющимися более глубоким средством проявления в природу вещества.

Разработка методов диагностики орто- и параамфиболитов, как наиболее распространенных глубокометаморфизованных пород докембрия, представляет собой не только актуальную задачу изотопной геологии, но и является одной из важнейших проблем осадочной геологии докембрия.

Исследования последних лет показали, что именно изотопно-кислородный метод позволяет решать многие вопросы, связанные с петрологией метаморфических пород, что углубленное изучение изотопного состава кислорода сосуществующих в породе минералов с учетом геологического положения породы и ее геохимических особенностей может дать ценную информацию о природе исходного материала, о степени и температуре метаморфизма.

Процессы регионального метаморфизма не учитывают полностью первичные "изотопные записи", которые лишь закономерно меняются в сторону обеднения изотопом  $O^{18}$  (в основном, для осадочных пород), а нередко и сохраняются (в основном, для изверженных пород, при незначительном обогащении изотопом  $O^{18}$ ). Это позволяет рассматривать изотопный состав кислорода как возможный индикатор первичной природы амфиболитов.

Изотопно-кислородное изучение амфиболитов проведено на материале амфиболитов двух докембрийских метаморфических комплексов (Кейв и Полмос-Порос) Кольского полуострова, всесторонне изученном комплексными геолого-геохимическими исследованиями, позволившими выделить орто- и параамфиболиты в пределах этих комплексов. Мы изучили типичные орто- и параамфиболиты, с учетом разнообразия их петрографического состава и текстурно-структурных особенностей.

В работе использован ксенон-фторидный метод количественного выделения кислорода в форме  $O_2$  с последующей регистрацией его изотопного состава на масс-спектрометре МИ-1311 с воспроизводимостью параллельных определений  $\pm 0,03\%$ .

Изотопно-кислородные данные изученных амфиболитов позволяли выделить две группы амфиболитов: орто- ( $\delta O^{18}_{\text{ср.}} = 6,3\%$ ) и пара ( $\delta O^{18}_{\text{ср.}} = 11,9\%$ ), что отвечает средним значениям, соответственно, изверженных пород (габбро-базальты) и осадочно-метаморфических (глинисто-карбонатные) пород, как исходных для орто- и пара-амфиболитов (рис. I).

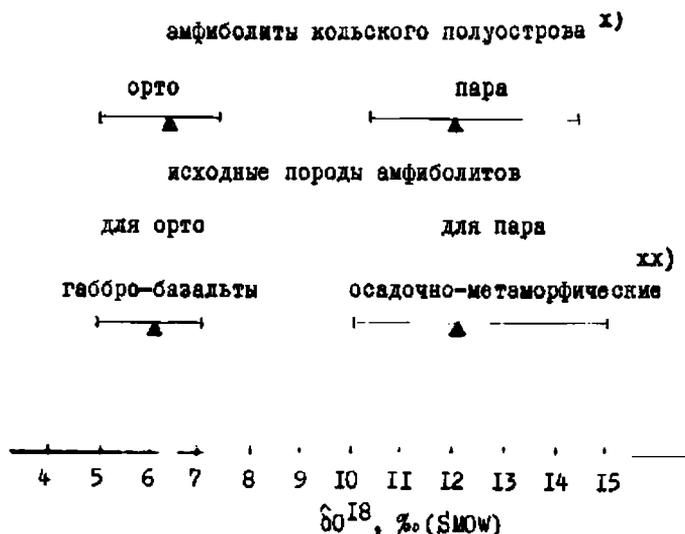


Рис. I. Изотопный состав кислорода амфиболитов Кольского полуострова

- x/ - наши данные
- xx/ - мировые данные
- ▲ -  $\delta O^{18}$  среднее

Изучение отдельных минеральных ассоциаций амфиболитов (гранат, амфибол, плагиоклаз) показало, что их образование проходило в равновесных условиях, о чем свидетельствует постепенное накопление в названном ряду изотопа  $O^{18}$  от граната к плагиоклазу.

Изотопный состав кислорода вмещающих пород (различные по составу кристаллические сланцы и гнейсы) соответствует типичным осадочно-метаморфическим породам ( $\delta O^{18} = 10 \div 16\%$ ). Во всех случаях вмещающие породы обогащены изотопом  $O^{18}$  на 4 - 8‰ (для комплекса Кейв) и на 2‰ (для комплекса Подмос-Порос).

Установлен региональный характер обогащения изотопом  $O^{18}$  как самих амфиболитов, так и вмещающих их пород в направлении простирания Кейвского синклиналия с юго-востока на северо-запад. Петрографические типы амфиболитов (полевошпатовые, гранатовые, тремолитовые) также подтверждают эту закономерность. Рассмотрены возможные причины отмеченной тенденции.

Полученные изотопно-кислородные данные позволяют рассматривать амфиболиты комплекса Кейв в основном своем большинстве как ортоамфиболиты, тогда как большая часть амфиболитов комплекса Подмос-Порос - как параамфиболиты, что находится в полном соответствии с геолого-геохимическими данными о природе этих амфиболитов.

При сравнении изотопно-кислородных критериев диагностики орто- и пара-амфиболитов с разработанными ранее (Сидоренко и др., 1972) геохимическими критериями выявляется их сходство. Так, изотопно-кислородные данные, сопоставленные с характером распределения различных групп элементов-примесей в орто- и параамфиболитах и их прародах, позволили выявить симбатность поведения изотопа  $O^{18}$  с такими элементами, как Sc, Li, Mn, Ba, V и обратный характер связи с Cr, Co, Ni, Sz. В то же время изотоп  $O^{18}$  имеет наибольшую идентичность уровней содержания в орто-амфиболитах и их прародах, чем указанные элементы-индикаторы.

Все это доказывает, что изотопный состав кислорода является достаточно надежным индикатором генезиса амфиболитов, поскольку более полно сохраняет генетический код, по сравнению с другими имманентными свойствами породы.

Каждый тип амфиболитов имеет свой, генетически обусловленный, закономерный диапазон значений  $\delta O^{18}$ . Есть основания считать, что конвергенция основных генетических типов амфиболитов на изотопном уровне достигается довольно редко и при весьма специфических условиях, которые красноречиво об этом свидетельствуют.

Дальнейшее углубленное изучение характера фракционирования изотопов кислорода при процессах дегидратации и декарбонизации осадочных аналогов глубокометаморфизованных пород, а также экспериментальное моделирование на изотопном уровне процессов метаморфизма глинисто-карбонатных пород должны дать ценную информацию о природе исходного вещества, а также об условиях и механизме их метаморфических преобразований.

#### О ПОВЕДЕНИИ КИСЛОРОДА В ПРОЦЕССАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И МЕТАМОРФИЗМА НА РАННИХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*Динисенко В.Е.*

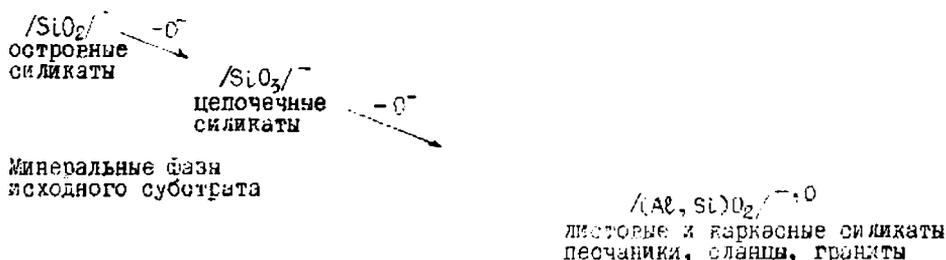
Всесоюзный научно-исследовательский институт ядерной  
геофизики и геохимии, МТ СССР

Свободный кислород атмосферы, геохимическая роль которого в земных процессах достаточно велика, появился лишь в связи с возникновением жизни на Земле (В.И.Вернадский, 1965). Богатые кислородом окисные руды самого раннего архея, а также карбонаты имеют тоже вторичное (органогенно-осадочное) происхождение. В механизме такого обособления кислорода и его соединений (в частности, и воды) много неясного и зачастую противоречивого.

Так, согласно весовым, атомным и даже объемным процентам (Т.Барт, 1948; А.А.Беус, 1972 и др.) обогащенными кислородом оказываются гранитная и осадочная оболочки земной коры. Но если учесть плотности или объемные веса горных пород и минералов (В.Г.Боголепов, 1962; В.А.Рудник, 1968 и др.), то гранитоиды обеднены кислородом в сравнении с основными и ультра-

основными породами (числа кислород-анионов в  $10\ 000\ \text{Å}^3$  составляют соответственно 469, 480 и 516). Осадочные горные породы дифференцируются на бедные кислородом песчано-сланцевые образования и богатые им окисные руды и карбонаты (числа кислород-анионов в  $10\ 000\ \text{Å}^3$  соответственно равны  $443 \pm 505$  и  $508 \pm 537$ ). Отсюда можно заключить, что в процессах выветривания и метаморфизма (вплоть до гранитизации) осуществляется вынос кислорода.

Главной реакцией при выветривании силикатов считается гидролиз (процессы серпентинизации, оглеения, опализации и т.д.). При метаморфизме в присутствии воды протекают такие же реакции, но в больших количествах появляются лишённые гидроксидов и воды минералы — кварц, полевые шпаты, фельдшпатовиды и т.п. (результат повышения температуры). Общая тенденция стадийного преобразования минеральных фаз при этих процессах может быть проиллюстрирована следующей схемой, согласующейся с энергетическими (В.И. Лебедев, 1970), кислородно-изотопными (Е.И. Донцова, 1970) данными и с относительной (А.П. Виноградов, 1962) и абсолютной распространённостью кислорода (Ю.А. Казинян, В.А. Рудник, 1968; В.Е. Динисенко, 1971), предполагающей последовательный вынос кислород-анионов:



Минеральные фазы  
исходного субстрата

Мобилизация кислород-анионов может осуществляться в виде  $\text{CO}_2$ , гидроксид-иона  $\text{OH}^-$  и других более сложных растворимых в воде комплексов, в том числе и органических.

При неоднократном повторении циклов: выветривание — осадконакопление — метаморфизм формируется метаморфическая и гранитная оболочка земной коры, твердые фазы которой лишились некоторого количества кислорода, обособившегося в атмосфере, гидросфере, в карбонатных и окисных отложениях.

## СВИНЦОВО-ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАК ОСНОВА ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ГЕНЕТИЧЕСКОГО РАСЧИСЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Рудник В.А., Соболев Э.В.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, МГ СССР  
Институт геохимии и физики минералов АН УССР

Необходимым условием установления закономерностей геологического развития в областях, сложенных глубоко и неоднократно метаморфизованными по-

родами докембрия, помимо традиционного структурно-петрографо-стратиграфического метода, является использование результатов свинцово-изотопных исследований горных пород. Свинцово-изотопные отношения несут в себе несравненно больший объем "свернутой" геологической информации, нежели такие отношения дочерних и материнских изотопов химически различных элементов, как  $Rb/Sr$  и  $K/Ar$ , и тем более отношения элементов, не связанных между собой "ядерными" закономерностями накопления.

Величины отношений  $Pb^{207}/Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}/U^{235}$  и  $Pb^{206}/U^{238}$

в горных породах подчиняются общей закономерности накопления изотопов только за счет  $Pb/U$  дифференциации во времени образования породы и последующего ее преобразования, а величина отношения  $Pb^{208}/Th^{232}$  - только за счет  $Pb/Th$  дифференциации в процессе образования и последующего преобразования горной породы. При этом,  $Pb^{207}$  и  $Pb^{206}$  являясь химически сходными элементами, не будут разделяться в процессах метаморфизма, в связи с чем изменение отношения  $Pb^{207}/Pb^{206}$  целиком определяется закономерностями  $Pb/U$  дифференциации, а при отсутствии таковой остается постоянным. В силу различной геохимической природы урана, тория и дочерних продуктов их распада, а также различных форм их нахождения в горных породах, они по-разному реагируют на различные наложенные процессы, что фиксируется в нарушении определенного равновесного изотопного соотношения между отношениями  $Pb^{206}/U^{238}$ ,  $Pb^{207}/U^{235}$ ,  $Pb^{207}/Pb^{206}$  и  $Pb^{208}/Th^{232}$ , которое имеет место как результат общей закономерности накопления изотопов.

Ядерно-изотопные исследования докембрия базируются на свинцово-изотопных методах радиологического изучения горных пород, использование результатов которых должно проводиться с учетом установленной закономерности, которая заключается в том, что изохроны  $Pb^{207}/Pb^{204}$  -  $Pb^{206}/Pb^{204}$  магматических и пелагических неизменных горных пород, сформированных позднее 3500 млн. лет, проходят через "обобщенный контур" изотопного состава современного свинца. Координаты этого контура при (х)<sub>95%</sub> составляют:  $Pb^{206}/Pb^{204} = 18,24 - 19,56$ ;  $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,52 - 16,12$ . При использовании равноточных и равноправильных данных изотопного состава пород контур состава современного свинца значительно уменьшается. Так, для проведенных исследований он составил:  $Pb^{206}/Pb^{204} = 18,83 - 19,39$ ;  $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,93 - 15,97$ . Координаты контуров соответствуют областям, внутри которых пересекаются изохроны пород указанных генетических типов, но различного возраста, распространенных в пределах определенных участков литосферы. Можно предполагать, что установленные координаты "обобщенного контура" действительно для докембрия в целом в отношении магматических и пелагических пород с возрастом от 3500 млн. лет и моложе, однако для окончательного вывода необходимо накопление дополнительного объема (статистически значимого) экспериментальных данных. На основании этой закономерности могут быть сформулированы критерии генетического, стратиграфического и возрастного расчленения пород.

#### I. Критерии генетического расчленения метаморфических пород:

1) необходимым условием отнесения горных пород к магматическим является прохождение их  $Pb$ - $Pb$  изохрон (в их 95% доверительных границах) через "обобщенный контур", а достаточным - согласованность  $Pb^{207}/Pb^{206}$  отноше-

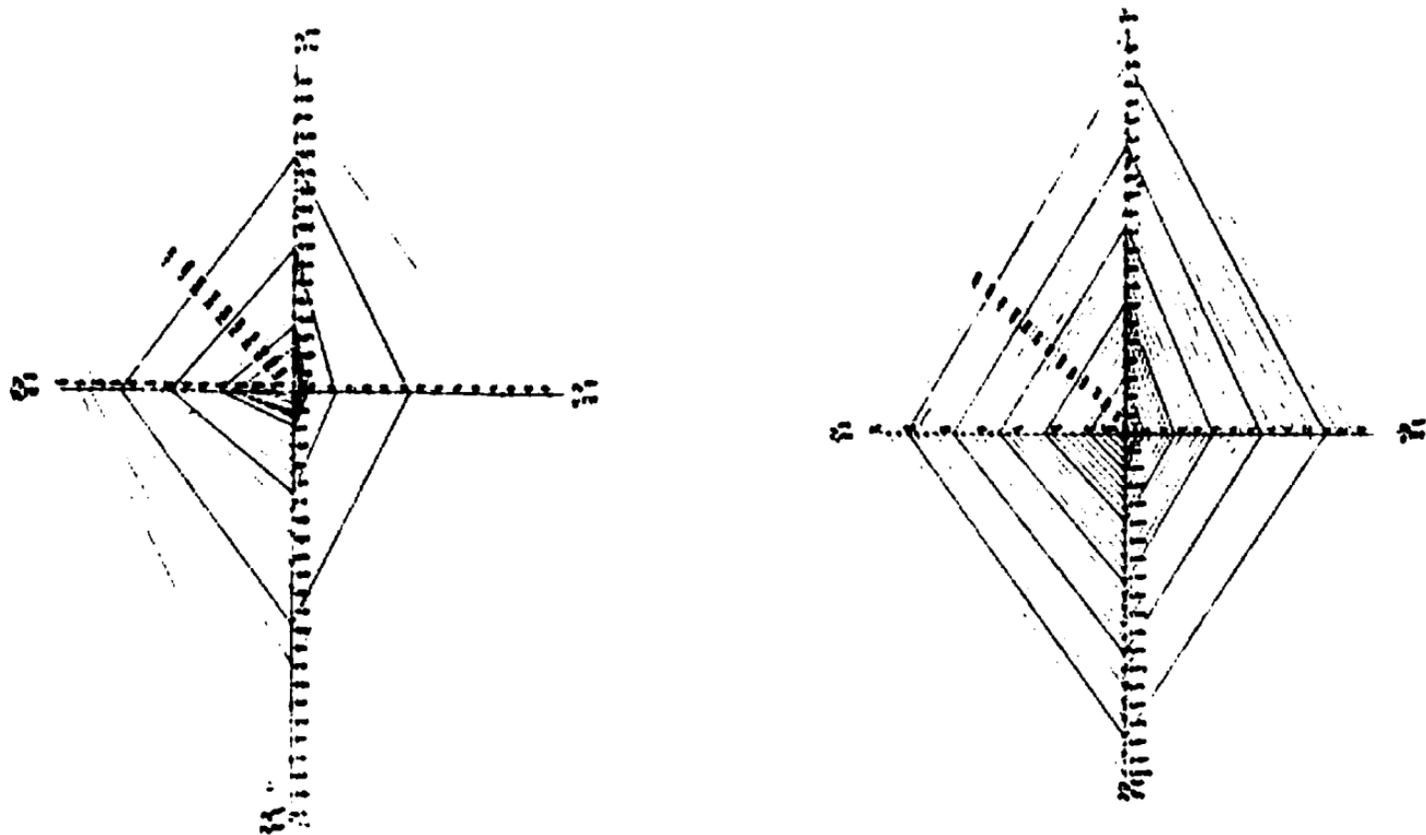


Рис. 1. Графики согласованных значений изотопных отношений  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ . Прямые диагональные линии соединяют согласованные между собой значения соответствующих изотопных отношений, величины которых указаны на осях абсциссы и ординаты. Числа на диагональных линиях - величины радиологического возраста, отвечающего согласованным значениям изотопных отношений.

ния с отношением  $Pb^{208}/Th^{232}$ , а также со свинцово-урановыми "согласованными разностями" X/. Согласованность с указанными параметрами отношений  $Pb^{208}/U^{238}$  и  $Pb^{207}/U^{235}$  свидетельствует об отсутствии процессов гидротермального (метасоматического) метаморфизма, а их отклонение от согласованных значений - о его проявлении.

2) Критерием как терригенного генезиса пород, так и их глубокого метасоматического (палингенно-метасоматического) преобразования является непрохождение Rb-Rb изохрон через "обобщенный контур", а в случае их прохождения отсутствие согласованности между  $Rb^{207}/Rb^{206}$  и  $Pb^{208}/Th^{232}$  отношениями и "согласованной разностью".

3) Необходимым и достаточным условием отнесения горных пород к хемогенно-осадочным является согласованность  $Rb^{207}/Rb^{206}$  отношения со  $Pb/U$  "согласованной разностью" при согласованности или отсутствии таковой между отношениями  $Rb^{207}/Rb^{206}$ ,  $Rb^{206}/U^{238}$  и  $Rb^{207}/U^{235}$ , а также при отсутствии в породе тория или при его содержании ниже кларкового. В последнем случае для хемогенно-осадочных пород должно иметь место отсутствие согласованности между отношениями  $Pb^{207}/Pb^{206}$  и  $Pb^{208}/Th^{232}$ .

2. Расчленение первично стратифицированных толщ путем определения времени их формирования на основе свинцово-изохронных методов может быть осуществлено по следующим типам горных пород.

1) Для неметаморфизованных комплексов - основой их расчленения являются эффузивные породы любого состава, хемогенно-осадочные (известняки, доломиты и др.) и глинистые сланцы с размером частиц менее 10 микрон.

2) Для метаморфизованных комплексов, в том числе глубоко и неоднократно - основой их расчленения являются основные метаэффузивы (метабазалты, метабазальты и др.) и их метаморфические аналоги (основные кристаллические сланцы), а также метаморфические аналоги хемогенно-осадочных пород (мраморы, основные кристаллические сланцы).

Использование других типов пород с целью расчленения метаморфических, полиметаморфических и немых комплексов не представляется целесообразным вследствие геохронологической разнородности материала, слагающего эти толщи (песчаники, конгломераты, туфы и др.) и чрезвычайной легкости нарушения первичных  $Pb/U$  и  $Pb/Th$  отношений в результате наложения процессов регионального метаморфизма, анатексиса и палингенеза, диафореза, метасоматизма и других явлений на такие породы как песчаники, сланцы, кислые эффузивы, гнейсы, гранитоиды и др. Однако для задач установления последовательности геологических событий использование указанных типов пород имеет первостепенное значение, т.к. именно они являются наиболее чувствительными индикаторами различных геологических процессов и могут быть, в связи с этим, рекомендованы для целенаправленных комплексных радиологических исследований. Рассмотрение свинцово-изотопных отношений для реконструкции геологических процессов в докембрии было проведено ранее (Рудник В.А.,

X/ Здесь и далее - в их 95% доверительных границах по результатам анализа изотопного состава свинца в валовых пробах горных пород. Здесь и далее имеется в виду метод "согласованных разностей"  $Pb^{206}/U^{238} - \Delta Pb^{207}/U^{235}$  нормированных по  $Pb^{204}$  (см. Соболевич Э.В., 1970).

### 3. Критерии возрастного расчленения метаморфических комплексов:

1) Для магматических и ортомагматических пород (метадиабазов, основных плагиоклазовых кристаллических сланцев и др.)<sup>X/</sup> необходимым условием соответствия  $Rb-Rb$  изохронного возраста времени образования пород является прохождение их  $Rb-Rb$  изохрон через "обобщенный контур", а достаточным - совпадение  $Rb-Rb$  и  $Th-Rb$  изохронных возрастов.

2) Для метаморфических пород переично-хемогенной природы (например, мраморов, основных эпидоломитовых кристаллических сланцев и др.),<sup>X/</sup> практически не содержащих в своем составе тория, необходимым и достаточным условием соответствия изотопного возраста времени образования, а не последующего преобразования пород, является совпадение  $Rb-U$  "согласованного возраста" со  $Rb-Rb$  изохронным.

3) В случае однократного метаморфизма, в том числе сопровождаемого миграцией урана, наиболее приемлемым методом радиологического датирования является метод  $Rb-U$  "согласованных разностей" (или другие математические модификации его, такие как "метод интерполдий", "метод нормализованных отношений"), с помощью которого устанавливается время образования и преобразования пород. При наличии нескольких этапов метаморфизма метод "согласованных разностей" также позволяет оценивать "согласованный возраст" формирования исследуемых пород, но со значительной погрешностью, и время их последнего преобразования (метаморфизма, метасоматизма, привноса урана и др.), приведшего к нарушению  $Rb/U$  отношений, если даже оно не сопровождалось видимыми минеральными преобразованиями.

Как показывают исследования докембрия Алданского щита, основой периодизации докембрия и геологических событий в областях развития глубоко и неоднократно метаморфизованных горных пород являются  $Rb-Rb$  и  $Rb-Th$  изохронные методы радиологического датирования по валовым пробам послыдно залегающих основных плагиоклазовых кристаллических ортосланцев без видимых следов наложенных процессов.  $Rb-Rb$  и  $Rb-Th$  изохронные возраста таких кристаллосланцев отвечают времени образования исходных вулканогенных пород. Следует однако отметить, что значительная погрешность измерения возраста древних пород, как правило, не дает возможности отделить время образования указанных пород от времени первого прогрессивного регионального метаморфизма.

Можно полагать, что комплексное использование геохимических методов исследования на изотопном и элементарном уровне позволит открыть новую эпоху в изучении древнейшей геологической истории нашей планеты.

<sup>X/</sup> Значения возраста, получаемого для указанных типов пород при помощи  $Rb-U$  изохрон, могут быть и лишены физического смысла. Однако и в этом случае данные  $Rb-U$  изохронных определений указывают на сам факт метаморфизма или последующего преобразования пород, которые сопровождались привносом или выносом урана, и таким образом, позволяют сделать отбраковку проб, по которым определяется возраст пород.

ЭВОЛЮЦИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СВИНЦА ГОРНЫХ ПОРОД В СВЯЗИ С ДИФФЕРЕНЦИАЦИЕЙ ВЕЩЕСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ В ХОДЕ ОСАДКОАККОМПЛЕКТИРОВАНИЯ

Карпенко С.Ф., Тугаринов А.И., Гаврилова Л.К.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского  
АН СССР, Москва

Многочисленные исследования по геохимии изотопов свинца в породах и рудах разных районов мира показали, что эволюция свинца земной коры и верхней мантии протекала в среде с начальным отношением  $^{233}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $\mu$ ), равным приблизительно 9. Отклонения реальных свинцов от этой общей схемы одностадийной эволюции привели к построению более сложных двух- и трехстадийных моделей эволюции, однако в среднем принимается, что земная кора в целом может быть охарактеризована как среда с  $\mu = 9$ .

В ходе этих исследований выяснилось, что свинцы пород различных докембрийских щитов в начальные этапы своей эволюции развивались в гомогенной (в отношении  $\text{U}$  и  $\text{Pb}$ ) геохимической среде, и только начиная приблизительно с 2000 млн. лет назад наблюдается различия в изотопной эволюции свинца различных докембрийских щитов. Начиная с этого периода гранитоидные породы Украинского щита характеризуются заметным увеличением доли радиогенных изотопов  $\text{Pb}^{206}$  и  $\text{Pb}^{207}$  по сравнению со средним изотопным составом свинца земной коры того времени, что говорит о повышении значения коэффициента  $\mu$  в этих породах. В то же время гранитоидные породы Балтийского и Алданского щитов характеризуются заметным обеднением изотопами  $\text{Pb}^{206}$  и  $\text{Pb}^{207}$  по сравнению со свинцом земной коры.

Отмеченное различие в эволюции изотопного состава свинца различных докембрийских щитов может быть обусловлено двумя причинами. Во-первых, это может быть связано с неодинаковым изотопным составом свинца, выносимого из мантии в земную кору, вызванным гетерогенностью вещества верхней мантии. Многочисленные исследования изотопного состава свинца основных пород океанических островов, для которых по геологическим и петрологическим данным принимается мантийное происхождение, показали, что мантия, расположенная под современным Атлантическим и Тихим океанами, неоднородна в отношении содержания  $\text{U}$  и  $\text{Pb}$ , причем эта неоднородность сохраняется на протяжении последних 1,5-2 млрд. лет. Совершенно ясно, что разрыв таких пород и образование за их счет осадков могут привести к появлению осадочных пород, эволюция изотопного состава свинца которых не может быть описана в рамках одной и той же модели.

С другой стороны, рассматривая эволюцию изотопного состава свинца пород докембрийских щитов, необходимо принимать во внимание различия во времени образования этих пород. Только начиная с нижнего протерозоя для рассматриваемых участков Земли становится характерным образование обширных массивов суши, давших начало интенсивному развитию процессов осадконакопления, выдвинувших на первое место дифференциацию вещества в процессе выветривания и осадкообразования. Для более ранних периодов развития Земли эти

условия, по-видимому, не были характерны.

В условиях осадочного цикла локально могут создаваться условия, благоприятные для накопления урана. К числу таких образований следует отнести осадки, богатые органическим веществом. Последующий метаморфизм таких пород приведет к выносу из них урана и переносу его в иную, более благоприятную для его отложения, обстановку, в то время как свинец, в силу меньшей подвижности в условиях верхней части земной коры, останется в этих породах, что сразу же скажется на изотопном составе свинца как валовых проб пород, так и особенно отдельных минеральных фаз. При изучении распределения изотопов свинца в графитовых гнейсах Побужья (юго-западная часть Украинского щита) было установлено, что и свинцы валовых проб и, что значительно более четко выражено, свинцы сульфидов и графита, характеризуются аномальным изотопным составом, говорящим о былой ураноносности этих пород.

#### РОЛЬ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ МОДЕЛИРУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ПРОБЛЕМЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПЕРВИЧНОЙ ЛИТОЛОГИИ ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

*Ганесв И.Г., Котина Р.П., Малиновская Е.К.*

Всесоюзный Институт Минерального сырья, МГ СССР

1. Литологические исследования последних лет позволили установить важную роль осадочных пород в древнейших геологических формациях земной коры, характерной чертой которых является высокая степень метаморфизма.

Проблема реконструкции особенностей осадконакопления в докембрии в значительной степени сводится к задаче восстановления литологии метаморфизованных осадочных пород.

2. Экспериментальные исследования, моделирующие прогрессивный метаморфизм разных типов осадочных пород, являются необходимой частью решения этой задачи. Характерной чертой моделирующих экспериментальных исследований является работа с осадочными породами в качестве исходного материала. Важность работы именно с осадочными породами при решении этой задачи очевидна. Работа с искусственными смесями позволяет проанализировать влияние различных факторов на метаморфические реакции, на переход от простых систем к сложным, предполагаемый учет взаимодействия сразу многих факторов, пока не всегда возможен даже на качественном уровне.

3. Однако, с точки зрения методики экспериментальные исследования этого типа сталкиваются со многими трудностями:

а) установление равновесия в системе: порода-раствор контролируется процессами разрушения исходных минеральных фаз, идущими через растворение, т.к. растворимость фаз в исследуемых растворах (аналогат природных вод) низка, то процесс установления равновесия замедлен в самом начале (низок

уровень концентраций насыщения). В искусственных смесях этот этап отсутствует, так как они представляют собой как бы готовый активизированный продукт. В результате время установления равновесия в опытах с искусственными смесями и с породами сильно различается: в смесях от нескольких часов до нескольких дней (1 неделя), в породах – от 3-х недель и выше (в среднем 1–2 месяца) в зависимости от температуры.

б) Сложна диагностика твердых продуктов эксперимента, т.к. степень раскristализации твердых продуктов очень мала, что ограничивает применение оптических методов. Рентгенометрические исследования в этом случае являются пока единственным методом диагностики. Однако, возможности диагностики и этим методом весьма ограничены когда число фаз достигает 4–5.

в) Наибольшие трудности возникают при попытках изучения газовой фазы, образующейся при метаморфизме осадочных пород. В этом направлении делаются только первые шаги и требуются специальные исследования.

4. Несмотря на перечисленные трудности, которые со временем могут быть преодолены, экспериментальные исследования этого типа могут служить источником ценной информации, так как позволяют наметить реальные Т-Р границы фаций и субфаций в разных типах осадочных пород. После соответствующей детализации и доработки на искусственных смесях могут быть использованы как реальная "литологическая" основа классификации метаморфических фаций, позволяющая подойти к объяснению некоторых парадоксальных взаимоотношений фаций, наблюдаемых в природе.

Нами был проведен цикл исследований с целью выяснения возможностей и особенностей методики работы в этом направлении.

В качестве исходного материала была использована карбонат-содержащая глина, предполагаемый аналог амфиболита.

Экспериментальные исследования проводились в области  $T = 400-500^{\circ}\text{C}$  при  $P = 2000$  бар ампульным методом в присутствии 0,25.раствора  $\text{NaCl}$  и дистиллированной воды.

Результаты исследований уже на этом уровне позволили выявить конкретные реакции, описывающие переходы между соответствующими субфациями и фациями и установить температурные пределы их протекания.

Одним из выводов наметившихся при сравнении этих данных с аналогичными данными Винклера, является вывод о колебании нижней температурной границы амфиболитовой фации в зависимости от состава пород.

По данным Винклера для бескарбонатных глин  $T_{\text{нижн. амфиболитовой фации}} = 560^{\circ}\text{C}$ ; в нашем случае – карбонат содержащий глины  $T_{\text{нижн.}} = 500^{\circ}\text{C}$  при  $P = 2000$  бар. Таким образом, переслаиванием карбонатсодержащих и бескарбонатных глин может быть объяснен факт близкого пространственно-временного соотношения 2-й фаций, существовавших при одинаковой температуре.

*Королев К.Г., Румянцева Г.В.*

Всесоюзный институт минерального сырья, МГ СССР

Принято считать, что основными факторами регионального или нормального метаморфизма являются давление, температура и химические потенциалы воды и углекислоты. Процессы, в которых в твердофазовых превращениях имеют значение другие экстенсивные параметры, обычно называют метасоматическими (Соболев и др., 1970). С другой стороны, экспериментальные данные показывают, что вода с повышением температуры становится плохим диэлектриком, в котором затрудняется диссоциация электролитов, снижается их растворимость. В условиях повышенных температур вода и углекислый газ по отношению ко многим минералам и органическим остаткам в осадочных породах являются окислителями и могут переходить в результате окислительно-восстановительных реакций в водород, угарный газ и другие продукты разложения, которые в свою очередь могут полимеризоваться в углеводороды. Если учитывать, что в осадочных толщах, подвергавшихся метаморфизму, кроме воды и углекислого газа присутствует много иных легко летучих соединений (галогены щелочных металлов, сульфаты, сульфиды, органические остатки и пр.), то становится очевидным, что не следует исключать из внимания возможность влияния этих летучих как на характер метаморфизма осадочных пород, так и на мобилизацию из них некоторых рассеянных компонентов в практически "безводных" условиях. Например, в Хибинях и Гренландии, а также в редкометальной провинции Гренвилл на Канадском щите, летучие компоненты фтор, хлор, сера, сернистый ангидрид и ряд других входят в состав многих метаморфических минералов сложного щелочно-алюмосиликатного состава.

Экспериментальные работы по изучению силикатно-солевых и окисных систем, работы в области галогенной металлургии и парофазного рафинирования показывают, что только в газовой фазе возможны синтез и стабилизация ряда комплексных соединений - аналогов природных минералов, которые в гидротермальных условиях невозможно получить из-за побочных реакций гидратации, окисления и др. В связи с тем, что в литературе о метаморфических реакциях бытует мнение, что твердофазовые реакции - аналоги метаморфических - не могут происходить при температурах ниже 1000°C в безводных условиях (Соболев и др., 1970, стр. 146), в данном сообщении мы хотим обратить внимание на то обстоятельство, что средой, передающей давление и участвующей в обменных реакциях, может быть не только вода, но и любое другое вещество, в частности газ ( $H_2S$ ,  $H_2$ ,  $SO_2$ ,  $CO$ ,  $F_2$  и т.д.) или жидкость (углеводороды, расплавленная сера, расплавы солей и др.), которые в обилии могут находиться в захороненных осадочных отложениях, подвергавшихся метаморфизму, или выделяться из глубинных зон (газы) в "сухом" виде. Широко изучены твердофазовые реакции в системах металл-сера-кислород, многие из них идут при температурах ниже 300°C, и ход их не меняется в присутствии водных

растворов. В общем случае явление растворимости того или иного малолетучего соединения в сжатом газе при высоких температурах и давлениях сводится к реакции сольватации - десольватации и последующего парообразования, а реакции гидратации-дегидратации и карбонизации-декарбонизации являются лишь частным случаем этого явления. Очевидно, что процессы транспорта компонентов при метаморфизме нельзя сводить только к таким частным случаям.

В своих экспериментах мы пытались изучить возможности синтеза некоторых окислов и сложных окислов в сухих системах и системах с  $H_2O$ . Нами выяснено, что синтез давидита, например, возможен только в сухих системах, т.к. наличие паров воды вызывает формирование соединений, содержащих гидроксил, или окислов с более высокими валентностями, чем в давидите. Ильменит в водных средах также неустойчив и легко окисляется водой с переходом в гематит и рутил. Если путем пиросинтеза ильменит обычно получают при  $1400^{\circ}C$ , то в расплавах некоторых хлоридов его легко получить при  $700-800^{\circ}C$ , когда он возгоняется вместе с парами солей. Этот же минерал при аналогичных температурах в присутствии  $H_2$  и паров  $H_2O$  (магнетит-кюститовый буфер) легко синтезируется и из рассолов хлоридов. Кроме того, в расплавах и рассолах легко синтезируются перовскит и пироксид, неустойчивые в  $H_2O$ . Монокристаллы труднорастворимых и тугоплавких окислов, в том числе рутила, легко вырастают с помощью химических транспортных реакций с использованием газообразных галогенов и серы в качестве транспортирующих агентов при температурах порядка  $800-900^{\circ}C$  (Laito et al., 1970); для сравнения укажем, что гидротермальный рост рутила был осуществлен при температурах выше  $500^{\circ}C$  в концентрированных растворах галогенидов (Амелин и др., 1965).

В связи с вышеизложенным становится очевидным, что широко используемое термодинамическое описание метаморфических систем по остаточным твердым фазам затруднительно, т.к. мы должны задаться компонентностью и вариантностью системы. Число компонентов в системе определяется числом реакций и числом фаз, а о числе фаз, находящихся в жидком и парообразном состоянии в первичной системе судить трудно. Анализы газовой-жидких включений в минералах могут охарактеризовать состояние первичного флюида только в том случае, когда мы можем задаться точными параметрами  $P$  и  $T$ , чтобы привести их в соответствие с первичным фазовым составом системы в период метаморфизма. К тому же природные реакции часто необратимы, а законсервировавшийся пузырек в таком случае характеризует отреагировавшую и малолетучую часть флюида.

Изложенное выше свидетельствует о неопределенностях, которые могут возникнуть при физико-химическом анализе парагенезисов природных метаморфических минералов, если раздвинуть круг "вполне подвижных" компонентов.

Таким образом, при метаморфизме осадочных толщ, содержащих в своем составе разнообразный набор летучих компонентов (соленосные, сероносные углеродистые и др. формации) должны возникать иные минеральные парагенезисы, нежели те парагенезисы, которые будут характерны для магматических образований. Это хорошо согласуется с высказанным положением А.В.Сидоренко (Сидоренко и др., 1972) о зависимости характера проявлений метаморфизма от состава исходных пород.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ ПАРАЭКОЛОГИТОВ  
ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА

Ганеев И.Г., Горохов С.С., Котина Р.П.

Всесоюзный институт минерального сырья, МГ СССР

В настоящее время можно считать доказанным, что многие тела и залежи экологитов метаморфических зон докембрия образовались в результате экологитизации пород не только магматического происхождения, но и осадочного генезиса: мергелей, глин, граувакк и т.д. Подобные экологиты описаны в Казахстане, (Трусова, 1956; Розен, 1969), на Тянь-Шане (Медведева, 1960), Урале (Архипенкова, 1962; Горохов, 1971) в Баварии (Bauberger, 1957) и в других регионах.

В целях изучения процесса перекристаллизации осадочных пород в условиях  $T$  и  $P$ , близких к условиям метаморфизма высоких ступеней была проведена серия опытов на установке высокого давления и высоких температур описанной в публикациях (Горохов, 1971, 1972).

В качестве исходных были использованы два образца глин: обр. 1 - лагунная алевроитовая глина верхне-четвертичного возраста р-на месторождения Талнах. В составе породы глинистая фракция ( $\leq 0,001$  мм) представлена минералами монтмориллонитовой группы (20%), а также полевым шпатом, кварцем, гидроксидами железа, слюдой, пироксенами и др. минералами. Химический состав породы близок к составам некоторых экологитов метаморфических толщ.

Обр. 2 - карбонат-содержащая глина верхне-палеогенового возраста с п-ва Мангышлак, образец которой любезно предоставлен в наше распоряжение Розеном О.М. и Созиновым Н.А. В составе породы глинистая фракция (90%) представлена минералами каолинитовой и монтмориллонитовой групп, кроме того присутствуют пирит, доломит, органика и терригенная фракция: кварц, полевые шпаты, биотит. По химическому составу порода является аналогом параамфиболита.

Эксперименты проводились в области температур 800-1000°C при давлениях от 9 до 20 кбар. Минеральные ассоциации, полученные в опытах, образовались как в результате перекристаллизации в твердом состоянии, так и путем кристаллизации из расплава, при неконтролируемом давлении летучих и кислорода. Диагностика проводилась, как оптическими, так и рентгеновскими методами.

В опытах с обр. 1 были получены минеральные ассоциации следующие:

в интервале  $P$  до 12 кбар - пироксен, магнетит;

в интервале  $P$  выше 12 кбар - клинопироксен, гранат, магнетит.

Вторая ассоциация близка к ассоциациям экологитов соответствующего состава. Опыты с обр. 2 проводились в том же интервале температур, но при давлениях  $P$  до 20 кбар. Во всем интервале параметров из расплава кристаллизовались пироксены - моноклинный и ромбический и магнетит. Гранат в ассоциации с моноклинным пироксеном при  $T=800^\circ\text{C}$   $P=15$  кбар. Стекло раскристаллизовыва-

лось с образованием агрегата кристаллов скаполита и флогопита. Присутствие среди продуктов скаполита и флогопита указывает на то, что условия эксперимента соответствуют скорее гранулитовой, чем эклогитовой фации метаморфизма.

Сравнение результатов экспериментов этих двух образцов ярко иллюстрирует тезис о зависимости степени метаморфизма от состава исходных осадочных пород.

## О СООТНОШЕНИИ АЛЮМИНИЯ И ТИТАНА В ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПАРАПОРОДАХ ЛОКЕМБРИЯ УКРАИНЫ

*Горошников Б.И.*

Институт геохимии и физики минералов АН УССР

I. Анализ данных ряда авторов убедительно показывает, что поведение химических элементов в зоне гипергенеза, начиная с выветривания горных пород, переноса с водными потоками и отложения в областях накопления, зависит от многих условий и, главным образом, от их способности давать воднорастворимые соединения. При этом в части поведения Al и Ti отмечаются следующие три обстоятельства: 1) возможность обособления значительной части Al и Ti в нижних горизонтах кор выветривания; 2) возможность совместного извлечения при известных значениях pH водных растворов Al и Ti, но раздельное их накопление в последующем в перестроенных продуктах; 3) возможность совместного накопления Al и Ti в перестроенных продуктах при условии их транспортировки не в виде растворов, а в виде коагулятов или взвесей.

При совместном накоплении Al и Ti часто наблюдается закономерное изменение содержания одного из них в зависимости от изменения содержания другого. По мнению Н.М.Страхова (1963), подобная закономерность присуща не только бокситам, но также глинам и песчано-алевритовым породам. Это подтверждается, в частности, данными А.П.Виноградова и А.Б.Ромова (1956), которые свидетельствуют, что во всех стратиграфических разрезах Русской платформы изменение средних величин  $Al_2O_3$  в глинах идет параллельно изменениям средних величин  $TiO_2$ .

Такая же закономерность устанавливается и для некоторых протерозойских образований. Так, например, Н.А.Плаксенко (1966) установил прямую зависимость содержания  $TiO_2$  от содержания  $Al_2O_3$  в сланцах, залегающих на различных стратиграфических уровнях в толще железисто-кремнистых пород Курской магнитной аномалии. Нами подобная закономерность установлена для ряда сланцевых горизонтов Криворожско-Кременчугской железорудной полосы, и также для дистеновых кварцитов Сушано-Пержанского района и пирокластитовых сланцев Збраньковского месторождения (Украинский шит). Следовательно, подобное соотношение  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  присуще не только рыхлым послепротерозойским глиноземистым образованиям, но и глубокометаморфизованным первичноосадоч-

ным глинистым породам докембрия.

2. Однако, детальный анализ соотношений титана и алюминия как в бокситах, так и в глинах различных фациальных профилей показывает, что такая прямая зависимость между оксидами алюминия и титана соблюдается не всегда (Т.И.Бушинский, 1963; К.Н.Трубина, 1963; В.Н.Григорьев, 1963; Н.А.Лисицина и М.В.Пастухова, 1963). Подобное явление установлено нами и для некоторых парапород докембрия Украины. Так, например, анализ соотношений титана и алюминия в сидлиманитсодержащих парапородах Побужья, Приазовья и ряда участков Криворожско-Кременчугской железорудной полосы (Украинский щит), а также в высокоглиноземистых парапородах Кольского полуострова, Патомского нагорья и Кяхтинского месторождения (Забайкалье) показывает отсутствие какой-либо связи между содержаниями этих элементов.

3. Н.М.Страхов (1963) для бокситов выделил три типа отношений  $Al$  и  $Ti$

1) содержание  $TiO_2$  растет параллельно с увеличением в бокситах содержания  $Al_2O_3$  (упорядоченный тип титанового модуля); 2) между содержанием  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  никакой связи нет (неупорядоченный тип титанового модуля); 3) титан в породах вообще отсутствует. Н.М.Страховым сделан вывод, что тип титанового модуля зависит только от формы переноса и осаждения  $Al_2O_3$ .

Преобладание химического выветривания над механической дезинтеграцией пород в условиях длительной транспортировки химических компонентов предопределяет отдельные пути их миграции от провинций сноса в области накопления. Результатом этого процесса является неупорядоченность соотношений  $Al$  и  $Ti$  в породах, отложившихся в водном бассейне. С другой стороны, преобладание механической дезинтеграции пород и интенсивность сноса поверхностными потоками дезинтегрированного материала в виде обломков и взвесей предопределяют совместную миграцию титана и алюминия и одновременное накопление их в водном бассейне, с чем и связано упорядоченное соотношение этих компонентов в первичном седименте.

4. Наличие в парапородах Украинского щита глиноземистых метапород с неупорядоченным и упорядоченным типами титановых модулей позволяет сделать вывод, что тектоническая обстановка, господствовавшая при выветривании пород и отложении первичного глиноземистого седимента в разных структурно-фациальных зонах была в нижнепротерозойское время различными. Эти различия связаны с особенностями накопления осадков в эвгеосинклинальных и миегеосинклинальных областях единых геосинклинальных систем. Особенности литологического состава пород нижней и средней свит криворожской серии показывают, что периоды активной тектонической жизни эвгеосинклинали обуславливали накопление в ней терригенных продуктов, давших горизонты сланцевых пород. Близость питающей провинции и активизация тектонических колебательных движений обусловили привнос в эвгеосинклинали дезинтегрированного материала в виде механических обломков и взвесей, что и определило совместную миграцию и накопление титана и глинозема в сланцевых породах железорудных свит.

Другая обстановка господствовала во внешних областях геосинклинали во вторую половину раннепротерозойского цикла. Мощные толщи терригенных осадков вачала этого цикла отлагались в миегеосинклиналах в мелководной зоне

обширного морского бассейна, когда питающая область суши представляла собой медленно поднимающуюся горную систему. Господствовавший в этих областях на длительном отрезке времени режим прогибания геосинклинальной области и медленного воздымания обрамляющих ее платформенных блоков архейского фундамента характеризовался периодами устойчивого преобладания химического выветривания пород при медленном сносе дезинтегрированного материала в многосинклинальные зоны. Подобный режим определил раздельное мигрирование  $Az$  и  $Ti$  из областей сноса в области накопления, с образованием в последних обогащенных глиноземом толщ, породы в которых имеют неупорядоченный тип титанового модуля.

#### ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ГРАНУЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ В РАЙОНЕ М.ПОРЬЕЙ ГУБЫ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

*Гиммельфарб Г.Б., Зайцев А.Г., Сидоренко С.А.*

Всесоюзный институт минерального сырья, МГ СССР

1. Известные в литературе образования "гранулитовой формации" широко развиты на Кольском полуострове в качестве самостоятельного супракрустального комплекса, представленного различными кристаллическими сланцами с прослоями кальцифиров и эклогитоподобных пород.

В последние годы проявляется все больше данных в пользу первично-осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения этой формации. (Сидоренко и др. 1971; Чалых, Беляев, 1967; Эскола, 1967; Исаев, 1971 и др.). Однако до недавнего времени она рассматривалась, а некоторыми геологами (Жданов, 1970) и сейчас рассматривается как комплекс основных интрузивных пород-анортозитов, габбро-норитов, норитов и диоритов. В связи со сказанным очевидно, что вопрос о первичной природе карбонатных пород участвующих, хотя и в подчиненном количестве, в строении формации, имеет большое значение. Необходимо отметить также, что эти карбонатные породы являются, по-видимому, древнейшими известными пока на Кольском полуострове карбонатными образованиями.

2. Карбонатные породы М.Порьей Губы, наличие которых отмечалось Е.Д.Чалых, К.Д.Беляевым (1967), изучались авторами совместно с О.М.Розеном в 1968-69 г.г. Здесь в условиях прекрасной обнаженности в зоне прилива Белого моря на двух участках (о. Медвежий и Кзымшек), отстоящих друг от друга на расстоянии 5 км, установлена пачка пород, состоящая из пироксен-плагиоклазовых, диопсидовых и гранат-пироксеновых (эклогитоподобных) кристаллических сланцев, содержащих прослои мраморов и кальцифиров. Мощность пачки колеблется от 80 до 100 м. В ее пределах выявлены три горизонта (5-10 м мощности), наиболее обогащенные прослоями карбонатных пород, мощностью от долей см до 0,6 м, которые тонко чередуются с вмещающими кристаллическими сланцами, образуя чередование, подобное ритмичной слоистости. Отдельные слои мраморов, кальцифиров, кристаллических сланцев различного состава выдержаны по мощности и в обнаженных хорошо прослеживаются по простиранию на первые десятки метров.

Пачка, содержащая карбонатные породы, по отдельным обнажениям и в результате применения дешифрирования аэрофотоснимков при выдержанной мощ-

ности прослежена на 15 км. Основными дешифрированными признаками этой пачки являются преимущественные понижения в рельефе, мягкие сглаженные формы рельефа, наличие на аэрофотоснимках на площади разветвля пачки более светлого (по сравнению с вмещающими толщами кристаллических сланцев) фототона, наличие тонкой штриховки (структурных линий), отражающей чередование пород, обладающих различными физическими свойствами (содержащих и не содержащих карбонатную составляющую). Таким образом, результаты полевых геологических наблюдений в сочетании с дешифрированием аэрофотоснимков не оставляют сомнений в первичноосадочном происхождении изученных пород и позволяют с большей долей уверенности предполагать подобный же генезис и для чередующихся с ними кристаллических сланцев.

3. Мраморы и кальцифиры – светлосерые крупнозернистые породы, часто имеющие полосчатую текстуру, состоящие из кальцита, доломита, олигина, диопсида, граната, с примесью флогопита, скаполита. Химическими анализами установлены как преимущественно кальцитовые, так и доломитовые их разновидности (табл. I). Результаты проведенных пересчетов анализов на возможный компонентный состав исходных осадочных образований по методу О.М.Розена свидетельствует о том, что до метаморфического преобразования это были скорее всего кремнистые (с примесью глинистого материала) известняки и доломиты.

4. Сопоставление концентраций стронция, бария, фтора, бора, лития, рубидия, золота, элементов группы железа; изотопного состава углерода; ряда параэлементных отношений и т.д. с таковыми в карбонатах фанерозоя различной климатической и фациальной приуроченности, а также проведенные построения по методу Н.М.Страхова свидетельствуют, что по своим геохимическим особенностям, изученные карбонатные отложения могут быть отнесены к мелководным морским фациям осадков. Накопление их происходило в бассейне повышенной солености, в теплом засушливом климате, при сглаженном и низком рельефе областей денудации.

Таблица I

Средние содержания петрогенных элементов в карбонатных породах гранулитовой формации в районе М.Порьей Губы

| Оксиды                         | Кальцифиры с карбонатной составляющей доломитового состава |                | Кальцифиры с карбонатной составл. кальцитового состава |                |
|--------------------------------|--|----------------|--|----------------|
|                                | X  | S <sup>2</sup> | X  | S <sup>2</sup> |
| SiO <sub>2</sub>               | 28,33  | 25,3           | 29,56  | 27,91          |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,14   | 0,0021         | 0,22   | 0,004          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,23   | 2,56           | 3,99   | 1,34           |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,22   | 0,25           | 1,33   | 1,05           |
| FeO                            | 2,6  | 0,25           | 3,21   | 0,39           |
| MnO                            | 0,228  | 0,064          | 0,4  | 0,007          |
| MgO                            | 15,91  | 9,1            | 4,96   | 6,21           |
| CaO                            | 22,5   | 15,2           | 35,55  | 15,99          |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,25   | 0,004          | 0,43   | 0,058          |
| K <sub>2</sub> O               | 0,48   | 0,15           | 0,11   | 0,0082         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,058  | 0,06           | 0,17   | 0,001          |
| S общ.                         | 0,125  | 0,036          | 0,89   | 0,042          |
| CO <sub>2</sub>                | 22,84  | 36,0           | 18,28  | 31,02          |
| п.п.п                          | 2,8  | 1,13           | 19,94  | 13,47          |
| Σ                              | 100,00   |                | 99,76  |                |

Любцов В. В.

Геологический институт. Кольский филиал АН СССР

Автором проводилось детальное изучение метаморфизованных осадочных образований кильдинской серии верхнего рифея на северо-западе Кольского полуострова. Выделенная Б.М.Келлером и Б.С.Соколовым (1960) кильдинская серия имеет по данным Н.О.Полевой и Г.Казаква возраст по глаукониту 850-1000 млн. лет.

В данном сообщении автор не ставит перед собой задачу стратиграфической корреляции изученных им разрезов кильдинской серии полуострова Среднего и острова Кильдина. Рассматривается общая эволюция разреза в литологическом, геохимическом и палеотектоническом плане. Полученные результаты могут быть использованы и для стратиграфических корреляций. Необходимо отметить также, что описываемые ниже пачки I и II относятся к разрезу кильдинской серии полуострова Среднего и корреляция их границ, особенно верхней границы пачки II с нижней границей пачки III, относящейся к разрезу серии на острове Кильдине является приближенной и требует дальнейшего уточнения.

В разрезе Кильдинской серии выделяется одиннадцать пачек (снизу вверх) общей мощностью около 1700 м.

Первая пачка (базальная), мощностью около 40 м, состоит из светлых кварцевыми, полевошпат-кварцевыми и аркозовыми псаммитами, иногда глауконовыми и содержащими примесь доломита. В целом породы отличаются достаточно хорошей сортированностью и часто проявленными реликтовыми структурами, подчеркивающими первичную хорошую окатанность регенерированных зерен кварца и отмеченных пылевидными окислами железа. Цемент псаммитов обычно поровый. В более редких случаях он становится неравномерно проявленным базальным. В нижних частях пачки он обычно представлен существенно серицитовым материалом, возникшим за счет переотложения продуктов предшествующего выветривания гранитоидных пород фундамента, а выше — карбонатом (доломитом), указывающим на специфические условия седиментации. Среди обычных аксессуарных минералов пород — окатанные зерна циркона, турмалина, апатита. В отдельных прослоях появляются существенно кварцевые гравелиты и конгломераты. Пачка отражает начало активной седиментации после длительного перерыва и выветривания, что подтверждается наличием в ее основании в различной степени выветрелых гранитов.

Вторая пачка, в принципе тесно связанная с первой и имеющая мощность до 500 м, в основном представлена темно-серыми, иногда зеленоватыми и светло-серыми псаммитами. Ее особенность — преобладание субграувакковых и граувакковых пород, реже сменяющихся аркозами. Псаммиты мелко- и средневзернистые. В ряду от аркозов к грауваккам увеличивается количество окатанных обломков пород (микрокварцитовых и хлоритизированных), а также обломочных слюд биотита и в меньшей степени мусковита. Основную часть обломочных зерен составляют кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклазы. Обычна примесь

глауконите. Светлые разновидности пород, как правило субграувакковые или аркозовые. В цементе измененный глинистый материал, количество и основность которого (хлорит, бистит) увеличивается в граувакках и некоторых мелкозернистых разновидностях псаммитов. Характерные примеси – мелкообломочный магнетит, агрегатный сфен (лейкоксен), циркон, турмалин, апатит. В светлых разновидностях пород встречается пятнистый карбонатный цемент.

Основные черты состава пачки указывают на нарастающий темп седиментации, возможно на некоторое погружение и, в отличие от первой пачки, на активные явления смешивания материала, связанные с начавшейся подачей продуктов размыва основных (вулканогенных?) пород.

Третья пачка мощностью 35 м, представленная чередованием зеленовато-серых тонкослоистых мелкозернистых алевропсаммитов, пелитовых алевропсаммитов субграуваккового, реже грауваккового состава, переходящих в среднезернистые субграувакковые и реже – аркозовые псаммиты, с прослоями метапелитов и горизонтами серых строматолитовых доломитов, отчасти известковистых доломитов. В целом для пачки характерно большое преобладание субграувакковых пород над граувакковыми, чем во второй пачке, и несколько большая сортированность и содержание обломочного кварца. В отдельных прослоях и основании некоторых строматолитовых горизонтов отмечаются признаки подводного размыва карбонатных отложений и подводнооползневые текстуры, приуроченные, главным образом, к верхам пачки. По-видимому, третья пачка формировалась в обстановке ослабевающей подачи терригенного материала, но при продолжавшемся углублении дна бассейна седиментации, которое приостанавливается к концу времени образования пачки.

Четвертая пачка мощностью 20 м, образована чередованием темно-бурых субграувакковых алевропсаммитов, пелитовых алевролитов и алевропсаммитов, содержащих отдельные небольшие прослой и линзы существенно кварцевых глауконитовых псаммитов. Для последних характерно уменьшение вверх по разрезу примеси доломита в цементе. В нижней части пачки – горизонты строматолитовых доломитов.

По своим литологическим особенностям пачка обнаруживает признаки уменьшения во времени глубины бассейна седиментации и продолжающегося снижения подачи терригенного материала.

Пятая пачка мощностью 20 м, складывается переслаивающимися темно-бурыми и серыми субграувакковыми пелитовыми алевропсаммитами и псаммитами мелко- и среднезернистыми или весьма неравномерно-зернистыми с глауконитом и доломитом в метапелитовом цементе, содержащими прослой и горизонты средне- и крупнозернистых аркозовых псаммитов с обильным глауконитом, а верхней части пачки прослой полевошпат-кварцевых псаммитов с повышенным содержанием акцессорных – апатита, циркона, турмалина. Пачка характеризуется отсутствием водорослевых доломитов.

В целом особенности состава пачки указывают на продолжающееся обмеление бассейна и слабую подачу терригенного материала, т. е. на нарастающую стабилизацию тектонического режима.

Шестая пачка – мощность 25 м, обнаруживает определенное сходство с двумя предыдущими. Ее основу составляют чередующиеся темнобурые субграувак-

ковые пелитовые алевропсаммиты и неравнозернистые псаммиты с алевритовой примесью. На фоне этих осадков выделяются прослой крупнозернистых кварцевых псаммитов с глауконит-доломитовым цементом и отдельные горизонты онколитовых доломитов с обильной примесью крупнозернистого окатанного кварца и глауконита. В верхней части пачки присутствует горизонт размытых строматолитовых доломитов, перекрывающийся онколитовыми образованиями.

Рассмотренная пачка отражает наметившуюся тенденцию к новому погружению дна бассейна при ограниченной стабильной подаче терригенного материала.

Седьмая пачка — мощностью 35 м, складывается красноцветными неравнозернистыми доломитами с тонко распыленным гематитовым материалом и резко подчиненным количеством тонких прослоев красноцветных (гематитсодержащих) пелитовых алевропсаммитов субграуваккового и аркозового состава. В верхней части пачки располагается тонкий прослой доломитов с признаками размыва и участками, обогащенными тонкообломочным кварцем.

Пачка отражает резкое углубление дна бассейна при весьма ограниченной подаче терригенного материала. Красноцветный характер отложений свидетельствует о стабилизации тектонического режима в области сноса и об усилившихся там процессах химического выветривания.

Восьмая пачка, мощностью 25 м, образована красно-бурыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми пелитовыми алевропсаммитами и алевритами с прослоями красно-бурых и зеленых метапелитов и розовых гематитсодержащих доломитов. В нижней части — горизонт пестроцветных строматолитовых доломитов.

В целом эта пачка типично пестроцветная. Характер отложений пачки свидетельствует об уменьшении глубины бассейна седиментации, слабую подачу терригенного материала и влияние синхронного выветривания в области питания.

Девятая пачка, мощностью 180 м, образована чередующимися прослоями субграувакковых и грауваксовых пелитовых алевропсаммитов, разнозернистых псаммитов и алевритов краснобурой, зеленовато-серой и серой окраски. Характерно присутствие разновидностей с обильным метапелитовым (серицитовым) цементом. На фоне этих преобладающих пород развиты прослой мелко- и среднезернистых субграувакковых и аркозовых псаммитов с пятнисто распределенным доломитовым цементом и редких прослоев красноцветных песчаных доломитов с пелитовой примесью. Для граувакковых и отчасти субграувакковых пород характерно присутствие мелкообломочного магнетита, агрегатного сфена (лейкоксена) окатанных зерен циркона, турмалина апатита и обильных обломков слюд (биотита и мусковита). Среди обломочной части пород — зерна микрозернистых кислых и основных хлоритизированных пород.

Породы пачки отражают начало нового активного прогибания дна бассейна и одновременно резкое усиление подачи терригенного материала (в том числе продуктов глубокого разложения пород — серицит) и, возможно, вулканогенно-терригенного материала (обломки пород, хлорит, примесь сфена и рудных минералов).

Десятая пачка, мощностью 600 м, складывается темно-серыми и светло-серыми субграувакковыми, граувакковыми и аркозовыми псаммитами разной зернистости, часто содержащими зерна измененного глауконита и необильный пятнистый доло-

митовый цемент, обычно ожелезненный в выветрелых разностях. Среди акцессорных — циркон, рутил, апатит, сфен, рудные. В верхней части пачки в породах часты признаки мелководья и периодического осушения.

Характер пород пачки свидетельствует об активном накоплении терригенного материала и компенсированном прогибании дна бассейна. В конце времени образования пород пачки проявляется тенденция к обмелению.

Одиннадцатая пачка, мощностью 250 м, в общих чертах сходна с предыдущей, но начинается с пород, несущих признаки перемыла и россыпного накопления рудных минералов.

В составе пачки преимущественно серые и светло-серые мелко-, средне- и неравномернозернистые субграувакковые псаммиты. На отдельных уровнях разреза встречаются псаммиты с признаками накопления тяжелых минералов в стилолитовых швах и на поверхностях элементов тонких косоволнистых серий. На этих же уровнях обнаруживаются деформированные первично глинистые гальки небольших размеров.

Особенности пород пачки указывают на ее формирование в условиях уменьшающейся скорости погружения дна бассейна и сократившейся подачи терригенного материала при компенсированном и целом характере седиментации.

Полученные литологические данные свидетельствуют, таким образом, о двух крупных моментах активного прогибания дна бассейна седиментации и интенсивного сноса материала (пачки II и IX-X), наступивших после тектонической стабилизации сопровождавшейся выветриванием пород в области питания (что отражено в составе пачек I и У-VIII, отчасти IX), а также о менявшихся соотношениях объема подачи терригенного материала и прогибания дна бассейна, что наряду с другими факторами контролировало появление и размещение карбонатных и, в частности, рифобразующих водорослевых фаций. Геохимические данные подтверждают выводы, сделанные на основании литологических и петрографических наблюдений. Распределение некоторых химических элементов, в частности циркония, титана и других является неравномерным и отражает условия седиментации. Ряд рудогенных элементов обнаруживает тенденцию к накоплению на определенных уровнях разреза. Имеющиеся данные позволяют ставить задачи изучения возможной металлоносности отдельных горизонтов разреза.

#### К ВОССТАНОВЛЕНИЮ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

*Зеленщикова К.Х., Ефанова В.А.*

Центральная лаборатория, Волго-Донское управление,  
МГ СССР

Площадь развита протерозойских осадочно-метаморфических образований расположена в юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. В общей структурном плане исследуемой территории полоса распространения метаморфических пород, объединенных в воронцовскую серию, образует четко выраженную линейно-вытянутую Восточно-Воронежскую синклинорную зону, за-

ключевую между архейскими породами гнейсово-мигматитового комплекса (Зеленщикова, 1970; Уфанова, Зеленщикова, 1967). Эта зона шириной от 100–150 км на севере, до 40–50 км на юге прослеживается от г. Данкова до ст. Мещковской. По утверждению ВСЕГЕИ в 1967 г. легенде в составе зоронцовской серии выделяются 2 толща: песчаниково-сланцевая и вулканогенно-осадочная (лосевская), отделенная от песчаниково-сланцевой глубинным разломом северо-западного простирания.

Лосевская толща представлена набором эффузивных пород с последовательным переходом от более основных порфиритоводов к измененным дацитовым и кварцевым порфирам, сменяющимся чередованием туфов и туфов лав кислого состава.

Песчаниково-сланцевая толща объединяет породы различных ступеней метаморфизма — от зеленосланцевой до амфиболитовой. В соответствии с геологическим положением толщи, направлением метаморфической зональности и характера метаморфических преобразований нами принято двучленное строение толщи с выделением гнейсово-сланцевого комплекса, слагающего ядро антиклинальной структуры северо-западного простирания и собственно песчаниково-сланцевого, площадное распространение которого соответствует восточному крылу структуры. Широко проявленный метаморфизм значительно затрудняет определение стратиграфической последовательности пород, затуманивает литолого-фациальный характер и условия древнего седиментогенеза. Проблеме восстановления условий осадконакопления в докембрии посвящены в настоящее время различные методы реконструкции первичного состава в метаморфизованных толщах. Совокупность этих методов основана на преимуществах исходного состава (Сидоренко, Лунова, 1961) и позволяет более реально оценить докембрийскую обстановку по соотношению вероятных осадочных аналогов. Наиболее полную информацию при этом дают особенности химического состава метасадков, отражающие сущность процессов выветривания, транспортировки и седиментации в докембрии, сходство которых с фанерозоем установлено многими исследователями (Сидоренко, 1963, 1967; Роненсон, 1961, 1967; Сердюченко, 1968; Головенок, 1967).

Согласно поставленным задачам в основу наших реконструкций положено изучение особенностей химического состава пород в компонентных соотношениях, характеризующих процессы осадочной дифференциации. С этой целью были исследованы осадочно-метаморфические образования песчаниково-сланцевой толщи в объеме двух выделенных комплексов.

К наиболее древним осадкам отнесены метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации породы гнейсово-сланцевого комплекса. Это высокометаморфизованные плагиоклазовые двуслодные, биотитовые гнейсы с гранатом, андалузитом, силлиманитом, графитом и переходные к ним двуслодные плагиоклазовые и кварц-биотитовые сланцы. Ритмичное чередование разностей в разрезе, отвечающее литологической смене пород еще сохраняется, но широко развитая перекристаллизация уничтожает первично-осадочные текстурные признаки. Кварц-биотитовые тонкоструктурные сланцы, порфиробластические и углистые разности их, биотитовые, серпичитовые филлиты, метапесчаники и металевролиты собственно песчаниково-сланцевого комплекса по степени метаморфизма отвечают фации зеленых сланцев. В породах комплекса четко выражены: отчетливая седиментационная ритмичность разрезов по стратиграфической вертикали, сочетание

тонкой микроритмичности с микроритмичностью, наличие реликтовых псаммитовых структур и обломочных аксессуаров (циркон, апатит), а также густая насыщенность пород тонкорассеянным углеродистым веществом. Количество остаточного органического углерода колеблется в пределах 1,7–3,2%, что может указывать на возможность существования примитивной органической жизни в эпоху формирования исходных пород (Сидоренко, Св.Сидоренко, 1968). Изотопный состав углерода свидетельствует о том, что графитоидное вещество углеродсодержащих фллитов является биогенным. Данные масс-спектрального изотопного анализа, полученные в лаборатории изотопной геологии докембрия ВМСА (Борщевский Ю.А.), входят в пределах значений  $\delta C^{13}$  ‰, свойственных биогенному углероду и для описываемой толщи составляют – 3,27:3,29‰.

Для литологического расчленения первично-слоистой метаморфической толщи применен метод реконструкции условий первичного седиментогенеза по химическому составу метаморфических пород. Этот метод, являющийся одним из главных в осадочной геологии докембрия (Сидоренко, 1965), использован нами в различных способах интерпретации химических анализов, графического разделения полей в координатах, отражающих закономерные, специфические для осадочных процессов, соотношения компонентов (диаграммы А.Симонена и А.А.Предавского) и применяемых в последнее время литохимических пересчетов.

При анализе соотношений полей двух комплексов на диаграмме Симонена показательно разделение их в псаммитовой области, содержащей наиболее полную информацию о составе материнских пород. Первично-обломочный материал гнейсово-сланцевого комплекса неотсортирован, имеет большой диапазон рассеивания и приближается к магматическим породам. В параметрах ФАК Предавского эти псаммиты соответствуют грауваккам и смешанным продуктам выветривания основных и ультраосновных пород.

Песчаниково-сланцевый комплекс характеризуется более высокой степенью дифференциации материала. Разделение полей псаммиты-алевриты и пелиты четко выражены на диаграмме Симонена и в параметрах Предавского. Сравнивая полученные данные по составу обломочного материала, можно предположить существование различных источников сноса при формировании метаморфических комплексов. Для анализа условий накопления их рассмотрено соотношение пелитов в геохимических параметрах, отражающих степень химической дифференциации вещества. В параметрах ФАК пелиты песчаниково-сланцевого комплекса отвечают гидрослюдистым разностям с примесью монтмориллонита. Для гнейсов характерно смещение основного состава глин в сторону монтмориллонитовых и вермикудитовых разностей. Таким образом, различие описываемых комплексов определяется не только составом обломочного материала, но и характером глинистых ассоциаций.

Принимая за основу теоретических построений ведущую роль глинистых минералов в определении палеогеографической обстановки осадконакопления (Зхус, 1966) нами сделана попытка подойти к палеореконструкциям по предположительному составу глинистых минералов, распространив зависимость состава глин от условий их образования (Ратеев, 1964) на древний седиментогенез. С этой целью применена разработанная О.М.Розеном (Розен, 1970) методика литохимических пересчетов сланцев и гнейсов на вероятный компонентный состав исходной осадочной породы. Были выделены все разности фллитов,

отражающие глинистые элементы ритмов в ритмично-слоистых разрезах песчаниково-сланцевого комплекса и разности гнейсов, отвечающие пелитовым полям на диаграммах А.Симонена и А.Предовского. При пересчете использованы реальные типы глин (Викюлова, 1958) карбонаты и минералы (Бетехтин, 1956), встречающиеся в осадочных породах. Анализ полученных минеральных соотношений вероятной исходной осадочной породы позволяет выделить типы исходных глин в двух комплексах.

Более разнообразный характер имеют исходные составы пелитов гнейсово-сланцевого комплекса. Здесь преобладает гидрослюда с переменным количественным содержанием примеси монтмориллонита. В некоторых зонах ведущая роль принадлежит и монтмориллониту и гидрослуде одновременно. Это свидетельствует об активизации тектонического режима области накопления (Зхус, 1966). В целом для гнейсово-сланцевого комплекса характерна не достигшая каолиновой стадии зрелости осадков (за исключением отдельных выделений зон) с формированием промежуточных монтмориллонит-гидрослюдистых ассоциаций в условиях активной вулканической деятельности.

Несколько иначе интерпретированы исходные составы глин при реконструкции условий формирования песчаниково-сланцевого комплекса. Прежде всего обращает внимание более зрелый характер их. Вероятные исходные ассоциации по данным литохимических пересчетов отличаются однородным гидрослюдистым составом, однако примесь каолинита здесь более значительная. Уменьшается роль карбонатного материала.

Анализ соотношений петрохимических параметров и результаты предполагаемых исходных составов позволяют оценить палеогеографические условия формирования двух разделенных во времени метаморфических комплексов.

1. Тектоническая активность, значительные глубины бассейна, высокая скорость отложения и слабая степень дифференциации осадков характеризует условия образования гнейсово-сланцевого комплекса.

2. Формирование песчаниково-сланцевого комплекса происходило в условиях постепенной стабилизации тектонического режима со смещением активности в юго-восточном направлении. Накопление тонкоструктурных флюидных осадков, высокая степень дифференциации может свидетельствовать о вторичном переотложении их.

3. Анализ компонентных соотношений глин в описываемых комплексах характеризует различную степень зрелости осадков, представляющую последовательный ряд в эволюции глинистых пород от монтмориллонито-гидрослюдистых до гидрослюдистых и каолинит-гидрослюдистых разностей.

#### О РЕГИОНАЛЬНОМ ХАРАКТЕРЕ ИЗМЕНЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КИСЛОРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КОМПЛЕКСА КЕЙВ

(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

*Борисова С.А.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья, МГ СССР

Изотопное изучение пород докембрийского метаморфического комплекса Кейв на Кольском полуострове позволило выявить интересную тенденцию в ха-

рактуре распределения изотопов кислорода в амфиболитах и во вмещающих их различных кристаллических сланцах и гнейсах.

Эта тенденция отражает постепенное обогащение изотопом  $O^{18}$  метаморфических пород в направлении с юго-востока на северо-запад по простиранию Кейвского синклинория. При этом отмеченная тенденция прослеживается для любых петрографических типов амфиболитов (полевошатовых, гранатовых, тремолитовых), изученных нами в районах Восточных, Центральных и Западных Кейв (рис. 1).

Изотопно-кислородное фракционирование между амфиболитами и вмещающими породами Западных Кейв достигает наибольшей величины (6%), а максимальное фракционирование (8,1%) установлено для амфиболитов, ассоциирующихся с карбонатными породами пачки "Б" (рис. 2). Характер такой тенденции можно выразить функциональной зависимостью:

$$\delta O^{18}_{\text{вмещ. породы}} - \delta O^{18}_{\text{амф.}} = f(\xi),$$

где  $\xi$  — расстояние от юго-восточного до северо-западного окончания Кейвского синклинория.

Отмеченная тенденция связана, на наш взгляд, с тем обстоятельством, что именно в этом направлении в разрезе комплекса Кейв шло постепенное увеличение участия карбонатного материала в образовании метаморфических пород (появление эпидотовых амфиболитов, содержащих в виде акцессорных примесей кальцит и анкерит). В виде самостоятельных довольно значительных отложений карбонатные породы представлены в верхних частях разреза комплекса Кейв доломитами.

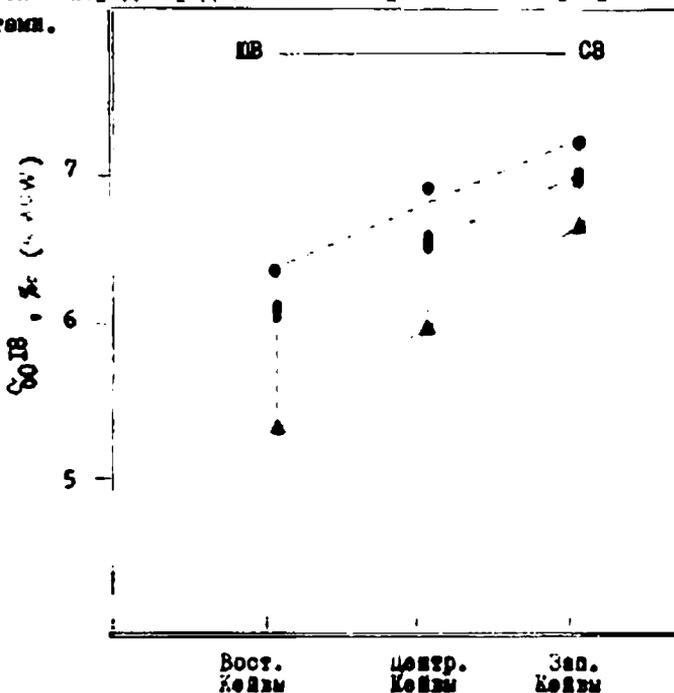


Рис. 1. Региональный характер фракционирования изотопного состава кислорода петрографических типов амфиболитов: ▲ — полевошатовых, ■ — тремолитовых, ● — гранатовых (комплекс Кейв, Кольский полуостров).

Влияние карбонатного материала сказывается на изотопном составе всех типов амфиболитов (гранатовых, полевошпатовых, тремолитовых и даже метамандельштейнов), залегающих выше по разрезу карбонатных пород. По сумме геолого-геохимических данных все эти амфиболиты диагностируются как ортопороды, а их изотопный состав характеризуется аномальными для ортоамфиболитов значениями  $\delta O^{18}$  (II-III%), вместо 5-7%, характерных для остальных ортоамфиболитов разреза. Сами же карбонатные породы имеют значения  $\delta O^{18} = 18 - 22\%$ , что на 5-6% меньше, чем  $\delta O^{18}$  их неметаморфизованных аналогов.

Аналогичная картина отмечена Г.Тейлором (1970) для анортозитов Адирондака. Отложения этого метаморфического комплекса содержат большие количества карбонатных пород. Анортозиты, ассоциирующие с карбонатами, обогащены до 4% изотопом  $O^{18}$  по сравнению со своими неметаморфизованными аналогами, тогда как сами карбонаты ( $\delta O^{18} = 13 - 18\%$ ) примерно настолько же обеднены изотопом  $O^{18}$ , что Г.Тейлор связывает с изотопно-кислородным обменом анортозитов с карбонатными породами.

Установленное нами обогащение ортоамфиболитов также могло быть вызвано интенсивным изотопно-кислородным обменом между пластовыми интрузиями габбро-

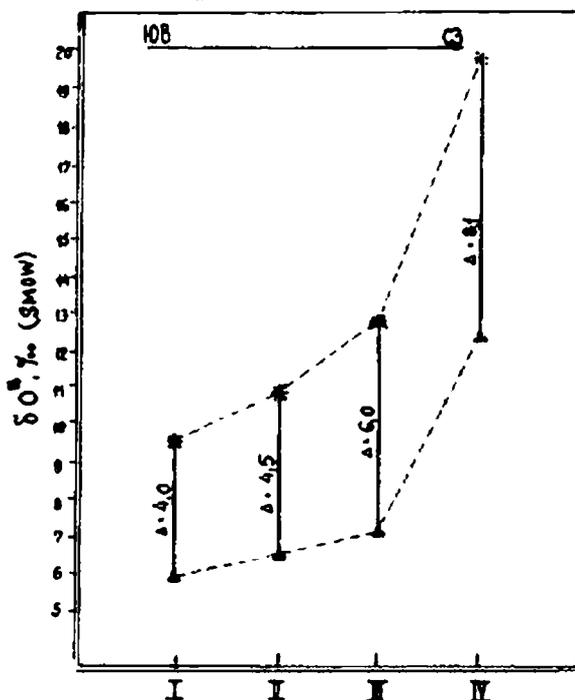


Рис.2. Изотопно-кислородное фракционирование между амфиболитами (▲) и вмещающими породами (\*) комплекса Кейв (Кольский полуостров)

I - Восточные, II - Центральные, III - Западные Кейвы, IV - Западные Кейвы, карбонатный разрез.

$$\Delta = \left( \delta O^{18}_{\text{вмещ. породы}} - \delta O^{18}_{\text{амфиболиты}} \right)$$

базальтов (исходных для ортоамфиболитов) и первично-осадочными карбонатными породами в процессе регионального метаморфизма. Кроме того, и процесс ассимиляции карбонатного материала габбровыми интрузиями (ортоамфиболиты) или изливавшимися базальтовыми лавами (метамандельштейны) мог вызвать наблюдаемое обогащение.

Для того, чтобы решить, какой из этих механизмов, или в какой мере каждый из них ответствен за аномально высокие значения рассматриваемых амфиболитов и метамандельштейнов, необходимо проведение специальных исследований для того, чтобы оценить: 1) количественные соотношения и изотопный состав пород, предположительно участвующих в изотопно-кислородном обмене; 2) термодинамические условия и возможные масштабы подобного обмена; 3) физико-химические условия предполагаемой ассимиляции карбонатных пород исходными для ортоамфиболитов магматическими породами и неизбежные петрохимические следствия подобной контаминации.

С позиций изотопного материального баланса можно показать, что процесс ассимиляции следует исключить, так как в данном конкретном случае магма должна была ассимилировать до 43% карбонатного материала, чтобы обеспечить наблюдаемый изотопный сдвиг. При подобных масштабах ассимиляции мы должны были бы наблюдать не амфиболиты, а скорее щелочные ультраосновные породы. Кроме того, необходимо учитывать, что процесс декарбонатизации, неизбежно сопровождающий ассимиляцию известняков и доломитов, высвобождает  $\text{CO}_2$ , обогащенную по сравнению с исходными породами, на 5%.

Вероятнее всего, что в данном случае имел место изотопно-кислородный обмен между карбонатными породами и габбро-базальтами.

Соответствующий пай в наблюдаемом обогащении амфиболитов могла вносить  $\text{CO}_2$ , высвобождающаяся при метаморфизме глинисто-карбонатных пород всей толщи разреза комплекса Кейв (исходных для многих типов кристаллических сланцев основного состава), состоящих данный комплекс, которая может иметь высокие значения  $\delta\text{O}^{18}$ , вплоть до 30 - 35% и более.

При оценке изотопно-кислородного обмена при региональном метаморфизме следует в значительной мере учитывать и литологический фактор, так как метаморфические преобразования пород определяются не столько термодинамическими условиями (P, T), сколько, главным образом, их химическим и минеральным составом и текстурно-структурными особенностями осадочных пород (Сидоренко, Лунева, 1972).

Таким образом, установленный региональный характер изменения значений  $\delta\text{O}^{18}$  амфиболитов и вмещающих их пород комплекса Кейв обусловлено, вероятно, изотопно-кислородным обменом, сопровождавшим региональный метаморфизм осадочных и изверженных пород.

И все же следует подчеркнуть, что общие вариации значений  $\delta\text{O}^{18}$  метаморфических пород определяются, в конечном итоге, изотопными особенностями литологических разновидностей исходных осадочных пород.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ  
ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Петров Б. М.

Московская комплексная геолого-гидрогеологическая  
экспедиция, МГ СССР

1. Наличие осадочного чехла на немых раннедокембрийских образованиях Воронежского кристаллического массива (ВКМ), малочисленность литологических реперов, интенсивный метасоматоз, ограничивающий применение геохимической корреляции, делают здесь радиогехронологию одним из важнейших методов изучения докембрия. К настоящему времени по ВКМ выполнено 13 урано-свинцовых (лаборатория ГЕОХИ) и свыше 500 калий-аргоновых определений (лаборатории ИГиН АН УССР, ИГЕМ, ИМГРЭ, ЦНИГРИ, СИНИИТИМС, Воронежской экспедиции Геолуправления центральных районов и др.). Около половины учтенных нами определений сделано в лаборатории Воронежской экспедиции (агальитик Л.Б.Копыльская), которая успешно участвовала во всеююзной сверке эталонной пробы I/65 "Азия" (Афанасьев, Зыков, 1970).

2. Воронежский массив отличается от сходных по геологии докембрия Украинского и Балтийского щитов большей радиологической гомогенностью (рис. 1, А). Не считая определения по пироксенам и плагиоклазам здесь лишь одна проба показала по калий-аргоновому методу возраст свыше 2,6 млрд. лет, в то время, как на щитах датировка такого возраста была получена даже по биотитам. По гиперстену и плагиоклазу в 4 пробах (габбро-нориты Смородинского участка, скв. 3009) определен наиболее древний на ВКМ возраст 3,35-3,15 млрд. лет (Обвинников, Вороновский, 1972). Эти даты принципиально отличаются от общегеологических данных о времени формирования относительно молодых интрузий Смородинского участка и не находят удовлетворительного геологического истолкования.

3. Ранние этапы геологической истории ВКМ датируются в основном по урано-свинцовым определениям А.И.Тугаринова и др. (1964): Эпоха формирования обояских гнейсов не находит отражения в радиологических данных. Древнейшие на ВКМ гранитоиды "салтыковского" типа, обычно датируемые археем, показывают, как и плагиограниты Демуриного поднятия Украины, по аксессуариям возраст 2840-2650 млн. лет. Это отвечает родезийской тектоно-магматической эпохе и отражает процесс первой гранитизации и становления эпиперхейской протоплатформы. Аналогичный возраст 2750±150 млн. лет (по изохроному методу) обнаруживают обломочные цирконы и монациты из базальных отложений курской серии раннего протерозоя. Длительный процесс "салтыковский" гранитидации, по-видимому, частично перекрывался во времени с накоплением подвергшихся гранитизации осадочно-эффузивных толщ михайловской серии, обычно относимых к позднему архею. Известна калий-аргоновая датировка михайловских амфиболитов (Вологовский участок, скв. III6), равная 2656 млн. лет. Очевидно, это был единый процесс, повысивший механическую жесткость коры, сделавший возможным появление устойчивых линейных структур, длительно живущих разломов, обусловивший заложение грабен-саклиналей, човных и приразломных синклиналей, группирующихся в систему палеовакзогенов Курской магнитной аномалии (КМА).

4. Начало седиментации курской серии раннего протерозоя, перекрывающей обоянские, михайловские и "салтыковские" образования, датируется урано-свинцовым методом по цементу базальных конгломератов временем 2600 млн. лет (как и для криворожской серии). Значительное развитие этих конгломератов на Старооскольском узле КМА, очевидно, связано с появлением в этом районе в результате "салтыковской" гранитизации приподнятой жесткой глыбы, что сделало возможным резкие перепады в рельефе. Иногда древние плагиограниты обнаруживаются непосредственно в гальке конгломератов (Игнатьевский участок). Более мелкообломочные отложения, по-видимому, образовывались на участках с менее интенсивной гранитизацией.

5. Раннепротерозойская история ВКМ датируется, главным образом, по калий-аргоновым определениям. Раздельная обработка большого количества датировок по различным минеральным объектам, учет температурных порогов "включения аргоновых часов" и времени прохождения изучаемого блока коры через критическую изограду данного минерала позволяют получить дополнительную геологическую информацию.

6. Площадное распределение значений кажущихся радиологических возрастов след также, как на Балтийском (Кратц, Лобач-Дученко, 1970) и Украинском (Щербак и др., 1970) щитах и Белорусском массиве (Донабедов, Сидоров, 1969) позволяет выделить на ВКМ крупные блоки, разделенные глубинными разломами. Такие блоки, помимо различий в усредненных радиологических датировках, заметно различаются по строению докембрия и глубинных слоев консолидированной коры, особенностям физических полей, знаку и интенсивности современных вертикальных движений и т.д. Уверенно выделяются Деснянский блок, блок КМА и Восточно-Воронежский блок. Положение слабо изученного Западно-Воронежского блока остается неясным, возможно, он составляет несколько обособленную и приподнятую часть блока КМА. Опускающийся в современную эпоху Деснянский блок стабилизировался, очевидно, позднее других, что подтверждается немногочисленными пока радиологическими определениями. Гораздо лучше изучены опускающийся Восточно-Воронежский блок и интенсивно (до 6,2 мм в год) поднимающийся блок КМА, преобладающий возраст след в котором (2100-1700 млн. лет) очень близок к преобладающему возрасту след Большого Кривого Рога.

7. В курское и оскольское время протерозойской эры верхние слои земной коры ВКМ продолжали подвергаться интенсивным тепловым воздействиям. Тепло поступало в них одновременно с внедрением интрузий, т.е. "региональный метаморфизм" докембрийских образований является регионально развитым контактовым метаморфизмом. Это подтверждается схождением распределения возрастов биотитов из метаморфизованных осадочных и эффузивно-осадочных пород с распределением возрастов биотитов из интрузивных и метасоматических пород (рис. I, Б). Схождение распределений устанавливается по критерию  $\chi^2$  на уровне значимости выше 5%.

В целом по ВКМ распределение возрастов биотита характеризуется максимумом около 1900 млн. лет, что соответствует "эпохе тотального метаморфизма" (по Тутаринову) и, вероятно, связано с наибольшим радиационным разогревом литосферы (по Любимовой). По урано-свинцовому методу максимум метасоматических процессов датируется сходными цифрами (2100-1900 млн. лет). Магматизм, гранитизация и метаморфизм могут рассматриваться как приповерхностные проявления этого глубинного процесса.

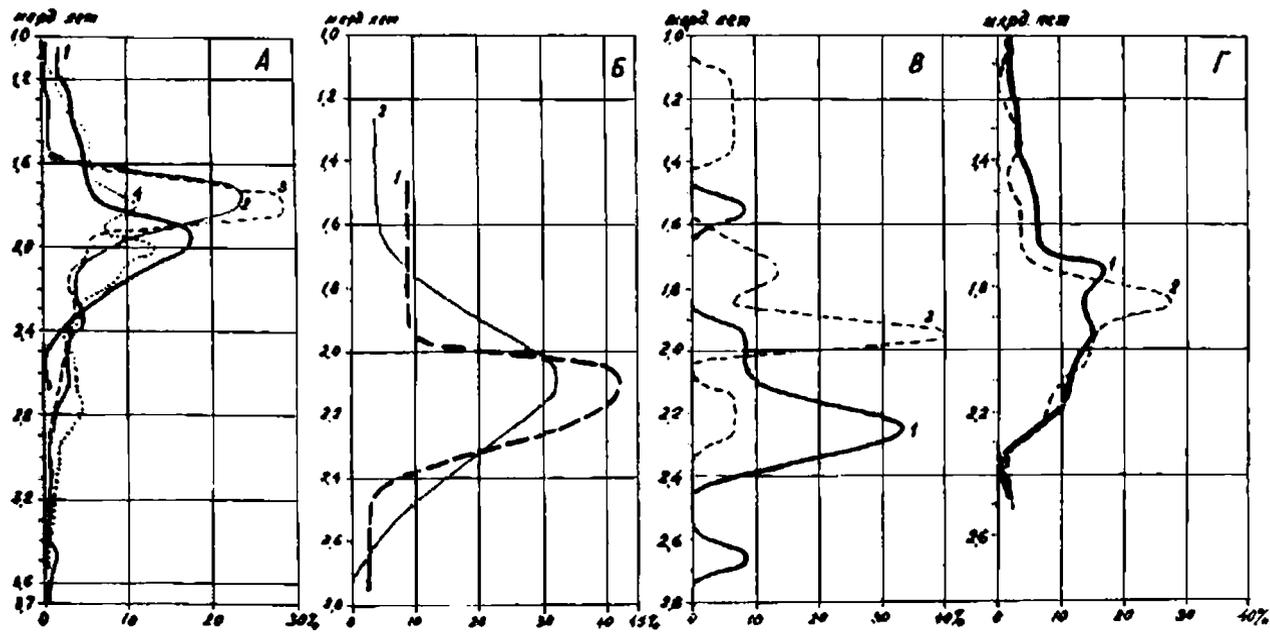


Рис. 1. Графики сопоставления распределений значений калий-аргоновых абсолютных возрастов минералов из горных пород ВКМ, его блоков и других регионов. В скобках указано количество учтенных анализов.

А - сравнение возрастов амфиболов и слюд Украинского (по Шербаку и др.) и Балтийского (по Масленникову) щитов и Воронежского массива: 1 - ВКМ (182), 2 - восточная часть Балтийского щита, включая Карелию (818), 3 - Карелия (340), 4 - Украинский щит; Б - сравнение возраста биотитов различных групп пород ВКМ: 1 - интрузивные и метасоматические (98), 2 - метаморфизованные осадочные и осадочно-эффузивные (33); В, Г - сравнение возрастов тепловых событий в различных блоках ВКМ: В - по амфиболом: 1 - блок КМА (12), 2 - Восточно-Воронежский блок (15); Г - по биотитам: 1 - блок КМА (67), 2 - Восточно-Воронежский блок (58).

8. По возрастам амфиболов (рис. I, B) максимум магматической активности в блоке КМА датируется 2250 млн. лет, что отвечает иеллоунайфской эпохе и, предположительно, перерыву между курской и оскольской сериями и заложению Восточно-Воронежского прогиба. На востоке ВКМ максимум магматизма датируется по амфиболом 1950 млн. лет. При этом пробы брались, главным образом, из интрузий основного состава, внедрение которых по общегеологическим данным происходило в довольно спокойной обстановке. Это позволяет говорить о нижнепротерозойском возрасте прорываемой ими воронцовской серии.

9. На протяжении нижнего и части среднего протерозоя горные породы ВКМ находились в относительно погруженном состоянии, т.е. ниже критической геозотермы биотита ( $208-263^{\circ}\text{C}$ , Герлинг, Морозова, 1970; Салоп, 1970). Переход Восточно-Воронежского блока через эту геозотерму произошел около 1850 млн. лет назад (рис. I, Г). Через 100 млн. лет в относительное воздымание был вовлечен и блок КМА. С этого времени процессы метаморфизма пошли на убыль. Переход блоков через критическую геозотерму мог быть не только абсолютным (подъем блока), но и относительным (опускание геозотермы). Вторым случаем вполне вероятен, т.к. в результате повторной гранитизации земная кора ВКМ была перестроена в подлинно континентальную, протоплатформа превратилась в собственно платформу, что связано с остыванием коры. Вполне возможно и совмещение этих двух процессов, т.к. гранитизация, как правило, сопровождается подъемом гранитизируемых блоков.

## К ВОПРОСУ О СОСТАВЕ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ АТМОСФЕРЫ

Горяинов П. М.

Институт геологических наук Карельского филиала АН СССР

Появление в древнейших осадках высокоокисленных минералов железа вызывает определенный интерес к проблеме состава докембрийской атмосферы. Некоторая часть геологов полагает, что образование гематито-магнетитовых руд должно было бы осуществляться в условиях кислородной атмосферы (James, 1954; Chamberlain, 1949; Страхов, 1962; Плаксянко, 1966; Чернов, 1959; Майсон, 1970). А. Б. Ронов (1964) также допускает, что кислород участвовал в окислении поливалентных металлов, способствуя их осаждению из океанических вод. Согласно В. Руби (1957), наличие в докембрийских толщах осадочных окислов железа свидетельствует о том, что "по крайней мере некоторое количество кислорода должно было существовать в самые древние геологические времена" (стр. 668).

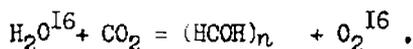
Обращаясь к картине распределения первичных фаций в месторождениях железистых кварцитов Примандровского района (Горяинов, 1972), легко установить, что затухание рудного процесса характеризуется постепенной сменой более окисленных зон (фаций) менее окисленными. То-есть, в направлении от предполагаемого источника состав железистых кварцитов изменяется от гематито-магнетитовых, магнетито-силикатных к сульфидно-силикатным и анхимоминеральным. В этом же направлении уменьшается мощность тела, возрастает коли-

чество нерудных прослоев. Следовательно, если полагать, что влияние гидротермального источника ослабевало в указанном направлении, то характеристика внешней среды железисто-кремнистого осадочного накопления может быть дана только как восстановительная, бескислородная. Этот параметр среды регулировался на сравнительно коротком расстоянии (4-5 км максимум) деятельностью гидротермального источника. Несмотря на приуроченность все более окисленных зон железисто-кремнистых осадков к гидротермальному источнику, этот процесс не мог повлиять на состав атмосферы. Он был узко локализован, его влияние затухало уже на первых тысячах метров. Однако, справедливости ради, надо заметить, что и появление гематита не означает здесь присутствия свободного кислорода вблизи источника. Как показывают расчеты равновесного состояния гематита и магнетита (в присутствии воды), переход магнетит-гематит при 1 атм. в 25°C осуществляется уже при парциальном давлении кислорода, равном всего  $10^{-68,2}$  атм., т.е. практически в бескислородной атмосфере (Крумбайн, Крайст, 1968). Отсутствие чисто гематитовых зон, а также сравнительно быстрая смена разноокисленных зон по латерали позволяет предполагать, что аутигенное минералообразование проходило в условиях, близких к критическому, то-есть где-то в области  $10^{-57} - 10^{-68}$  атм.

Все сказанное ближе всего соответствует представлениям акад. А.П. Виноградова (1959) о бескислородном характере раннедокембрийской атмосферы.

Биологов долгое время интересовало, появился ли свободный кислород до или после возникновения живых организмов, в процессе фотосинтеза. А.П. Виноградов, по крайней мере, считает, что с момента фотосинтетической деятельности кислородный баланс атмосферы стабилизировался.

К такому же выводу пришел и М.С. Точилин (1960). Однако, если признать, что кислород атмосферы произошел в процессе дегидрогенизации атмосферы по реакции А.П. Виноградова

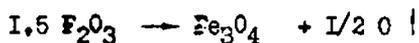


то атмосфера будет состоять из более легкого кислорода, чем наблюдаемый, на 2,3%. Согласно А.П. Виноградову, "это объясняется преимущественным связыванием легкого кислорода в процессе окисления отмирающего органического вещества и дыхания организмов... Однако, определенный нами коэффициент разделения в этом процессе недостаточен и не может объяснить имеющегося эффекта утяжеления атмосферного кислорода" (Виноградов, 1959, стр.14).

Нам представляется, что ресурсы кислорода (главным образом тяжелого-дубинного) могли пополниться за счет другого планетарного геологического процесса. Этот процесс проявился в конце нижнего протерозоя и заключался в региональном метаморфизме древнейших вулканитов и осадков, в том числе и железистых. При исследовании железистых кварцитов Кольского полуострова нами было установлено, что минеральные парагенезисы в системе Fe-Si-O (в присутствии воды), обладая свойствами природных кислородных буферных смесей, в процессе прогрессивного регионального метаморфизма теряют кислород и становятся все более восстановленными.

Попытаемся хотя бы весьма приближенно оценить количество кислорода, отражающего тот его дефицит, который мог бы наблюдаться при прогрессивном метаморфизме гематит-магнетитовых руд. На основании данных М.И. Калганова (1955), А.Б. Рюнова (1964), А.И. Тугаринова (1963), а также с учетом того,

что подавляющая часть руд уничтожена в процессе последующей тектонической перестройки, а в сохранившихся блоках нижнего протерозоя – и в процессе эрозии, цифра первоначальных запасов окислов железа может оцениваться величиной порядка  $10^{16}$  т. Для упрощения расчета условимся, что все руды имели гематито-магнетитовый состав. Тогда согласно реакции



вес выделявшегося кислорода будет составлять 3,3% первоначального веса гематита, т.е.  $0,02 \cdot 10^{16}$  т.

Колоссальные ресурсы кислорода могли мобилизоваться при региональном метаморфизме вмещающих пород, всегде всего основных вулканитов. Если, как предполагают К. Ранкама (1957) и П. Эскола (Eskola, 1932), оценивать поведение кислорода в процессе регионального метаморфизма по изменению степени окисления (или кислородной емкости)  $O = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$ , то можно,

следовательно, получить и количественные данные о поведении кислорода.

Сравнивая средние составы базальта по Р. Дэллу со средними составами амфиболитов по Полдерварту и Лапаль-Аргу, легко заметить, что последние, имея с базальтами близкие значения содержания валового железа, испытывают явный дефицит кислорода. Составляя 0,2–0,3% от веса базальтов, для всей массы метаморфизованных метабазитов, он достигает  $0,06 \cdot 10^{16}$  т. Таким образом, расчетное значение дефицита кислорода, возникшего в процессе регионального метаморфизма, составляет около  $0,08 \cdot 10^{16}$ , т.е. фактически сопоставимо с массой кислорода современной тропосферы –  $0,12 \cdot 10^{16}$  т (Rankama, Sahama, 1950).

Мы отдаем себе отчет в том, что приводимые расчеты лишь приблизительно оценивают количественную сторону процесса.

Возраст этого события датируется разными методами в пределах 2600–2800 млн. лет. Он соответствует нижнепротерозойской складчатости (замыканию нижнепротерозойских структур) и прогрессивному метаморфизму. Поэтому уже в среднем протерозое резко изменился характер литогенеза. Увеличилось количество глубоко выветрелых продуктов каолинового выветривания: глин, кварцевых гравелинов и конгломератов. К этому времени, очевидно, относятся и первые колоннальные формы строматолитов. Здесь подтверждается одно из важнейших положений В.И. Вернадского об эволюции биосферы, заключающееся в том, что с момента зарождения жизни "... планета должна быть заселена с геологической точки зрения почти мгновенно в масштабах геологического времени каковы бы ни были организмы" (Вернадский, 1965, стр. 286). Дальнейшее регулирование количества кислорода и его изотопного состава в атмосфере происходило, начиная со среднего протерозоя, уже в процессе фотосинтеза. В последующие эпохи также происходили метаморфические процессы, но их масштабы ничтожны в сравнении с планетарным нижнепротерозойским метаморфизмом. Поэтому поступление в атмосферу эндогенного кислорода становилось значительно меньшим с каждым последующим метаморфизмом (складчатостью).

О ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ И ТЕКТОНИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ НА ПРИМЕРЕ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Кузнецова Ф.В.

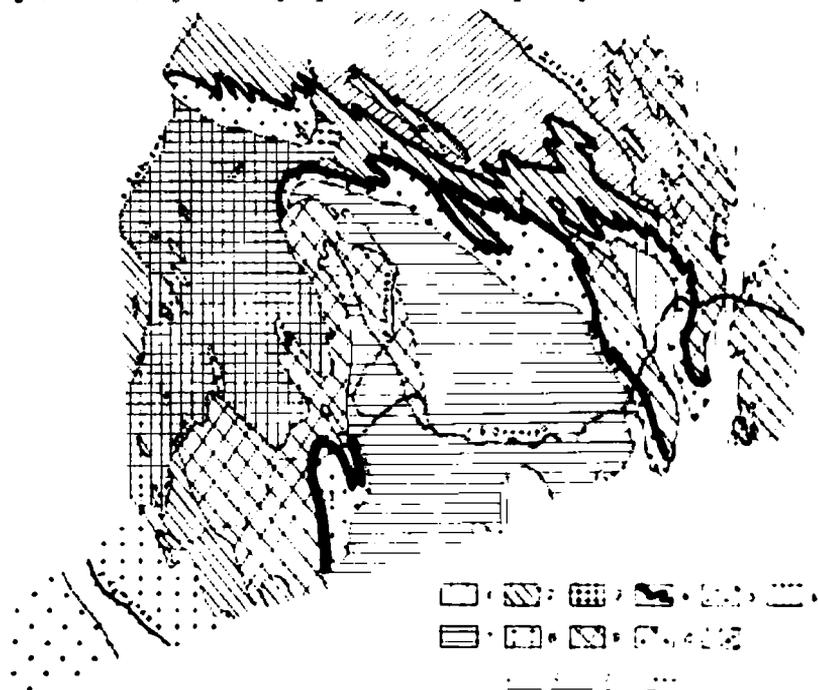
Институт земной коры АН СССР

Опыт детального геологического картирования высокометаморфизованных докембрийских толщ показывает, что эти породы при картировании ведут себя как обыкновенные осадочные, т.е. при региональном высокотемпературном метаморфизме в них хорошо сохраняются основные признаки, присущие первичным осадочным породам: пласты, слои, тонкая ритмичность и ритмичность мощных толщ.

Автор занимался детальным геологическим картированием, а так же петрографическими исследованиями докембрийских толщ в районе Слюдянских флогопитовых рудников и в мусковитоносном Нечеро-Куинском районе (Байкало-Цетомское нагорье).

Петрографические исследования на фоне детального геологического картирования показали, что региональный метасоматоз четко контролируется литологией толщи и тектоническими структурами.

Широко проявленная гранитизация в Нечеро-Куинском районе носит отчетливо избирательный характер. Гранитизируются лишь те горизонты, которые по своему химическому составу приближались к граниту.



Геолого-петрографическая схема Нечеро-Куинского района

1 - толща двуслюдяных гнейсов с прослоями мраморов; 2 - биотит-роговообманковые сланцы; 3 - биотит-роговообманковые сланцы с прослоями кварцитов и известняков; 4 - гранат-диастеновые породы; 5 - вторичные кварциты; 6 - мусковитизированные очковые мигматиты; 7 - мигматиты типа небулдоз; 8 - гранит-пегматиты; 9 - слабо мигматизированные биотитовые плагногнейсы; 10 - граниты; II - пегматитовые жилы.

Легко гранитизирующимися породами были биотитовые плагиогнейсы. На контактах с роговообманковыми гнейсами гранитизация обрывается. В сохранившихся пластах амфиболитов среди гранитизированных пород наблюдается биотитизация.

Гранитизация проявилась лишь в ядрах антиклинальных структур, максимально гранитизированные породы приурочены к центру ядра и всяческому боку антиклинали (рис. I).

Несмотря на высокую степень метаморфизма процессы гранитизации в Слюдянском районе проявлены слабо. Преобладание чарнокитов типа эндербитов в зонах гранитизации и ограниченное развитие типичных мигматитов позволяют сделать вывод, что при гранитизации не было существенного привноса щелочей из глубины. Имело место лишь перераспределение щелочей в зонах послонного расщепления в связи с повышением их активности. Чарнокиты образуются в зонах будинажа и расщепления по амфиболитам и по биотит-гранатовым гнейсам контактирующим с доломитовыми известняками, так же в зонах расщепления. Таким образом, образование чарнокитов четко контролировалось литологическим составом пород. Они развивались только в тех породах, где физико-химическая обстановка была благоприятной для резкого возрастания активности щелочей.

В Нечеро-Дуинском районе широко проявлен региональный послемагматический метасоматоз, стадия кислотного выщелачивания. Происходит интенсивное окварцевание пород и образование высокоглиноземистых пород на фронте этого окварцевания. Послемагматический метасоматоз подчиняется при этом литологическому и тектоническому контролю. Окварцованные породы и гранат-дистеновые породы образуются вдоль контакта гранитизированной толщи с вышелегающей существенно карбонатной толщей, но только в пределах всячих крыльев антиклинальных структур (рис. I).

В изученных районах устанавливается, что региональный метасоматоз, его качественное и количественное проявление находится в прямой зависимости от литологии и тектоники докембрийских толщ. Региональный метасоматоз в докембрийских толщах подчеркивает геологические структуры и усиливает контрастность состава первичных осадков, способствует миграции и концентрации полезных ископаемых.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭЛИЗИТОВ И ДРУГИХ МЕТАОСАДОЧНЫХ ОЛИВИН-СОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

*Сердюченко Д. П.*

Институт минералогии и геохимии редких элементов,  
МГ СССР

1. Кроме магматических (ювениальных) и регенерированных ультрабазитов, в земной коре имеются близкие к ним по минеральному и химическому составу, но сохраняющие свои специфические химико-минералогические особенности, оливиновые образования третьего генетического типа — метаосадочные (метаморфические, элизиты и другие пироксен-оливиновые породы) — с отсутствием или колеблющимся, но в общем, — подчиненным содержанием граната, магнетита, графита, сульфидов, кварца и других минералов (F. Erdmann, 1849; P. Geijer 1925; С. В. Мейер, 1937).

2. Оливиновые или оливин-содержащие осадочно-метаморфические породы в докембрийских толщах континентов встречаются довольно часто — это основные и ультраосновные парачарнокиты, кальцифиры, некоторые пластовые магнетитовые руды, но обычно содержащиеся в них ортосиликаты — маложелезистые, близкие к форстериту. При обилии летучих и в относительно закрытых системах вместе с магнетитовым оливином или взамен его большое развитие (например, в некоторых кальцифирах и магнетитовых рудах Адана) получают хондриты и клиногуматы, в которых известны не только замещения  $(OH)_3 - F (Cl)_3$ , но и  $(OH)_3 - (BO_3)$  (Д.П.Сердюченко, 1965).

Форстеритовые и диопсидовые кальцифиры и гнейсы довольно широко распространены и в архейском комплексе Украины, в частности в Приазовье и в Приднепровье, но наравне с ними здесь же местами развиты и стратифицированные пироксен-фаялитовые и фаялитсодержащие эвлизиты. В нижнем, архейском структурном ярусе Приазовья их изучали многие исследователи (Д.П.Сердюченко и А.В.Глебов, Л.И.Каныгин, Н.П.Семенов, 1959; И.К.Латыш, 1967; Нгуен Нгок Льен и Г.В.Карлова, 1969; А.А.Вальтер, 1969, 1970; Ганюцкий В.И. и Купевоп Л.И., 1971 и др.). В пределах Мариупольских железорудных месторождений они образуют на разных стратиграфических уровнях, но в тесной ассоциации и часто даже в переслаивании с графитсодержащими породами устойчиво прослеживаемые горизонты среди пироксен-амфиболовых плагиосланцев, графитобитито-гранатовых гнейсов и в непосредственном соседстве с рудными магнетитовыми кварцитами. Мощность эвлизит-содержащих пачек достигает 2-11 м, а отдельных фаялито-эвлизитовых слоев — 20-70 см, они имеют ясно слоистую текстуру с чередованием почти мономинеральных более широких и крупнозернистых фаялитовых и более тонких и мелкозернистых пироксеновых слоев. Богатые силикатным закисным железом, эвлизиты часто почти совсем не содержат магнетита, но местами его роль возрастает до 20-30%, давая переходы в магнетитовые гнейсы или сланцы; количество граната (альмандин) и кварца варьируют от 0 до 30%, обуславливая переходы в пироксеновые кварциты и гранулиты; примеси сульфидов, плагиоклаза и амфиболов достигают в эвлизитах 2-3%. Главные же и характерные породообразующие минералы — фаялит (около 95% мол.  $Fe_2SiO_4$ ), эвлит (около 90% мол.  $Fe_2SiO_6$ ) и геденбергит, количество которых сильно колеблется, достигая до 50% фаялита, 76% эвлита, 10% геденбергита.

Минеральный парагенезис (с альмандином и малоглиноземистым моноклинным пироксеном), ясно выраженная закисно-железистая природа основных породообразующих минералов, тесная пространственная связь эвлизитов с графитовыми слоями говорят о седиментации и региональном метаморфизме в условиях гранулитовой фации сильно обогащенного железом кластогенного и коллоидно-хемогенного материала в резко восстановительных условиях, а обилие фаялита — еще и о дефиците при этом реактивноспособного кремнезема.

По количественному минеральному составу многие эвлизиты близки к магматическим ультрабазитам, но существенно отличаются от них по характеру формационной обстановки и ритмично-слоистым формам залегания, высокой железистостью своих оливинов и пироксенов, а также содержанием и набором малых элементов. При этом эвлизиты довольно резко или постепенно (по мощности и простиранию) могут переходить в фаялитовые кварциты, дупироксено-магнетитовые сланцы, в безфаялитовые эвлит-геденбергитовые и другие парапироксенитовые фации, входить в состав слоистого комплекса и переслаиваться с силли-

манит-гранат-биотитовыми, гранат-пироксеновыми гнейсами, пироксен-гранатовыми и пироксен-магнетитовыми кварцитами — как в Центральном Приазовье, так и в пределах той же железосной и графитосной тетерево-бутской свиты — на Корсак-Могиле в Западном Приазовье, в Завалье на Побужье (Г.Л.Кравченко, Т.Г.Хмарук, 1966; Е.Н.Ушакова, 1958 и др.).

Минеральные комплексы с фаялитом, феррогиперстеном и алмандином в гнейсовых толщах украинского докембрия известны среди железисто-кварцитовых пород западной зоны Правобережного района и в центральной части Украинского янта (Н.П.Семененко и др., 1956; Н.И.Половко, 1956; М.А.Ярошук, 1972).

Нередко эвлизит-содержащие метасадочные фации устойчиво прослеживаются на многие километры и представляют собою маркирующие литолого-петрографические горизонты и геолого-геохимические индикаторы железорудных месторождений.

Большой интерес представляют недавно обнаруженные в кальцифирах и слоистом комплексе эвлизитовых пород, графито-пироксено-биотитовых и гранато-пироксеновых гнейсов и кварцитов марганцовистые метаморфические фации-гондиты, представленные, например, на Демьяновском рудном участке родонит-спессартитово-биотитовыми гнейсами, мощность которых колеблется от 2 м до 9 м, а содержание в них  $MnO$  — от 5% до 37% (Л.И.Каныгин и др., 1969).

Детально изученные эвлизиты из района озера Чудзьярв и других участков в центральной области Кольского полуострова (Л.П.Бондаренко и В.Б.Дегелайский, 1961; А.А.Полканов, 1935) представляют собою почти черные явно метасадочные гранато-двупироксено-фаялитовые прослои мощностью 25–50 см, которые согласно залегают в слоистой толще гранат-содержащих пироксено-магнетитовых сланцев и ритмично переслаиваются с силлиманито-гранато-биотитовыми гнейсами, метаморфизованными в условиях гравулитовой фации. Фаялит содержит около 97% мол.  $Fe_2SiO_4$ , ромбический пироксен — 80% мол.  $Fe_2Si_2O_6$ , гранат — 76% мол. алмандина. Полосчатая текстура эвлизитов обусловлена различиями в минеральном составе слоев и подчеркивается параллельными полосками-жилками пирротина и кварца, на стыках которого с фаялитом (так же, как и в Приазовье) образуются реакционные венчики эвлита.

Эвлизиты среди докембрийских глубокометаморфизованных высокожелезистых осадков описаны и в ряде мест Дальнего Востока — в зоне Ханкайского массива (А.А.Маракушев, 1965; М.А.Милшкин, 1965; Л.И.Кулиш и Е.А.Кулиш, 1972). Помимо отмечаемого авторами дефицита кислорода при образовании алмандин-фаялит-эвлизитовых слоистых пород верхне-архейской гнейсовой серии, большой интерес представляет формационная связь эвлизитов с гондитами в бассейне р.Иман, где массивные (бескварцевые) и полосчатые (кварцсодержащие) эвлизиты, местами с высоким содержанием магнетита, сочетаются с кварц-гранатовыми (спессартитовыми) породами, в которых имеется от 9 до 16%  $MnO$ , причем резко возрастает роль окисного железа (до 13%  $Fe_2O_3$ ) и снижается количество закисного (от 0,70 до 4,10%  $FeO$ ).

В связи с этим отметим, что для многих эвлизитов Швеции и Шотландии, сопряженных с обогащенными марганцем пластовыми железными рудами, характерно высокое содержание  $MnO$  (от 5 до 21%), что связано с присутствием в них железисто-марганцовистого оливиниз (кнебелита) и спессартит-алмандинового гравата (J. Palmgren, 1917; H. Ecker mann, 1922, 1936; C. E. Tilley, 1936).

Таким образом, эвлизиты и другие фаялит- или кнебелит-содержащие метаосадочные породы и тесно связанные с ними богатые закисным железом или марганцем пироксены и гнейсы (с гиперстеном-эвзитом и альмандином-спессертином, родонитом) формационно и геохимически часто ассоциируют с железорудными или марганцеворудными метаосадочными месторождениями, т.е. имеют значение поисковых признаков и могут быть обоснованно использованы при прогнозировании. Господствующая при их образовании восстановительная среда, дефицит кислорода в среде минералообразования, обусловленный тесной фашиально-пространственной связью с отложениями и накоплением органического (живого и косного) материала, создавали благоприятную обстановку не только для формирования эвлизитов, но, далее, и для перехода эвлизитовых фаций в (сульфатредуцированные или биогенные) сульфидовосные фации типа черных сланцев.

С другой стороны местное повышение кислородного потенциала в зоне эвлизитов и в соседствующих с ними участках в ряде случаев обусловило магнетитообразование, оно, в частности, охватывая кластогенные кварцевые породы, нередко приводило к формированию архейских магнетитовых сланцев и кварцитов. Последние, как и железорудный материал и переслаивавшиеся с ними высокоглиноземистые отложения входят в формацию перетолженных и метаморфизованных потом продуктов древнейших кор выветривания. Образование же кор в условиях жаркого и влажного климата всегда было предпосылкой и стимулом для развития органики, создававшей в осадках и метаосадках восстановительную среду и засвидетельствовавшей свое присутствие через графитовосность вмещающих и сопутствующих пород.

#### ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ОПТИМАЛЬНОГО (МАТЕМАТИЧЕСКОГО) РАЗЛОЖЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГОРНОЙ ПОРОДЫ В ЛИТОЛОГИИ

*Другов Г.М., Халиulina О.В.*

Иркутское геологическое управление, МП СССР

Приводится способ оптимального разложения химического состава горной породы методом наименьших квадратов по алгоритму Я.И.Лукомского (Лукомский, 1961) на компоненты, являющиеся базисом этой породы. Сущность разложения состоит в определении долей совокупных компонентов минералов или каких-либо других составляющих в данной породе, т.е. определении вектора столбца  $y = \{x\}$ ,

где  $y$  - вектор валового химического состава горной породы,

$X$  - матрица, представляющая совокупность векторов каких-либо реальных компонентов данной породы. Ранг матрицы  $n \times m$ , где  $n$  - количество породообразующих окислов, а  $m$  - количество составляющих (компонентов) породы. Для решения этого уравнения применен метод наименьших квадратов, основным требованием которого является достижение минимума квадратов ошибок разницы между действительными и расчетными значениями зависимой переменной. Составлена счетная матричная программа на языке АЛГОЛ-60 для ЭВМ БЭСМ-4. Разложение химического состава горной породы на ЭВМ по составленной

программе производилось нами по данным О.М.Розена (Розен, 1970). Расчетный базис составлялся также по этим данным. Пересчеты, произведенные методом разложения сопоставлялись с результатами литохимического расчета (Розен, 1970). Результаты этих сопоставлений приведены в таблице. Как это видно из таблицы, расчет слюдяного сланца методом разложения хорошо согласуется с данными литохимического пересчета. Вместе с тем, пересчет химического состава эглогита не дает положительного результата вследствие неопределенности системы линейных уравнений, составленных по базису, приведенному в опубликованных данных.

Таблица

| Порода          | Метод пересчета | Расчетные (базисные) компоненты |                     |                   |                      | шамозит         |
|-----------------|-----------------|---------------------------------|---------------------|-------------------|----------------------|-----------------|
|                 |                 | свободн. кремнезем              | монтмориллон. Глина | каолино-вая глина | гидро-слюдист. глина |                 |
| Слюдяной сланец | Литохимический  | 27,34                           |                     | 15,44             | 53,48                | 2,90            |
|                 | Разложение      | 26,46±<br>1,57                  |                     | 13,83±<br>1,99    | 56,19±<br>5,11       | 2,09±<br>1,06   |
| Эглогит         | Литохимический  | 10,64                           | 47,48               |                   |                      | 28,52           |
|                 | Разложение      | 17,95±<br>16,0                  | 32,42±<br>25,8      |                   |                      | 22,43±<br>10,36 |

Одним из преимуществ метода оптимального разложения по сравнению с другими методами является оценивание точности расчетных базисных компонентов породы их среднеквадратичными отклонениями (см. таблицу).

#### НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОТЛИЧИЯ СЕДИМЕНТОГЕННЫХ И ЭНДОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

*Гиммельфарб Г.Б., Белоножко Л.Б., Зайцев А.Г.*

Всесоюзный институт минерального сырья, МГ СССР

В секторе геологии и геохимии метаморфических пород ВМСа в течение ряда лет проводятся работы по разработке основ диагностики первичной природы метаморфических пород. Предлагаемая работа является частью этих исследований.

Известно, что метаморфизованные осадочные отложения карбонатного и смешанного глинисто-карбонатного состава по ряду признаков конвергентны эндогенным карбонатным образованиям, карбонатитам, скарнам. В связи с этим выявление генезиса карбонатных пород имеет большое значение как для решения

обгеологических вопросов, так и для прогнозирования полезных ископаемых.

В последние десятилетия уделяется много внимания изучению карбонатитов, но имеется мало данных по сравнительному анализу карбонатитов и других эндогенных карбонатных образований и сходных с ними регионально метаморфизованных карбонатных отложений. Подобное сравнение было проведено авторами в двух докембрийских регионах — Алданском и Балтийском щитах, в результате работ было выявлено, что большую роль в решении вопроса о генезисе карбонатных пород имеют геохимические признаки различия. Было проанализировано количественным спектральным и химическим методами в лабораториях ВИМСа 80 проб (от 5 до 25 проб по каждой выборке). В результате математической обработки были вычислены основные параметры распределения элементов, а также произведено сравнение по критерию  $t$  (критерий Стьюдента), которое показало значимое различие (уровень значимости от 95% до 99,9%) по элементам, приведенным в таблице № I.

Таблица № I.

Средние содержания (в %) элементов-примесей в некоторых карбонатных породах Балтийского и Алданского щитов

| Элементы, отношение           | Алданский щит  |  |                                 | Балтийский щит               |  |
|-------------------------------|--|--|---------------------------------|------------------------------|--|
|                               | эндогенные карбонатные породы нижечатского комплекса | карбонатные отложения удоканской серии | карбонатиты массива Буо-ре-Ярви | кальцифиры Белолюбской свиты | карбонатные отложения Варзугской серии |
| Mb                            | 0,0032   | 0,0006                                 | 0,0015                          | 0,00055                      | 0,00033                                |
| Zz                            | 0,0033   | 0,0012                                 | 0,002                           | 0,0052                       | 0,0084                                 |
| B                             | не опр.  | 0,0015                                 | 0,0009                          | 0,0013                       | 0,0026                                 |
| F                             | —"   | не опр.                                | 0,095                           | 0,069                        | 0,064                                  |
| Ge                            | 0,53   | нет                                    | не опр.                         | не опр.                      | не опр.                                |
| La                            | 0,114  | нет                                    | —"                              | —"                           | —"                                     |
| Y                             | 0,048  | 0,0001                                 | —"                              | —"                           | —"                                     |
| Yb                            | 0,0015   | 0,0001                                 | —"                              | —"                           | —"                                     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 2,91   | 0,12                                   | 0,90                            | 0,13                         | 0,063                                  |
| Sz                            | 0,72   | 0,021                                  | 0,67                            | 0,079                        | 0,033                                  |
| Ba                            | 0,041  | 0,046                                  | 0,069                           | 0,024                        | 0,019                                  |
| Sz/Ba                         | 17   | 0,45                                   | 10,0                            | 3,2                          | 1,7                                    |

В пределах северо-западной окраины Алданского щита развиты архейские высокометаморфизованные отложения, относимые к чарской серии, и отложения нижнепротерозойской удоканской серии, выполняющие серию узких троговых прогибов и обширный протоплатформенный Кодаро-Удоканский прогиб. Глубинные разломы, по которым заложались эти структуры, являются также контролирующими для раннепротерозойских пород ничатского комплекса, представленных щелочными и субщелочными гранитами, сиенитами, альбититамп. В одном из массивов щелочных эгириновых гранитов, в его апикальной части, Д.Б.Белонюк обнаружены эндогенные карбонатные породы, преимущественно кальцитовые в

в центральных частях карбонатных обособлений и силикатно-карбонатные — по периферии. Специфика геохимии этих пород выражается в повышенном содержании в них редких земель, ниобия, тория, фосфора, стронция. Изучение геохимических особенностей седиментогенных карбонатных отложений во вмещающих породах удоканской серии, в разной степени метаморфизованных, показало, что содержания в них перечисленных элементов существенно отличаются. Наглядные различия и в стронций-бариевом отношении (таблица № I).

На Балтийском щите (в его восточной части) были геохимически охарактеризованы карбонатиты массива Вуори-Ярви, залегающие среди гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов беломорской серии архея. Карбонатиты образуют систему жил различной формы и величины и крупные линзовидные и неправильные тела длиной до сотен метров.

Для сопоставления с карбонатитами Вуори-Ярви были опробованы кальцифиды белогубской свиты гранулитового комплекса условно архейского возраста, тонко переслаивающиеся с кристаллическими сланцами основного состава и среднепротерозойские (Кратц, 1971) карбонатные отложения варзутской серии. Сравнение геохимических особенностей карбонатитов и регионально-метаморфизованных осадочных карбонатных пород показало, что они различаются по содержанию в породах циркония, фтора, бора, стронция, бария, ниобия, а также по отношению стронция к барию.

На примере двух докембрийских регионов, в которых развиты как осадочные регионально метаморфизованные, так и эндогенные карбонатные образования, удалось установить, что между этими породами имеются четкие геохимические критерии отличия. Таким образом, геохимические признаки могут способствовать решению вопроса о генезисе карбонатных пород, что имеет большое значение для прогнозирования таких полезных ископаемых, как ниобий, редкие земли, фосфор, бор, железо, тальк, флогопит и др.

# Г. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И ОСТАТКИ ОРГАНИЗМОВ В ДОКЕМБРИИ.

## ФОРМАЦИИ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ (ОПЫТ АНАЛИЗА)

*Розен О.М., Сидоренко Св.А.*

Всесоюзный Институт Минерального сырья, МГ СССР  
Геологический институт АН СССР

Среди метаморфизованных отложений докембрия можно выделить специфические парагенные ассоциации пород, резко обогащенные углеродистым веществом, слагающие крупные толщи. Такие толщи, отражающие в своем историко-геологическом развитии определенный этап их формирования, могут рассматриваться как осадочные углеродистые формации, в соответствии с тем содержанием, которое вкладывается в понятие "формация" в фанерозое (по Н.С.Шатскому, 1955; Н.П.Хераскову, 1965 и др.).

В составе докембрийских углеродистых формаций главная роль принадлежит метаморфизованным в различной степени эквивалентам углеродистых аргиллитов, алевролитов и глинисто-карбонатных пород близкого литологического состава, в меньшей степени углеродистым известнякам и др. типам углеродистых пород (табл. I).

Углеродистые отложения докембрия образуют отчетливо индивидуализированные тела (толщи, свиты и т.п.). Их мощность составляет сотни и тысячи метров. От выше- и нижележащих отложений они отделены иногда поверхностями несогласий. Метаморфизм пород различный - от фации зеленых сланцев до амфиболитовой и гранулитовой фации. Изучение распространения углеродистых формаций показывает, что формирование их осуществлялось в определенные периоды почти всей геологической истории Земли, начиная от глубокого докембрия (возраст пород более 2,6 млрд. лет), до современных осадков, наибольшим развитием они пользуются в верхнем рифее - нижнем палеозое. Общность геологических и геохимических особенностей (табл. 2) не оставляет сомнений в том, что это образования единого генетического типа.

Таблица I

Вероятный компонентный состав исходных осадочных отложений для сульфидсодержащих графитовых сланцев и мраморов.

(Рассчитано из данных силикатных анализов, метод расчета - О.М.Розен, 1970).

|  | Гидрослю-<br>дистая<br>глина | Монтморил-<br>лонитовая<br>глина | Каолиновая<br>глина | Доломит | Кальцит | Сидерит | Кварц | Пирит  | Графит |
|--|------------------------------|----------------------------------|---------------------|---------|---------|---------|-------|--------|--------|
| <u>Северный Казахстан</u>  |                              |                                  |                     |         |         |         |       |        |        |
| 1. Слюдяной сланец,<br>среднее 5 ана-<br>лизом                       | 68,44                        | -                                | -                   | 2,74    | 3,40    | 0,86    | 25,03 | н/опр. | н/опр. |
| 2. Плагиоклазово-диоп-<br>сидовая порода,<br>среднее 5 ана-<br>лизом | 14,65                        | 28,84                            | -                   | 19,56   | 11,71   | 2,79    | 22,45 | н/опр. | н/опр. |
| 3. Мрамор, среднее<br>6 анализов                                     | 11,76                        |                                  | 3,72                | 14,06   | 69,60   | 0,86    |       | н/опр. | н/опр. |
| <u>Финляндия</u>   |                              |                                  |                     |         |         |         |       |        |        |
| <u>Оутокумпу</u>   |                              |                                  |                     |         |         |         |       |        |        |
| 4. Слюдяной сланец   | 26,64                        | 27,23                            | 14,79               | 3,96    | 7,92    | -       | -     | 8,47   | 10,78  |
| 5. Амфиболитовый<br>сланец   | 28,27                        | 40,30                            | -                   | 18,90   | 1,33    | -       | -     | 7,65   | 3,45   |

Примеры углеродистых отложений в истории Земли  
(по Н.А.Созинову, 1972)

| № №<br>п п | Наименование углеродистых<br>формаций                       | Возраст                       | Повышенные<br>концентрации<br>характерных<br>малых эле-<br>ментов | литературный<br>источник  |
|------------|---|-------------------------------|---|---|
| 1.         | Современные осадки, обогащенные Сорг.                       | Современный                   | U, V, P, Mo, Ni, TR<br>и др.                                      | А.В.Коченов<br>и др., 1965;<br>Н.М.Страхов,<br>1962             |
| 2.         | Формация Фосфориа (США)                                     | Верхний<br>карбон-<br>пермь   | U, V, P, Mo, Ni, TR<br>и др.                                      | М.Н.Хейнрих,<br>1962  |
| 3.         | Чаттануга-Вудфорд (США)                                     | Верхний<br>девон-<br>карбон   | U, P, Mo, TR<br>и др.   | М.Н.Хейнрих,<br>1962  |
| 4.         | Диктионемовые сланцы  | Нижний<br>ордовик-<br>кембрий | U, V, P, Mo<br>и др.  | М.Н.Альтгаузен,<br>1956   |
| 5.         | Нижнепалеозойские углеродистые формации                     | Нижний-<br>средний<br>кембрий | U, V, P, Mo, Ni, TR<br>и др.                                      | С.Г. и В.А. Ан-<br>кинович, 1968;<br>Н.А.Созинов,<br>1969 и др. |
| 6.         | Квасцозные сланцы Швеции                                    | кембрий                       | U, V, P, Mo, Ni<br>и др.  | М.Н.Альтгаузен,<br>1956   |
| 7.         | Шунгиты Карелии, ятулий-<br>ская серия                      | Протерозой                    | V, P, Mo, Ni, TR<br>и др.   | Э.Крыжановский,<br>1932   |
| 8.         | Углеродистые сланцы<br>Финляндии (р-н<br>Оутокумпу)         | Протерозой-<br>архей          | U, V, P, Mo, Ni, Cu<br>и др.                                      | Е. Peltola, 1968  |
| 9.         | Графитовые сланцы архея<br>Сев. Монтаны и Саскачевана (США) | Архей                         | U, V, P<br>и др.  | E.R. Rose, 1970   |

В исследованных углеродистых отложениях фанерозоя, по Н.А.Созинову (1972 и др.) выделяются эвгеосинклинальные, миегеосинклинальные и платформенные формации. Для докембрия по характеру ассоциирующихся пород можно выделить два типа углеродистых формаций: 1 - углеродистые формации, сложенные парагенной ассоциацией первично-хемогенных и хемогенно-терригенных пород и 2-парагенной ассоциацией первично-хемогенных, хемогенно-терригенных и вулканогенных пород. Различие выделенных типов углеродистых формаций заключено не столько в составе самих углеродистых пород, сколько в строении разрезов вмещающих отложений, количестве и мощности горизонтов, сложенных углеродистыми отложениями и наличии следов синхронного вулканизма. Вариация в строении углеродистых формаций вероятно обусловлены их геоструктурным положением: их формированием в пределах протоплатформ и протогео-синклиналей (по Е.В.Павловскому, М.С.Маркову, 1963).

Примерами формаций докембрия первого типа являются углеродистые сланцы архея Северной Монтаны (США) и Саскачевана (Канада), некоторые части разреза зерендинской серии Кокчетавского массива, ачкыташская свита киргизской серии Тянь-Шаня и многие др.

Углеродистые формации этого типа, как правило, характеризуются слоистым, ленточно-слоистым и ритмично-слоистым строением. Мощность отдельных слоев колеблется от мм до десятков см. В переслаивании участвуют разнообразные метаморфические производные глинистых, карбонатно-глинистых, карбонатных и карбонатно-кремнистых пород. Повсеместно в породах присутствует углеродистое вещество, количество которого в карбонатных породах достигает 0,5-2,0%, а в углеродистых сланцах - до 25%. Новые данные по изотопии углерода (А.В.Сидоренко, Ю.А.Борщевский, 1972) подтверждают его биогенную природу. Характерно послойное распределение углеродистого вещества.

Примерами углеродистых формаций, для которых характерна связь с вулканогенными образованиями могут служить шунгитсодержащие отложения заонежской свиты верхнего ятулия Карелии и др. Несмотря на наличие синхронного вулканизма углеродистые отложения приурочены, как правило, к пелитовым разностям пород и в меньшей степени к вулканогенным образованиям.

Сейчас с особой ясностью определились наметившиеся ранее три главных направления в формационном исследовании метаморфических комплексов.

1) Первое направление уделяет главное внимание типу метаморфического процесса, проявляющегося в тех или иных геоструктурных условиях (А.А.Маракушев, 1965, 1971, Б.Л.Хорева, 1966, 1967, 1971; Е.А.Радкевич, 1959).

2) Второе направление - в основу формационного анализа здесь положены наиболее часто наблюдаемые парагенезисы определенных метаморфических пород, возникающие в различных геотектонических условиях и разнообразных условиях метаморфизма (Д.А.Беликославинский и др. 1970, Н.Л.Добрецов и др., 1971; Е.М.Лазько и др., 1971).

3) Третье направление предполагает, что основой выделения метаморфических формаций должны быть 2 группы признаков: 1. первичный состав и палеотектонический режим формирования исходных толщ; 2. степень и характер метаморфических преобразований (В.И.Васильева, М.А.Черноморский, 1971), отмечая при этом резкую неравнозначность этих признаков в связи с разнообразностью и трудностью выявления исходной природы метаморфических пород.

Нам представляется, что дальнейшее изучение формаций метаморфических пород в соответствии с принципами Н.С.Шатского (1960) и Н.П.Хераскова (1963), должно складываться из выявления совокупности признаков, определяемых: (1) первичной природой конкретных ассоциаций метаморфических пород, сопоставляемых с неметаморфизованными формациями, (2) типом метаморфического процесса, (3) характером конкретных тектонических форм.

Существование принципиального сходства геологических процессов в докембрии и фанерозое (А.В.Сидоренко, 1969), а также обнаруживаемое подобие условий гипергенеза (А.В.Сидоренко и др. 1971) позволяет непосредственно сопоставлять древние метаморфизованные породы и формации с их более молодыми неметаморфизованными аналогами. Вместе с тем, вероятно, что вследствие эволюции геологических процессов в истории Земли прямое сопоставление не-

метаморфизованных формаций фанерозоя и ассоциаций пород докембрия является неточным. В этом случае кажется целесообразным обратиться к понятию гомологии и выявлять гомологичные неметаморфизованные формации.

Выявление ассоциаций углеродистых пород докембрия и их первичной природы, анализ геоструктурного положения углеродистых формаций и сопоставление с аналогичными неметаморфизованными формациями фанерозоя — все это позволит более детально рассмотреть условия формирования этих формаций, приблизиться к реконструкции палеогеографических условий в докембрии и рассмотреть условия развития органического мира в истории Земли.

Авторы пользуются случаем высказать свою признательность Н.А.Созинову за полезные обсуждения различных аспектов затронутых проблем, представления ряда материалов по палеозойским и более молодым углеродистым отложениям и ценные методические рекомендации.

### ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРОВАВШИЕ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА В ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ

*Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ромов А.Б.*

Институт Геохимии и Аналитической химии им. В.И.Вернадского,  
АН СССР

1. Изучен изотопный состав углерода карбонатов, рассеянного органического вещества и битумоида из пород докембрия и фанерозоя. Все геологические отдели фанерозоя охарактеризованы путем анализа представительных проб (составленных в общей сложности из 1500 образцов), отражающих состав пород осадочного чехла Русской платформы. Отложения архея и протерозоя представлены метаморфическими аналогами осадочных пород Балтийского, Украинского, Алданского и других щитов.

2. Выявлены значительные колебания изотопного состава углерода карбонатов докембрия ( $\delta C^{13}$  от + 0,9 до - 0,7%), заметно выходящие за пределы диапазона колебаний величин  $\delta C^{13}$  в морских карбонатных породах фанерозоя ( $\delta C^{13}$  от + 0,4 до - 0,5). В докембрии выделяются два рубежа (~ 2,7 млрд. лет и ~ 1,8 млрд. лет), непосредственно вслед за которыми отлагались карбонаты, аномально обогащенные тяжелым изотопом углерода (до значений  $\delta C^{13} = + 0,8 \div + 0,9\%$ ). Карбонаты подобного изотопного состава не могли осадкаться в условиях, при которых углерод  $CO_2$  атмосферы имел бы современное значение  $\delta C^{13} = -0,7\%$ .

3. Изменения изотопного состава углерода докембрийских карбонатов происходили синхронно развитию тектогенеза. Эпохам складчатости, интенсивного развития метаморфизма и гранитизации отвечает увеличение концентрации тяжелого изотопа  $C^{13}$  в карбонатах. В последующие тектонически более спокойные стадии цикла содержание изотопа  $C^{13}$  в карбонатах постепенно уменьшается, достигая минимума в эпохи, непосредственно предшествовавшие периоду усиления интенсивности эндогенных процессов. Максимальная концентрация изотопа  $C^{13}$  в карбонатах отвечает двум наиболее мощным периодам тектоно-маг-

матической активизации в истории Земли: Родезийскому ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}} = +0,93\%$ ) и Беломорскому ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}} = +0,80\%$ ). Совокупность полученных данных позволяет сделать вывод, что фактором, преимущественно контролирующим изотопный состав карбонатов в докембрии являлось поступление в обменный фонд возрожденной метаморфизмом изотопически тяжелой углекислоты.

4. Несмотря на значительные вариации изотопного состава докембрийских карбонатов во времени, средняя линия  $\delta^{13}\text{C}$  не обнаруживает дрейфа, который мог бы указывать на существование направленного изменения среднего углерода осадочной оболочки, по крайней мере, начиная с возраста 3,5 млрд. лет.

Поскольку исходный углерод мантии имеет  $\delta^{13}\text{C} = -0,7\%$ , а средний уровень изотопного состава докембрийских карбонатов отвечает  $\delta^{13}\text{C} = 0,0\%$ , из соображений изотопного баланса следует, что уже в раннем докембрии существовал механизм выноса из обменного резервуара изотопически легкого (органического) углерода, масштабы которого (относительно карбонатообразования) сопоставимы по порядку величины, с современным.

5. В фанерозое, также как и в докембрии, наблюдается связь изотопного состава карбонатов с историей тектонического развития. Однако, в отличие от докембрия, активным фазам герцинского и альпийского циклов отвечает не тяжелый, а изотопически легкий углерод карбонатов. Это, как мы полагаем, является следствием того, что в фанерозое роль ведущего фактора, контролирующего изотопный состав карбонатов, переходит от возрожденной (метаморфической) тяжелой углекислоты к изотопически легкой углекислоте, образующейся в результате окисления органического вещества. Увеличение интенсивности поступления изотопически легкой биогенной  $\text{CO}_2$  с суши в бассейны седиментации в эпохи активизации тектонических движений обуславливает формирование в эти периоды времени отложений, характеризующихся повышенной концентрацией легкого изотопа. В докембрии этот фактор не мог иметь существенного значения в виду более восстановленного характера атмосферы и отсутствия растений на суше. С другой стороны, в фанерозое произошло многократное ослабление глобальной интенсивности метаморфизма (сокращение площади геосинклиналей), а следовательно и роли его как фактора, регулирующего баланс углерода в обменном фонде. В результате, геохронологические изменения изотопного состава углерода карбонатов фанерозоя, определялись, главным образом, сменой фациальных обстановок в пределах соответствующих регионов (в частности Русской платформы), что подтверждается сопоставлением величин  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов с фациальными обстановками их накопления, распространенностью карбонатных и терригенных пород в соответствующие эпохи, относительной площадью, занятой сушей, содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$  в породах и другими параметрами.

6. Изменение изотопного состава рассеянного в породах органического вещества и битумидов в течение геологического времени характеризуется следующими основными чертами:

а) органический углерод в докембрии в целом изотопически более легкий, чем в фанерозое;

б) начиная с карбона проявляется отсутствовавшее до того различие в изотопном составе  $\text{C}_{\text{орг}}$  и битумида;

в) в этот же период происходит резкое обогащение  $C_{\text{орг}}$  тяжелым изотопом от величины  $\delta C^{13} = -2,6\% - 2,9\%$ ; характеризующей изотопный состав углерода органического вещества в предыдущие эпохи, до величин  $\delta C^{13} = -2,4\% - 2,6\%$ , сохранившихся на этом уровне в течение всего последующего времени.

## ОПЫТ ТИПИЗАЦИИ УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД КАРЕЛИИ

*Калинин Ю.К., Соколов В.А.*

Институт геологии Карельского филиала АН СССР

1. Геологические задачи изучения углеродистых докембрийских пород, связанные с выявлением их генетических типов, а также поиски путей практического использования этих образований для различных целей, послужили мотивом для работы по комплексной типизации углеродистых пород докембрия на примере Карелии. Эта работа проведена с участием большого коллектива сотрудников Института геологии Карельского филиала АН СССР. Фактический материал получен в ходе комплексных геолого-литологических, вулканологических; фито- и технологических исследований с использованием данных дендритографического, электронномикроскопического и рентгеновского изучения пород и расчетов степени кристалличности углерода. Выделение типов углеродистых пород производилось по совокупности признаков.

2. Геологическими и геолого-литологическими исследованиями в докембрии Балтийского щита установлены две основные эпохи первичного накопления углеродистых отложений: нижнепротерозойская (допская) геосинклинального типа и среднепротерозойская (ятулийско-суйсарская) протоплатформенного и платформенного типа. В первой из них, где вмещающие отложения претерпели метаморфизм средней и высокой степеней регионального метаморфизма, углеродистый материал представлен разными формами графита; во второй, где вмещающие породы метаморфизованы в условиях низких степеней регионального метаморфизма, преобладающее развитие среди углеродистых соединений имеют разные типы шунгитовых пород.

3. Углеродистые породы платформенного типа по морфологии залежей и стратиграфическому положению в составе ятулия-суйсария разделяются на три группы:

- пластовые первичноосадочные (стратиформные), залегающие среди верхнеятулийских (заонежских) осадочно-вулканогенных пород (туфов, туффитов, лицитов, карбонатов, аленролитов и т.д.) с широким диапазоном (5-75%) содержания шунгитового углерода в различных по составу осадочных породах;

- пластовые первично-осадочные (стратиформные), развитые среди суйсарских вулканогенно-осадочных пород с малым (1-3%) содержанием шунгитового углерода;

- непластовые (жилы, заполнения миндалей и др. формы) залежи шунгитов (I разность с содержанием  $C=99\%$ ) среди осадочных, вулканогенно-осадочных и эффузивных заонежских и суйсарских пород. Это вторичные (возгонные) шунгитовые породы.

4. Анализ парагенетических ассоциаций шунгитовых первично-осадочных пород, их первичных текстурно-структурных признаков, минералогического и

химического состава минеральной и шунгитовой основы пород, выявили корреляционные связи между разновидностями вмещающих пород и насыщением их углеродом. Большая часть шунгитового углерода связана с тонкозернистыми породами, составленными сложными силикатами, что позволяет предполагать адсорбционный механизм накопления углерода в породе, ибо концентрация углерода в породе пропорциональна удельной поверхности первичных частиц сложных силикатов. Свободный кремнезем ( лидиты ) и карбонаты ( известняки, доломиты ) не были активными сорбентами.

Начекается прямая связь между вулканической активностью и повышением содержания шунгитового углерода в бассейновых отложениях. Наряду с этим в некоторых карбонатных и кремнистых породах из шунгитосодержащих толщ описаны органические остатки, а по данным изотопических и битуминологических исследований ( А.В.Сидоренко, 1970 ) некоторых шунгитовых пород в них обнаружены следы жизни.

5. При региональном метаморфизме во всех группах шунгитовых пород, указанных в п.3 происходило изменение структуры шунгитового углерода с образованием непрерывного по степени кристалличности ряда шунгитового вещества, что дает основание считать шунгиты группой высокоуглеродистых веществ с метастабильной структурой, степень кристалличности которых менее 50%. При увеличении метаморфизующих усилий ( зоны разломов, контакты с интрузиями и др.) при наложении их на породы с некоторыми первичными признаками ( обломочные структуры вмещающих углерод осадков, пороцы с органогенными структурами и др. ) наблюдалось повышение степени кристалличности углерода.

6. В углеродистых породах геосинклинального типа установлены разные формы графита, которые ассоциируют с первично-осадочными и вулканогенно-осадочными породами.

7. Типизация углеродистых пород проводится на различном таксономическом уровне с учетом геолого-тектонической позиции углеродсодержащих образований, состава и характера минеральной части, содержания и структуры углеродистого материала. При всем этом учитываются характеристики, помогающие устанавливать типы пород для практического использования. Опыт типизации углеродистых пород с учетом различных признаков и назначений самой типизации, выявил ряд нерешенных вопросов, перспективных для дальнейшего исследования.

#### ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ШУНГИТОСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

*Галдобина А.П., Горлов В.И.*

Институт геологии Карельского филиала АН СССР

1. В 1967-1970 г.г. геологами СЗТУ, с участием сотрудников Института геологии, проведено геологическое изучение шунгитоссыных толщ Заонежского п-ова и других районов Прионежья. Использование буровых работ позволило вскрыть полный разрез шунгито-карбонатно-сланцевой толщи заонежской

свиты, принципиально отличный от ранее известного как по своему строению, мощности, так и по составу пород (Галдобина Д.П., Горлов В.И., Подкопаев В.А. 1971 г.).

2. Большой фактический материал равномерно отобраный со всей площади Заонежского полуострова, позволил провести фашиально-циклический анализ шунгитсодержащей толщи. Заонежская свита была расчленена стратиграфически на подсвиты, пачки и подпачки, соответствующие циклам различных порядков. Анализ строения и состава малых ритмов послужил основой для литологической характеристики каждого стратиграфического уровня (см. табл. I).

3. Литологические особенности образований нижней подсвиты заонежской свиты, характер состава пород, текстурные и структурные признаки (см. табл.) позволяют предположить накопление отложений в условиях обширного бассейна карбонатно-глинистого осадконакопления при спокойной динамике среды. Формируется осадочный тип разреза.

Верхняя подсвита характерна появлением в разрезе туфов, туффитов, кремнистых пород (лидитов), обогащением осадков сульфидами и разнообразными микроэлементами. Формируется вулканогенно-осадочный тип разреза, что определяется влиянием вулканизма Заонежской фазы. Вертикальный разрез образований верхней подсвиты отражает весь цикл вулканизма от начала излияния лав (поступление продуктов твердых выбросов) до завершения его (поступления продуктов фумарольно-сульфатарной деятельности).

4. Циклическое строение разреза заонежской свиты (верхняя подсвита) отражает не только этапы седиментации, но и этапы вулканической деятельности. Наличие в основании пачек (циклов второго порядка) псаммитовых туфов разного состава, равно как и закономерности строения циклов, указывают на существование двух этапов Заонежской фазы вулканизма.

5. Установлен литолого-стратиграфический контроль в накоплении шунгитовых пород богатых углеродом. Шунгитовые породы, перспективные в промышленном отношении, прослежены на трех стратиграфических уровнях верхней подсвиты.

а) Шунгитовые породы нижнего горизонта прослежены в основании циклов I порядка, соответственно, цикла II порядка (первая пачка). Они ассоциируют в разрезе с витрокластическими туфами, обогащая наиболее тонкозернистые разности;

б) Средний горизонт шунгитовых пород прослежен в кровле второго цикла I порядка второй пачки. Шунгитовый углерод накапливается здесь с пелитовыми разностями (смешанного эндогенного и экзогенного происхождения) в кровле ритмов, увеличиваясь по содержанию и по мощности слоев вверх по разрезу;

в) Верхний горизонт шунгитовых пород прослежен в верхней части третьего цикла I порядка второй пачки. Породы здесь ассоциируют с наиболее тонкодисперсными пелитами. Это наиболее богатые углеродом разности, и переслаиваются они с доломитами и лидитами. Химический состав шунгитовых пород каждого горизонта строго определенный и отвечает их минеральной основе (генетической принадлежности).

6. Природа шунгитового углерода еще по конца не выяснена. Парагенетическая ассоциация его с продуктами вулканизма свидетельствует, по-видимому, об эндогенном характере углерода. С другой стороны, находки В.И. Горловым органических остатков в лидитах и шунгитсодержащих доломитах, определение  $C_{орг}$  (Сидоренко А.В. и Сидоренко С.А., 1972 г.) в шунгитах II

| Цикл<br>У порядка | Цикл<br>IV порядка | Цикл<br>III порядка | Цикл<br>II порядка | Цикл<br>I порядка | Литологическая характеристика пород  | Мощность<br>пачка в метрах |
|-------------------|--------------------|---------------------|--------------------|-------------------|--|----------------------------|
| 1                 | 2                  | 3                   | 4                  | 5                 | 6  | 7                          |
| верхний ягулий    | эвонемская свита   | верхняя подсвита    | III пачка          |                   | Шунгитосодержащие туфоконгломераты, туфопесчаники, алевролиты и пелиты ( кварцево-серицитовые и полевошпато-кварцевые с биотитом сланцы), карбонатные породы.  | до 80                      |
|                   |                    |                     | верхняя подпачка   |                   | Шунгитовые породы с содержанием углерода 40-65% и 18-38%; шунгитосодержащие доломиты (полнокристаллические); лидиты, часть с остатками микроводорослей; биотито-доломитовые сланцы. Слой различного состава, четко ограничены в разрезе.   | 160-185                    |
|                   |                    |                     | средняя подпачка   |                   | Шунгитовые породы с содержанием углерода 20-45% ( в кровле подпачки), шунгитосодержащие туффиты, алевролиты, пелиты ( кварцево-биотито-серицитовые сланцы), пелитоморфные доломиты. Груборитмичное строение разреза, с внутренним микроритмичным. Слойки в подошве обогащены сульфидами. |                            |
|                   |                    |                     | нижняя подпачка    |                   | Литовитро кристаллокластические туфы и туффиты, алевро-псаммитовые и пелитовые, шунгитосодержащие пелитовые туффиты ( с содержанием углерода 5-25%), известняки и известковистые туфы. Крупноритмичное строение разреза нижней части подпачки и мелкоритмичное в кровле.                 |                            |

| 1                  | 2                | 3                | 4        | 5                | 6   | 7  |
|--------------------|------------------|------------------|----------|------------------|---|--|
| верхний протерозой | эзонежская свита | верхняя подсвита | I пачка  | верхняя подпачка | Витрокластические туфы, алевролитовые и пелитовые (кремнисто-альбито-хлоритовые), часть шунгитосодержащие. Строение разреза нижней части подпачки мелкоритмичнослоистое, в верхней-неправильная горизонтальная слоистость. Подчиненно, известняки и доломатизированные известняки.  | II0-II30   |
|                    |                  |                  |          | нижняя подпачка  | Шунгитовые породы с содержанием углерода 40-65% ( в основании подпачки); витрокластические алевропсаммитовые и пелитовые (кремнисто-альбито-хлоритовые ) туфы, шунгитосодержащие туфы с груборитмичным строением разреза в нижней части подпачки и неправильной, прерывистой горизонтальной слоистостью в верхней части. Спорадически известняки, с увеличением их объема вверх по разрезу. |  |
|                    |                  |                  | II пачка |                  | Тонкозернистые доломиты ( в основании пачки), кварцево-серицито-хлоритовые (песчано-глинистые), кварцево-серицито-карбонатные (песчано-глинисто-карбонатные), карбонатные сланцы, горизонтальнослоистые с четким микроритмичным строением слоев. Полевшатово-кварцевые с хлоритом алевролиты и песчаники в кровле пачки.  | I00-I70  |
|                    |                  |                  |          | I пачка          |   | Полевшатово-кварцевые песчаники с карбонатным цементом ( в основании пачки), тонкозернистые доломиты, карбонатные, кварцево-серицито-карбонатные (песчано-глинисто-карбонатные), кварцево-серицито-хлоритовые (песчано-глинистые ) сланцы. Груборитмичное строение разреза, с мощностью ритмов 2-3 м. В кровле пачки - горизонтальнослоистые породы. |

свидетельствует, что часть пунгитового углерода носила экзогенный характер. Важность данного вопроса для рассмотрения эволюции осадконакопления в докембрии не вызывает сомнения и решение его — задача ближайшего будущего.

7. Различие минеральной основы пунгитовых пород требует детализации их классификации, поскольку различный химический состав пунгитовых пород, при равном содержании углерода может иметь различную практическую значимость. Наличие в разрезе пунгитосодержащей толщи трех горизонтов пунгитовых пород с высоким содержанием углерода создает большие перспективы создания запасов сырья для различных отраслей промышленности.

#### ФОРМАЦИЯ ГРАФИТОНОСНЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Лапинская Т.А., Богданова С.В.*

Московский институт нефтехимической и газовой промышленности им.И.М.Губкина

В пределах восточной части Русской платформы архейские породы, составляющие кристаллический фундамент, вскрыты значительным числом скважин (более 3000). Они довольно отчетливо подразделяются на две толщи, существенно отличающиеся по формационной характеристике. Нижняя — отраденевская, сложенная преимущественно основными кристаллосланцами и гнейсами с подчиненными им габброидами, является представителем проорогенной вулканогенной формации. Верхняя — большечеремшанская — состоит из высокоглиноземистых парасланцев и гнейсов, перемеживающихся с метаморфизованными магматическими породами основного ряда — вулканогенно-терригенная формация. Изучение керн скважин, наряду с учетом данных геофизических исследований, позволяет судить о площадной распространенности этих толщ.

Графитоносные гнейсы и сланцы подчинены большечеремшанской толще, развитой в пределах Татарского свода, в Куйбышевском и Оренбургском Зауралье, спорадически — в северной части Волго-Уральской области. Для графитосодержащих пород характерны минеральные ассоциации, позволяющие относить их к гранулитовой фации регионального метаморфизма умеренных давлений.

|                     |                      |      |                       |                 |                              |
|---------------------|----------------------|------|-----------------------|-----------------|------------------------------|
| Би <sub>32-70</sub> | -Гр <sub>58-75</sub> | -Сил | -Кор <sub>17-20</sub> | - Пл.           | - (Кв., К.п.ш.) <sup>х</sup> |
| Би <sub>30-37</sub> | -Гр <sub>60-69</sub> | -Сил | -Кор <sub>18-23</sub> | - Пл.           | - (Кв., К.п.ш.)              |
| Би <sub>40-46</sub> | -Гр <sub>62-70</sub> | -Сил | - Пл.                 | - (Кв., К.п.ш.) |                              |

Вследствие высокотемпературного диафореза, связанного по-видимому, с наложением карельского тектогенеза и метаморфизма, первоначальный состав пород несколько изменялся и поэтому в ряде участков встречены ассоциации, отвечающие амфиболитовой фации:

|                     |                       |       |      |             |
|---------------------|-----------------------|-------|------|-------------|
| Би <sub>34-58</sub> | - Гр <sub>71-84</sub> | - Пл  | - Кв | - Мп        |
| Би <sub>27-43</sub> | - Гр <sub>70-84</sub> | - Сил | - Пл | - Кв. и др. |

х) цифрами дается общая железистость минералов

Неоднократная метаморфическая переработка, прослеживающаяся по схеме минеральных ассоциаций, сказывается на цифрах абсолютного возраста. Наиболее высокие значения, полученные калий-аргоновым методом по Зютитцу (данные М.А.Гаррис) равны 1900-2000 млн.лет; даже их вероятно следует рассматривать как заниженные.

Высокоглиноземистые гнейсы и сланцы обладают отчетливой сланцеватостью и полосчатостью, обязанной перемежаемости слоев, обогащенных то одними, то другими минеральными компонентами.

Эти особенности пороц, наряду с изменяющейся даже в небольших образцах зерна зернистостью наследуются, видимо, от их первичной слоистости. Часто наблюдаются располагающиеся вдоль сланцеватости кварцмикроклинковые прожилки (тонкопослойная мигматизация). Содержание глинозема в наиболее богатых этим компонентом разностях достигает 30%.

Структурно-текстурные и петрохимические особенности пород, наличие в них реликтов окатанных зерен акцессорных минералов ( в частности, циркона) указывает на их первично-осадочную природу. Исходными могли являться глинистые или глинисто-алевритовые образования, а также продукты перерождения коры выветривания подстилающей, богатой основными вулканитами отрядненской толщи.

Графит в этих породах представлен пластинками или чешуйками, ориентированными субпараллельно сланцеватости пород, часто различными микроскопически. Его содержание достигает 2-3% ( по объему).

Проведенное в лаборатории МИНХ и П им. И.М.Губкина Э.М.Галимовым и В.С.Прохоровым масс-спектрометрическое исследование изотопного состава углерода графита, выделенного из четырех образцов гнейсов, дали значения  $\delta C_{13}$  от -1,66‰ ( Аллакаевская площадь) до 3,39‰ ( Черниговская площадь), что позволяет предполагать его первично органическое происхождение.

Породы формации высокоглиноземистых гнейсов широко развиты в архее Русской платформы. Помимо упоминавшихся выше районов скважинами они вскрыты в Саратовском Поволжье, вдоль северного борта Пачелмского прогиба, в Боянской и Шелковских скважинах Подмосковья, на Белорусском кристаллическом массиве, в Прибалтийском комплексе западной части Русской плиты, а также в пределах Воляно-Подолыи и Побужья; на Балтийском щите им соответствуют аналогичные образования кольской серии.

#### СИНЕ-ЗЕЛЕННЫЕ ВОДОРОСЛИ И ИХ РОЛЬ В ПРОЦЕССАХ ПОКЕМБРИЙСКОГО ПОРОДО- И РУДОБРАЗОВАНИЯ

*Мильштейн В.Е., Голованов Н.П.*

Научно-исследовательский институт геологии Арктики МГ СССР

I. В процессах верхнепокембрийского породообразования важную роль сыграли карбонатвыделяющие сине-зеленые водоросли. Последние, наряду с процессами химического осаждения, принимали участие в формировании крупных карбонатных построек (stromatолитов) и желваковых образований, пленок и структур (микрофитолитов).

2. При изучении широко распространенных на территории Сибири, Прикамья и других регионов СССР, мощных верхнекембрийских толщ выявляется, что строматолиты и микрофитолиты в подавляющем большинстве являются породообразующими. Они нередко составляют до 60-70% карбонатной породы.

3. Петрографические исследования авторов и А.Г.Войцеховской (НИИГА) показали, что деталь строения строматолитов и микрофитолитов подчеркивается темной глинисто-органоминеральной люминесцирующей массой. Так, у строматолитов она принимает участие в строении темных слоев, у озгий эта масса слагает слои в периферической слоистой зоне и иногда центральную зернистую подзону. У радиозусов из нее состоят темные "лучи" в периферической - лучистой зоне и центральная зона. У везикуляритесов - оболочки "пузырьков", сложенных "пузырчатых" желваков и часть цемента - "пузырьков" внутри сложных желваков. У вольвателл и амбиголамеллтусов органоминеральная масса слагает оболочки. Глеобозитесы и везикуляритесы сложены ею, нередко, полностью. Как указывает А.Г.Войцеховская, эта масса, по-видимому, представляет собой "остаточный" продукт преимущественно диагенетического преобразования органического вещества силе-зеленых водорослей, а люминесцирующая часть является "остаточным" субпродуктом его. Известно (И.М.Страхов), что основные преобразования органических остатков, заключающиеся в замещении их минеральными новообразованиями (в частности, карбонатом), начинаются на стадии диагенеза. В этот период происходит, по-видимому, сравнительно быстрое замещение рассматриваемых микроорганизмов карбонатом, обусловленное наличием в них первичного, пражизненного карбоната. Быстрое замещение способствовало закреплению анатомического строения этих образований и консервации "остаточного" органического вещества, сохранившегося в процессе формирования породы.

4. Органическое вещество водорослевых клеток в первые этапы формирования карбонатной породы (син-диагенез) частично было замещено пиритом, лейкоксеном, фосфатом, частично сохранилось. При дальнейших преобразованиях породы компоненты пирита, лейкоксена, фосфата и органического вещества были перераспределены и выполнили стилолиты, поры, трещины, образовали прожилки. В определенных условиях она могла бы образовать крупные скопления.

#### О РОЛИ ВОДОРосЛЕЙ В ОТЛОЖЕНИИ КАРБОНАТНЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ПРОТЕРОЗОЯ

*Забродин В.Е.*

НИИЗарубежгеология МГ СССР

1. Водорослевые образования известны, начиная с нижнего архея, но наибольшее распространение получают в карбонатных отложениях нижнего и особенно верхнего протерозоя. Они представлены строматолитами (слоистыми прикрепленными постройками столбчатой, желваковой или пластчатой формы), онколитами (крупными концентрически-слоистыми неприкрепленными постройками по структуре и происхождению аналогичными строматолитам), микроонколитами (мелкими, обычно 0,1-3 мм, образованиями с тонкой концентрически-слоистой, радиально-лучистой, пузырчатой, редко трубчатой и первично-ступчатой микроструктурой) и различными ступчатыми образованиями.

2. На примере верхнерифейского карбонатного шельфа Урало-Шпицбергенской области (миньярско-укские отложения Южного Урала и их авалоги) очевидно преобладание строматолитов в рифовых фациях подприливной и нижней части приливо-отливной зоны. Караванобразные биогермы столбчатых строматолитов присутствуют в тонкослоистых известняках и доломитах нижней части шельфа, содержащих глаукоцит, и в фации подножья рифа, а слоистые и некоторые мелкие столбчатые формы связаны с фациями лагуны, располагавшейся между берегом и рифом, для которых предполагается отложение на широкой приливо-отливной равнине, при периодическом осушении.

3. Микроонколиты распространены значительно шире. Крупные (1-6 мм) концентрически-слоистые формы связаны с зонами сильных течений: фаций каналов в строматолитовых рифах (Полюдов край, Южный Тиман), фацией подножья рифа (Южный Урал, Шпицберген), а также, совместно с глаукоцитом, в сравнительно глубоководных зонах шельфа, обычно над поверхностью размыта (основание укской свиты Южного Урала). Возможно также их нахождение в отложениях лагуны (верхи миньярской свиты). Радиально-лучистые микроонколиты отчетливо тяготеют в тонкослоистых карбонатных породах нижней части шельфа (Южный Урал, Полюдов край, Шпицберген) и нигде не встречаются совместно с комплексом крупных концентрически-слоистых форм. Наиболее широко (практически во всех фациях карбонатного шельфа) распространены пузырчатые микроонколиты, хотя их количество, морфология и размеры стяжений различны в разных фациях. Сгустковые образования наиболее обильны в фациях подножья рифа, встречаются в некоторых рифах и, из сравнения с современными сгустковыми структурами, могут считаться продуктами микритизации водорослевых построек.

4. Водорослевое происхождение строматолитов и крупных онколитов сомнения не вызывает, хотя степень участия водорослей трактуется различно. По-видимому, сочетается механическая сепка (наблюдаются прослойки песка, микроонколитов, карбонатного детрита, переходящие в пространство между строматолитовыми постройками) и биохимическое осаждение карбоната при изменении pH среды в результате фотосинтеза. Однако структуры, которые могут рассматриваться как собственно водорослевые, в строматолитах крайне редки: это участки тонких витчатых, трубчатых, пузырчатых, сетчатых микроструктур, наблюдаемые при больших увеличениях.

5. Микроонколиты (или микрофитоциты) часто описываются (особенно в зарубежной литературе) как известковые солиды и пизолиты. Однако такой их трактовке противоречит исключительная выдержанность морфологии элементов структуры и их количественных характеристик, разнообразие совместно встречающихся четко диагностируемых структур при отсутствии переходных, узкая стратиграфическая приуроченность выделяемых формальных видов в разнофацциальных отложениях и в удаленных районах. В радиально-лучистых микроонколитах темные лучи имеют цилиндрическую форму при диаметре 3-33 мк и могут отождествляться с нитями водорослей. При хорошей сохранности лучи сложены скрытозернистыми карбонатами, а шестоватые кристаллы, выполняющие промежутки между ними, являются вторичными и присутствуют не всегда. Для концентрически-слоистых и некоторых радиально-лучистых микроонколитов отмечаются несомненные биоценоотические желваки, что, по В.П. Маслову, является еще одним признаком их органического происхождения. В качестве механической примеси желваки могут включать другие микроонколиты, терригенный и карбонат-

ный детрит. Среди пузырчатых микроонколитов можно выделить обрывки первичных строматолитовых структур и литифицированные плавающие или сезонно-плавающие колонки водорослей. Массовые скопления последних в слоистых известняках объяснимы массовым цветением и отмиранием фитопланктона, сопровождаемым резким повышением pH (до IO-II) и садкой карбонатных минералов, что наблюдается при современных "красных приливах".

6. Таким образом, карбонатные формации протерозойского шельфа в значительной степени сложены водорослевыми постройками, их обломками и микроитом водорослевого происхождения. Более того, как показала электронная микроскопия современных карбонатных илов Багамской банки, практически весь определяемый материал фракции 4-62 мк имеет биологическое, преимущественно водорослевое происхождение, при известной роли бактерий и скелетной фауны; в протерозое роль водорослей могла быть еще большей. С деятельностью синезеленых водорослей связано также осаждение доломита и высокомагнезиального кальцита, преобладающих в фациях открытого нормально-соленого моря: в экспериментах Г.В.Белобородовой и др. (1972) этот процесс наблюдался при солености 35 г/л и температуре 20-22°C уже при pH 8,3-8,5, причем присутствие органического вещества делало выпадение доломита более устойчивым. Достижению таких величин pH должно было способствовать не только "цветение" водорослей, но также бедность протерозойской атмосферы кислородом и вероятное присутствие в ней небольших количеств аммиака. Кроме того, магний концентрировался в слизистых чехлах синезеленых водорослей и в итоге увеличивал доломитовость осадка, а гниение водорослей в бедной кислородом среде должно было поставлять заметные количества аммиака, метана, сероводорода, с увеличением щелочности среды. Можно утверждать, что доломиты шельфов протерозоя имеют водорослевое происхождение и по своему генезису отличаются от доломитов эвапоритовых толщ фанерозоя.

## НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МИКРООРГАНИЗМЫ ДОКЕМБРИЯ

*Кошовой В.В.*

Палеонтологический институт АН СССР

В течение ряда лет изучались осадочные породы, относящиеся в докембрию Кольского полуострова, Карелии, Чехословакии, Польши, Украины, Монголии, Индии, Северной Америки, Северной Африки, Антарктиды с абсолютным возрастом от I до 3-х миллиардов лет с целью выявления в них остатков ископаемых организмов. Для поиска использован метод постоянных препаратов. Препараты просматривались при увеличении 240, объекты фотографировались при увеличении 540, 1260.

Достоверность полученных результатов основывается на таких принципах:

1. Статистический (неоднократное нахождение организма или группы организмов в образцах).
2. Географический (нахождение одинаковых организмов или их группы в разновозрастных породах из разных географических точек).
3. Принцип идентичности (идентичность отдельных организмов или группы, выделенных методом постоянных препаратов с обнаруженными в шлифах; идентичность организмов, обнаруженных в образцах из открытых разрезов с такими из скважинного материала).

#### 4. Биохимический.

Были обнаружены органические остатки множества новых, интересных групп микроорганизмов и водорослей. Тщательное изучение сходства морфологии позволило объединить отдельные микроорганизмы в группы. По мере накопления материала, группы можно будет отнести к таксонам определенного ранга. Морфология групп рассматриваемых организмов позволяет судить о том, какой образ жизни характеризует ее представителей: бентический — малоподвижный для амебоподобных организмов; пассивно-планктический для солнечникоподобных организмов и звездчатых водорослей; активно-планктический для тинтинноидеоподобных организмов; прикрепленный ( бентический, перефитонный ) для водорослей, а также некоторых микроколониальных форм; активно-подвижный для жгутиконосцев и некоторых микроколониальных.

Рассмотрены следующие группы организмов:

1. Группа солнечникоподобных планктонных организмов, отличающихся от современных солнечников лишь формой клетки.

2. Группа планктических организмов, похожих на современных тропических перединей типа *Amphisolenia*, *Tirosolenia*.

3. Голубые звездчатые планктонные водоросли типа *Meringosphaera mediterranea* Lohmann.

4. Спиккулообразные образования.

5. Жгутиконосцы.

6. Морские планктонные домиковые колоколловидные инфузории.

7. Группа палочковидных организмов, несущих на своей поверхности бугорки различной формы. Эта группа не имеет аналогов среди современных организмов.

### БИОФОССИЛИИ В ПЕРВИЧНО-ОСАЛОЧНЫХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ

Лопухин А.С.

Институт геологии АГ Кир.ССР

1. Работами советских и зарубежных ученых показано широкое распространение углеродистого вещества в парапородах архея и протерозоя и убедительно обоснована биогенная природа углерода и графита в метаморфических толщах докембрия. А.В.Сидоренко и С.А.Сидоренко в своей программной работе (1971) указывают на необходимость поисков биологических продуцентов ископаемого органического вещества, совершенно справедливо отводя главенствующую роль в этом вопросе низкоорганизованным формам жизни, появившимся на самых ранних этапах развития Земли.

2. В последние годы зарубежными учеными были сделаны фрагментарные находки биологических ископаемых объектов в отложениях раннего докембрия Южной Африки возрастом 3,0–3,7 млрд. лет (Бергхорн, Тилер, Шопф, Наги, 1965–1968).

Разработка методики выявления ископаемых, морфологически выраженных микроскопических объектов, проводимая в Институте геологии Академии наук Киргизской ССР, позволила установить и последовательно проследить практи-

чески повсеместное присутствие в породах докембрия представителей неизвестной ранее группы микроскопаемого фитопланктона. Это сферидальные, диско-видные, округлые в очертании микрообразования, размером преимущественно 20-100 микрон. При наблюдении под световым микроскопом с увеличением свыше 1000 поверхность микроорганизмов четко выраженная зернистая. Размер отдельной гранулы (структурного элемента) порядка 1 микрона. В отличие от известных микрофоссилий (акритарх), установленные микроорганизмы характеризуются меньшим удельным весом, близким к 1, что позволяет сепарировать их в воде и этаноле. Применение обычных методов выделения, принятых в палеонтологических лабораториях, неизбежно приводит к потере этих органических остатков во время водной декантации. Указанные особенности позволили выделить рассматриваемые биофоссилии в семейство *Mennerziaceae* Lopuchin, род *Mennerzia* Lopuchin. Работами французской исследовательницы М.Робло (1963-1967) для аналогичных микроскопаемых из кремнистых пород бриовера Нормандии установлена растительная природа. Для этой цели использовался электронный микросонд, а также метод изотопии углерода по соотношению  $C^{12}:C^{13}$ . М.Робло предложила отнести их к роду *Hymenophacoides*.

3. Характерно чрезвычайно широкое, повсеместное распространение рассматриваемых биофоссилий. Присутствие их в породах удалось проследить от палеозоя до архея включительно, причем на территории практически всей Евразии, а также в Северо-Западной Африке. Формы, описанные Б.Наги (1968) из отложений серии Ойфервакт Южной Африки удивительно напоминают биофоссилии, установленные нами в архее Алданского и Балтийского щитов. Это те же зернистые оболочки, встречающиеся совместно с лентовидными и нитчатыми микрообразованиями. Аналогичные по строению микроскопаемые найдены также в архее Южной Индии и прешоложителем архее Тянь-Шаня.

4. Повышенная встречаемость органических остатков в породах зависит прежде всего от условий осадконакопления, тяготея к прибрежным зонам и связывая, тем самым, с определенными породами. Так, карбонатные и кремнистые породы отличаются, как правило, большим содержанием органических остатков. Значительное количество биофоссилий удавалось наблюдать в цементе конгломератов, в алевролитах, кварцитовидных песчаниках. Пересыщенными породы типа шунгитов. Для пород архея наиболее интересными в этом отношении оказываются графитистые кварциты и кальцифиры. Параамфиболиты содержат единичные редкие формы, аналогично зеленоцветным фиделиитовидным сланцам позднего докембрия.

5. В результате анализа многих сотен образцов получен весьма значительный материал из отложений докембрия многих регионов Евразии: Украины, Карелии, Кольского полуострова, Русской платформы, Сибирской платформы, Алданского щита, Киргизии, Узбекистана, Казахстана, Монголии, Индии. Морфологическое изучение многочисленных растительных остатков показало, что в первично-осадочных породах раннего докембрия существовало по крайней мере три формы проявления примитивной жизни: сферидальные, лентовидные и нитчатые микроскопические планктонные организмы, прешоложительно растительной природы. Все они характеризовались относительно малым удельным весом, близким к 1 и зернистой структурой образующего органического вещества.

6. Нами выдвигается предположение, что это были первые фотосинтезирующие организмы Земли, которые, в силу своей простой организации, отличались высокой продуктивностью воспроизведения, характеризовались глобаль-

ным распространением и являлись основными продуцентами органического вещества. В процессе жизнедеятельности они создавали кислородсодержащую атмосферу, обеспечивая возможность появления более совершенных организмов.

Если это так, то именно эти организмы являлись живым веществом, определившим всю геохимическую обстановку на Земле в понимании В.И.Вернадского и его последователей А.П.Виноградова, А.В.Сидоренко и др.

7. Установление в раннем докембрии биофоссилий с определенной морфологией, наравне с исследованием рассеянного органического вещества, представляет исключительно большое значение для многих геологических дисциплин. На это неоднократно указывалось в работах ведущих ученых и особенно в работах А.В.Сидоренко, который придает особое значение исследованию живого вещества в докембрии в связи с его активным влиянием на процессы осадконакопления, пороодообразования и концентрации полезных компонентов. Расшифровка ультраструктурных и биохимических изменений во времени у рассматриваемых биофоссилий даст возможность использовать их для биостратиграфии докембрийских отложений.

## ФИТОГЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ РИФЕЯ

*Серебряков С. Н., Семихатов М. А.*

Геологический институт АН СССР

1. Фитогенные карбонатные породы (ФКП) рифея представлены строматолитовыми и микрофитолитовыми известково-доломитовыми образованиями. К ним пространственно и генетически примыкают фитокластиты – продукты сингенетического разрушения строматолитов. Все эти породы и сопутствующие им второстепенные члены образуют устойчивую парагенетическую ассоциацию – фитолитовую карбонатную формацию, – а также присутствуют в других карбонатных формациях.

2. Происхождение докембрийских ФКП связано с жизнедеятельностью низших растений и, в первую очередь, синезеленых водорослей. Фитогенный карбонат в сложении большинства рифейских строматолитов играет значительную, а иногда определяющую роль. Это принципиально отличает их от современных литоральных и сублиторальных построек, которые образуются в результате пассивного улавливания и связывания водорослевыми дерновинками механического осадка (Logan, 1961; Logan et al., 1964; Monty, 1967; Gebelin, 1969 и др.). Подобный терригенный и карбонатный осадок обычно присутствует и в древних строматолитах, но, как правило, в подчиненных количествах. Это в первую очередь относится к столбчатым строматолитам рифея. В тех случаях, когда карбонатные столбчатые строматолиты развиты среди синхронных им терригенных осадков, роль абиогенного карбоната в строении построек, очевидно, близка к нулю.

3. Максимум распространения строматолитовых ФКП во времени приходится на рифей. В палеозое их роль резко сокращается, видимо, в связи с вытеснением водорослей-строматолитообразователей поедавшими и разрушавшими их постройки животными (Rezak, 1957; Ginsburg, 1960; Gottott, 1970; Awzamik, 1971) в специфические экологические ниши – литораль, участки с повышенной или изменчивой соленостью и т.п.

4. Микрофитолиитовые ( онколитовые и катаграфиевые ) ФКП также рассматриваются как продукт жизнедеятельности синезеленых водорослей ( Маслов, 1953, 1960; Рейтлингер, 1959; З.Журавлева, 1964 и др.). Однако, особенности fossilization последних затрудняют оценку относительной роли биогенного карбоната в сложении рифейских микрофитолиитов. Данные об участии органического вещества в образовании современных оолитов, пеллет, комком и т.д. ( Newell et al. , 1960; Shezzman , Skipwith , 1965; Trichet, 1968; Loozeau , 1970) позволяют полагать непрерывным ряд морфологически сходных структур от считающихся хемогенными до собственно водорослевых. Четких критериев для разграничения членов этого ряда, а также для отделения некоторых катаграфий от обломочных и вторичных карбонатных образований в настоящее время нет ( Радионова, 1972 ). Опыт успешного использования рифейских микрофитолиитов для целей стратиграфии служит косвенным подтверждением биогенной природы по крайней мере части из них. Максимум распространения микрофитолиитовых ФКП также приходится на рифей.

5. ФКП - один из главных типов осадочных образований рифея. Наиболее широко они развиты в платформенных разрезах, где нередко слагают до 60-80% объема карбонатных отложений ( Учуро-Майская плита, Прианбарье и др.). В сторону мезогеосинклинальных и других прогибов относительная роль ФКП сокращается ( Енисейский кряж, Юдомо-Майский прогиб, Скалистые горы ), вначале , главным образом, за счет онколитовых, а потом строматолиитовых и катаграфиевых разновидностей. Во внутренних зонах геосинклиналей ФКП резко подчинены другим типам карбонатных пород ( Алтае-Саянская область, Казахстан, Вост.Саян).

6. ФКП, представляемые пластовыми строматолитами и микрофитолитами, слагают различные по мощности ( от долей до многих десятков метров ) пластобразные тела, иногда прослеживающиеся по площади на многие сотни км<sup>2</sup>. Характер залегания столбчатых строматолитов более специфичен. Их биогермы и биостромы: А) группируются в пачки и толщи различной протяженности и мощности , в которых сложно сочетаются между собой и с разнородными вмещающими породами; Б) слагают выдержанные "биогермные пласты"; В) неравномерно рассеяны по разрезу. Это определяет сложную латеральную изменчивость строения и мощностей строматолитосодержащих свит и пачек.

7. Строматолиитовые и микрофитолиитовые ФКП в рифее обычно пространственно связаны между собой и ассоциируются с фитокластическими породами, которые образуют линзы, пласты, неправильной формы тела и " шлейфы". В сложении фитокластитов, представляющих собой частный случай эндокластических образований, господствуют плоские обломки строматолиитовых слоев, возникшие, главным образом, как результат своеобразной " десквамации" формирующихся строматолиитовых построек.

8. В вертикальном разрезе трансгрессивных и регрессивных осадочных ритмов и циклов разного порядка ФКП занимают вполне определенное место между обломочными терригенными и карбонатными породами, с одной стороны, и хемогенными известняками и доломитами, с другой ( Серебряков, 1971 ). На основании палеогеографических реконструкций для относительно крупных литостратиграфических единиц ( свит и подсвит ) та же последовательность пород устанавливается в плане при движении от приподнятых зон в более мощные области рифейских бассейнов ( Семихатов, и др. , 1970). Аналогичное место в ряду осадочных образований занимают и палеозойские ФКП ( Маслов,

1960; Махлев, 1964, 1966; Король, 1966 и др.). Наиболее распространенным в рифе является следующий фашиальный ряд карбонатных пород: обломочные и песчаные — микрофитолитовые — строматолитовые и фитокластические — хемогенные.

9. Главными факторами, определяющими локализацию ФКП, вероятно, были освещенность и гидродинамическая активность придонных вод, в той или иной мере обусловленные глубиной бассейна. Строматолиты в пределах зоны фотосинтеза могли формироваться в довольно широком диапазоне условий. Это подтверждается их ассоциацией с разнообразными типами пород, которые отражают различные обстановки осадконакопления. Относительно обширный ареал распространения катаграфий может быть связан с разносом этих, в значительной части свободно плавающих форм (З.Зураева, 1967), подводными течениями. Поэтому при использовании ФКП в качестве индикаторов фашиальных условий требуется осторожный комплексный подход.

10. Наиболее типичной обстановкой формирования ФКП в рифе было подвижное мелководье — сублитораль или сходные области, охватывавшие в позднем докембрии огромные акватории. С этой точки зрения рифейские ФКП резко отличаются от близких по генезису современных образований, основная масса которых развита в узкой полосе литорали.

11. Строматолитовые и микрофитолитовые ФКП являются определяющими членами фитолитовой карбонатной формации. Ее аллофильные члены представлены хемогенными, нередко битуминозными известняками и доломитами, глинистыми, песчано-алевроитовыми, иногда псефитовыми терригенными породами и обломочными карбонатами. Пространственное размещение микрофитолитовых ФКП, которые обычно сдвинуты в сторону наиболее мелководных фаший, и закономерные латеральные и вертикальные изменения относительной роли тех или иных аллофильных членов, придает рассматриваемой формации ясную асимметрию.

12. В архее фитолитовая карбонатная формация отсутствует. Развите здесь ФКП (Кольский п-ов, Канада, Южная Африка) входят аллофильными членами в другие, в том числе некарбонатные, формации. В дорифейской части протерозоя (в афебии) ФКП впервые выступают как члены самостоятельной формации. Они известны на всех материках, главным образом, в протоплатформенных областях, но играют в общем подчиненную роль среди других типов известково-доломитовых отложений. В рифе данная формация выходит на первый план среди прочих карбонатных формаций платформ и мезоэосинклиналей и проникает в эвгеосинклинали. В фанерозое ее роль вновь резко сокращается. Гомологом фитолитовой карбонатной формации в фанерозое является формация водорослевых известняков и доломитов.

13. Неповторимая в геологической летописи широта распространения фитолитовой карбонатной формации в рифе, видимо, связана с некоторыми особенностями позднего докембрия: А) широким развитием обширных мелководных морских бассейнов, отличавшихся выдержанностью условий осадконакопления и вероятной замедленностью его темпов; Б) консервативностью палеогеографических и палеотектонических обстановок в течение больших отрезков времени; В) спецификой органического мира докембрия.

# ОБРАЗОВАНИЯ ТИПА КАЛИЧЕ НА ДОЯТУЛИЙСКИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ИХ ПАЛЕОФИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

*Савельев А.А., Тимофеев Б.В.*

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР

1. В Центральной Карелии в ряде пунктов на поверхности доятулийской коры выветривания залегают горизонты карбонатов, связанные с нижележащей элювиальной брекчией постепенным переходом и отделенные резкой границей от вышележащих кластических пород нижнего ятулия.

2. Эти образования по своему происхождению идентичны известковым корам (каличе) Египта, Мексики и Средней Азии, описанным А.В.Сидоренко. Изучение этих карбонатных горизонтов показало, что они генетически не связаны с корами выветривания, а являются доятулийскими почвенными образованиями. Каличе протерозоя Карелии, как и более молодые, образовались при испарении грунтовых вод в зоне капиллярного подъема и являются солончакowymi образованиями.

3. Химический состав доятулийских каличе и распределение в них микроэлементов специфичны, и заметно отличаются от таковых в более молодых образованиях подобного типа.

4. Каличе Карелии имеют примесь тонкодисперсного органического вещества, содержание которого иногда достигает 3-5%. Проведенные палеофитологические исследования показали, что, наряду с рассеянным органическим веществом, доломиты каличе содержат органический детрит и микрофитофоссилии очень хорошей сохранности, относящиеся к простейшим *Sphaerotozophida* родам *Stotosphaeridium* и *Orygmatisphaeridium*, широко распространенным в среднем и верхнем докембрии.

5. Ряд данных свидетельствует о накоплении органических остатков в каличе до отложения толщ нижнего ятулия. Это с полной очевидностью подтверждает высказанное академиком А.В.Сидоренко предположение о возможности существования жизни на континентах в древнем докембрии.

## ОРГАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД КАРЕЛИИ КАК ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ КРИТЕРИЙ

*Макарихин В.В., Сацук Ю.И.*

Институт геологии, Карельский филиал АН СССР

1. В последнее время значительно возросло количество разнообразных палеонтологических находок в докембрийских отложениях Карелии, подавляющая часть которых относится к среднему протерозою. На сегодня зарегистрировано 40 местонахождений различных органических остатков, в которых учтено 72 разнообразных формы фауны и флоры, относящихся к 47 родам и 56

видам. Среди выявленных остатков органики отмечены следующие группы: строматолиты, онколиты, водоросли, сфероморфиды (акриарки), представители животного мира (ракообразные, кораллы, гидроидные полипы, губки, фораминиферы), а также разнообразные следы и проблематичные остатки. Степень изученности перечисленных групп неодинакова. В подавляющем большинстве случаев имеются лишь указания на наличие в породах неясных органических текстур и образований, по внешнему виду напоминающих какие-то органические остатки. Значительно реже приводится более или менее детальное описание форм с попыткой отнесения их к тому или иному подразделению различных классификаций. И лишь в единичных случаях даются полные описания органических остатков с указанием рода и вида. Естественно, по-разному может быть оценена достоверность имеющихся палеонтологических данных, обусловленная как объективными причинами (плохая сохранность, редкая встречаемость, примитивное строение большинства организмов и т.д.), так и причинами субъективного характера (слабая изученность, сложность получения препаратов и пр.). Наименее исследованными на сегодняшний день следует считать фаунистические остатки, большинство из которых имеет весьма проблематичный характер. Остатки растительного происхождения изучены более полно.

2. Из перечисленных групп наиболее распространенными для среднего протерозоя являются строматолиты и онколиты. Они встречаются как в виде единичных форм среди карбонатных и терригенных слоев, так и в виде скоплений, распределяясь на 3-х стратиграфических уровнях, вблизи кровли определенных осадочных циклов (В.А.Сokolov, 1966). Известно несколько групп строматолитов, которые являются пороодообразующими: *Stratifeza*, *Calevia olenica* (Rjab.), *Sundia mizus* But., *Carelozoon jatuelicum* Metz., *Parallelophyton*, *Vezzica* gen. nov.

Перечисленные группы нередко слагают слои значительной мощности, прослеживающиеся на расстояние в десятки и сотни метров. Например, на Южном Оленьем острове пластовыми строматолитами *Stratifeza* сложено до 70-80% одной из доломитовых толщ, мощность которой превышает 10 м. В районе пос. Райгуба пласт карелозонового доломита мощностью 0,6 м прослежен на расстояние около 300 м. Здесь же постройки *Parallelophyton* слагают доломитовый слой мощностью около 0,4 м, прослеживающийся на такое же расстояние.

3. Пороодообразующий характер целого ряда строматолитовых групп свидетельствует как о довольно высоком уровне эволюции водорослей - строматолитообразователей, так и о наличии специфических условий осадконакопления: морское мелководье, непостоянство солевого режима, относительное динамическое равновесие водной среды, - обуславливающие выделение самостоятельных фаций.

В некоторых случаях в строении самих биогенных слоев обнаруживаются закономерные смены строматолитов и онколитов, могущие указывать как на периодическую смену условий осадконакопления, так и на направленные закономерные изменения биогенных построек во времени и пространстве. Примером подобной смены может служить периодическое повторение в разрезе Южного Оленьего острова слоев, содержащих снизу вверх: *Jatuliana fuzcata* Kozde, *Butinella* sp., *Calevia olenica* (Rjab.), *Stratifeza* sp.

Интересная информация о положении береговой линии может быть получена при изучении параллелофитозоных слоев пос. Райгуба. Как показали измерения, возможно преобладающее направление приливно-отливных течений в

указанном районе соответствовало субширотному направлению, что определяет ориентировку береговой линии как близкую к меридиональной ( $\sim 350^\circ$ ).

4. Онколиты, несмотря на значительную долю участия в составе как карбонатных, так и терригенных слоев обычно не могут выступать в роли породообразователей, за исключением *Dalmanella septentrionalis* But., формирующей прослой онколитового доломита мощностью около 30 см.

Редкие находки растительных клеточных остатков, а также довольно широкое распространение строматолитов и онколитов предполагает важную роль водорослей в формировании ятулийских осадочных толщ, часть из которых имеет несомненно биогенное происхождение. Однако сами остатки растений встречаются исключительно редко. Наиболее распространенным остатком, описанным в группе водорослей, по-видимому, следует считать *Jatuliala furcata* Kozdse, которая, правда, с таким же успехом может быть отнесена и к группе онколитов.

5. Проблематичные остатки, обнаруживаемые как продукты мацерации и относимые к сфероморфидам, встречены пока в очень небольших количествах. В то же время ряд косвенных данных указывает на возможность широкого распространения фитопланктона в ятулийскую эпоху.

6. Сведения о наличии фаунистических остатков на сегодняшний день нельзя считать сколько-нибудь основательными. Достаточно сказать, что ни одна из находок фауны впоследствии никем не была переоценена. Однако сам факт нахождения проблематичных фаунистических окаменелостей или отпечатков вполне согласуется с представлениями об уровне эволюции органического мира среднего протерозоя и в дальнейшем может быть использован как вспомогательный критерий при палеогеографических реконструкциях. В настоящее время можно говорить о том, что в среднем протерозое Карелии водоросли-строматолитообразователи могли явиться важным звеном в цепи эволюции химизма морской воды и атмосферы, в результате чего в конце ятулийской эпохи возможно появление и распространение организмов, которые могли питаться водорослями (например, проблематичные *Salpastrionia venosa* Walcott).

8. Группа своеобразных организмов типа инфузорий, строивших свои домики из органических волоконцев. Их домики были самой различной формы. Эта группа, как и предыдущая, не имеет аналогов среди современных организмов.

9. Амебозидные организмы.

10. Сборная искусственная группа микроскопических колонкальных форм, не имеющих аналогий среди современных организмов.

## ИЗУЧЕНИЕ АМИНОКИСЛОТ И УГЛЕВОДОВ В ДРЕВНЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

( На примере кварцитовых сланцев Кольского полуострова )

Сергиенко И. Э., Бобылева М. И.

Институт биохимии АН СССР

До недавнего времени изучению органического вещества наиболее древних осадочных пород уделялось мало внимания. Считалось, что органическое вещество в породах Земли не может долго сохраняться и поэтому его роль

в экзогенных процессах древнейших пород весьма невелика. За последние два десятка лет ученые различных стран показали, что докембрийские отложения сохраняют в своих толщах ископаемое органическое вещество, однако его состав, характер распределения и роль на ранних и поздних стадиях диагенеза мало изучены. Накопление таких сведений по различным природным объектам позволит выяснить основные механизмы распределения, изменения, сохранения и образования органических веществ на всем протяжении геологической истории Земли, а возможно и других планет. Изучение ископаемого органического вещества в наиболее древних породах Земли имеет весьма важное значение и в плане проблемы происхождения жизни на Земле. Факт длительной сохранности органического вещества в породах Земли дает возможность попытаться проследить последовательные стадии химической эволюции добиологического органического вещества и его переход в биологическую форму.

В настоящей работе методом хроматографии на бумаге и с помощью аминокислотного анализатора впервые были изучены образцы кварцитов сланцев свиты кейв Кольского полуострова с абсолютным возрастом 2,5 млрд. лет на содержание в них аминокислот и углеводов. Было показано, что кварцитовые сланцы этой свиты содержат в своем составе "свободные" и "связанные" аминокислоты и углеводы. Среди найденных и идентифицированных аминокислот — нейтральные, кислые, ароматические и серосодержащие. В составе углеводов идентифицированы глюкоза и манноза. Полученные данные показывают, что аминокислоты и углеводы сохраняются в древнейших породах Земли миллиарды лет и могут быть выделены, идентифицированы и изучены.

Результаты данной работы согласуются с данными советских и зарубежных авторов.

#### АМИНОКИСЛОТЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЙ

*Дроздова Т. В.*

Ордена Ленина Институт геохимии и аналитической химии  
им. В. И. Вернадского АН СССР

Содержание аминокислот в древних осадочных породах не отражает первичный состав аминокислот белков, свойственных древним организмам. Количество и состав аминокислот в древних осадочных породах указывают на степень конденсации и полимеризации органических соединений в течение геологического времени.

Большое влияние на содержание аминокислот в породах оказывали условия осадкообразования и дальнейшая геохимическая история осадочных пород, что показано на примере исследования белемнитов и пород карбонатной толщи улунтуйской свиты (докембрий), богатых околитами.

Обнаружение "свободных" аминокислот, определяемых в древних осадочных породах без проведения гидролиза, служит показателем присутствия в этих породах современной микрофлоры или ее продукта обмена.

# ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ДРЕВНИХ ТОЛЩАХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Ларская Е.С., Клевуева А.А., Загулова О.П.*

Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный институт,  
МГ СССР

1. Тема решается на результатах петрографического изучения морфологии органического вещества (ОВ) и аутигенных минералов железа, химического определения содержания  $C_{орг}$  и форм железа, люминесцентного и химико-битуминологического анализа битумоидов. Объектом исследования был керн глубоких скважин, пробуренных в Московской синеклизе и Верхнекамской впадине, с привлечением данных других исследователей.

2. Соотношение форм железа с содержанием и битуминозностью однофациальных пород показывает полное подчинение диагенетических изменений протерозойских отложений схеме, разработанной Н.М.Страховым для палеозойских и более молодых толщ, и позволяет подойти к оценке особенностей распределения и преобразования ОВ и определению нефтематеринских пород с общепринятыми критериями.

3. В протерозойской толще Русской платформы отчетливо проявляется два седиментационных макроцикла, начинающиеся континентальными и полуконтинентальными базальными толщами среднего рифей и венда и венчающиеся красноцветными толщами верхнего рифей и верхнеповаровской свиты венда. Морская седиментация средней части цикла сопровождалась некоторым накоплением ОВ и формированием широкого диапазона восстановительных фаций. Окислительные геохимические фации начальных и конечных этапов цикла - органического вещества почти не содержат ( $C_{орг}$  - 0,05-0,1%), обладают низкой битуминозностью (следы) и незначительным битумным коэффициентом (до 0,1%).

4. В периоды морской седиментации наиболее интенсивное накопление органического вещества носило локальный и спорадический характер в силу "сезонной" специфики развития биоса, приуроченности его развития к узкой прибрежной зоне водоемов. Отсюда и специфика распределения ОВ в разрезе - резкое чередование обогащенных ( $C_{орг}$ , 1,0-10,0%) и пустых прослоев, как правило, при преобладании последних. С этим же связана неустойчивость по простиранию обогащенных прослоев, разная мощность и степень обогащенности пород в различных участках синеклизы.

5. Органическое вещество и битумоиды субокислительных и слабовосстановительных фаций не реагируют на изменение термодинамического режима. ОВ и битумоиды восстановительных и резковосстановительных фаций в осевых зонах впадин несут на себе черты "облагораживающего" влияния повышенных (более 70°C) температур в виде повышенного битумоидного коэффициента, низкого соотношения  $k/n$ , уменьшения доли гетеро-атомов и возрастания  $C_{эл}$ . Следы эмиграции битумов, начавшейся при "созревании" нефтематеринских пород выражаются в аномально высоких битумоидных коэффициентах, наличии микроконцентраций и нефтегазопоявлений.

*Динисенко В.Е.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт ядерной  
геофизики и геохимии, МГ СССР

1. Структурно-геологические данные о массивах кристаллических пород, минеральные ассоциации которых включают углеводородные газы, другие нефти, графит, алмазы и карбонаты (граниты, нефелиновые сиениты и карбонатиты Украины, Кольского полуострова, Урала, Кузнецкого Алатау, Саян, щелочные породы и гидротермально измененные основные вулканы Дальнего Востока, алмазоносные кимберлиты Сибирской платформы) свидетельствуют о том, что такие породы возникают только в пределах гранитной или осадочной оболочек земной коры, главные горные породы которых насыщены органическим веществом. В песчаных породах Русской платформы содержание  $C_{орг}$  достигает 0,2%, в глинах 0,9%, в карбонатах 0,3% (А.Б.Ронов, А.А.Ярошевский, 1965). В метаморфизованных аналогах осадочных пород  $C_{орг}$  иногда содержится даже больше (А.В.Сидоренко, Св.А.Сидоренко, 1968). По нашим данным в кварцитах Приазовья углерода содержится 0,4%, в гнейсах 1,3%, в мраморах 0,6%.

Так, углеводородсодержащие граниты и нефелиновые сиениты Октябрьского массива в Приазовье рассекают пакки графитовых гнейсов докембрия, под палеозойские щелочные породы Хибинского массива погружаются известняки и углистые сланцы свиты Имандра-Варзуга. Кимберлиты Сибирской платформы содержат углеводородные газы и другие нефти, а также алмазы только до глубин порядка первых километров, вблизи битуминозных осадков нижнего палеозоя (В.Г.Васильев и др., 1968; А.А.Меняйлов, 1963).

2. Петролого-минералогические особенности углеводородсодержащих гранитов, нефелиновых сиенитов и других кристаллических пород указывают на образование их за счет осадков или метаморфизованных аналогов их (реликты осадочных структур и текстур, постепенные минерально-фациальные переходы от вмещающих пород к массивам) или преобразование их водными водами глубокой циркуляции (подкисление и ошелачивание мезокайнозойских и современных основных вулканитов Приморья и Курил, серпентинизация брекчиевых кимберлитов).

3. При протекании указанных процессов петрогенезиса (обычно метасоматического характера, иногда с последующим магматическим замещением) наследуются некоторые характерные минерало-геохимические черты исходных осадков (окатанные цирконы среди акцессориев, специфическое распределение или соотношения компонентов).

4. По изотопному составу углерода графит альбититов Октябрьского массива ( $\delta C^{13}$  -2,21 -2,45%) идентичен углероду вмещающих графитовых гнейсов ( $\delta C^{13}$  -2,00 -3,53% по данным В.С.Лебедева и А.В.Сидоренко

и пр., 1972). Изотопный состав серы из кимберлитов Сибирской платформы можно объяснить, лишь допустив захват козовой серы (В.И.Виноградов, 1972).

5. К прямым биогеохимическим уликам участия живых организмов в образовании гранитов, нефелиновых сиенитов и связанных с ними руд относятся находки окаменелостей в этих породах, к косвенным – сходство химического и изотопного состава ряда органических соединений в кристаллических и осадочных породах, тесная взаимосвязь преобразований минеральных фаз и эволюции биогенного органического вещества в осадочной оболочке современной биосферы и в пределах "гранитной оболочки – области биосфер" (В.И.Вернадский, 1965).

## ЛИТОГЕНЕЗ И НЕФТЯНОСТЬ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

*Вассоевич Н.Б., Высоккий И.В., Корчагина Ю.И., Кривошеева З.А.,  
Соколов Б.А.*

Московский государственный университет  
геологический факультет

1. Докембрийские осадочные породы, содержащие рассеянное органическое вещество, представляют определенный интерес с точки зрения поисков в них нефти и газа. Кроме того, они могут также быть источником нефтидов для вышележащих отложений.

2. В последние годы была существенно уточнена связь, существующая между степенью катагенетической измененности пород и рассеянного в них органического вещества и генерацией нефти и газа. Главная фаза нефтеобразования развивается при достижении нефтематеринскими отложениями стадии среднего катагенеза, отвечающей ступеням углефикации "Д-Г", "Г" и "Г-Ж".

3. Определение этапов и стадий литогенеза для древних докембрийских толщ вызывает ряд трудностей. В этих отложениях, в частности, отсутствует витринит, по отражающей способности которого обычно устанавливают этапы катагенеза.

4. С целью выделения нефтепроизводящих отложений в разрезе докембрийских отложений Московской синеклизы был проведен комплекс исследований, включающий изучение изменения физических и минералогических характеристик глин в зависимости от глубины погружения, изучение изменения состава и распределения органического вещества и его компонентов – растворимых – битумоиды, углеводороды и нерастворимых.

5. Основным объектом изучения явились глины и аргиллиты редкинской свиты, накопившиеся в условиях максимального распространения вендской трансгрессии. Красновато-коричневые и черные глины и аргиллиты с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, обогащены органическим веществом. Породы редкинской свиты, имеющие мощность в центральных частях Московской синеклизы в 100-140 м, опускаясь на разные глубины и поэтому находятся на разных стадиях катагенеза.

6. Глины и аргиллиты верхнего протерозоя имеют обычно хлоритово-каолиново-гидрослюдистый состав. Хлорит является вторичным образованием — верхняя граница его появления совпадает примерно с изотермой  $40^{\circ}$  и нигде на глубинах менее 1600 м не прослеживается.

7. Глинистые породы редкинской свиты содержат органическое вещество ( $C_{\text{орг.}}$ ) в породе в пределах от 0,03% до 5,28%, среднее значение составляет 0,30%. Хлороформ извлекает 0,03–0,257% восстановленного битума (ХБ)А, что в расчете на  $C_{\text{орг}}$  составляет 4–8%. Значительно меньше в породах свободного кислого битумоида, извлекаемого дополнительно спирто-бензолом (ДСББ). Отношение  $\lambda = \frac{ХБ}{ДСББ}$  составляет 1,3–3,0. Глинистые породы бедны связанным битумоидом С.

В составе хлороформенного битумоида углерод составляет 80,58–86,11%, водород 11,75–12,75%. Степень изменения хлороформенного битумоида косвенно устанавливается по отношению

$$\omega_1 = \frac{C \cdot H}{O + N \cdot S} = 13-49.$$

В хлороформенном битумоиде аргиллитов редкинской свиты на глубинах 2450–2893 м углеводороды составляют 44–56%. Весовое количество углеводородов ( $410-3380 \text{ г/м}^3$ ) в породах во много раз превышает кларк. Углеводороды, в основном, метаново-нафтенного типа, в структурах которых большая часть углеводорода (60–70%) распределена в алифатических цепях. Количество нафтеновых колец в расчете на усредненную молекулу не превышает 1,4–1,8.

Состав органического вещества пород редкинской свиты до глубин порядка 2890 м указывает на то, что органическое вещество находится на стадии длиннопламенных и газовых углей и, следовательно, глинистые порошки могут рассматриваться как нефтепроизводящие.

В более глубоко опущенных (более 2900 м) породах свиты аргиллиты беднее битумоидами ( $ХБ=0,013\%$ ), во фракционном составе их редко преобладают кислые компоненты:  $\frac{ХБ}{ДСББ} = 0,2$ .

Эти глинистые породы, рассматриваются как уже прошедшие главную фазу нефтеобразования. Они находятся на стадиях углефикации углей "К" и "ОС".

8. По изменению физико-механических свойств глинистых пород можно выделить три зоны катагенеза, согласующихся с результатами геохимического изучения рассеянного органического вещества. Верхняя распространяется от поверхности до глубины 1550–1750 м. Температура и давление у нижней границы зоны достигают соответственно  $40^{\circ}$  и  $270-300 \text{ кг/см}^2$ . Вторая зона выделяется в интервале от 1550–1700 м до 2850–3000 м. Температура в зоне повышается до  $75^{\circ}$ , а давление достигает  $600 \text{ кг/см}^2$ . Нижняя и верхняя границы зоны устанавливаются по скачкообразному изменению физических свойств глинистых пород. Третья зона располагается ниже глубины 2850–3000 м. Первая зона соответствует приблизительно этапу раннего катагенеза (буроугольная стадия), вторая и третья — этапам среднего и позднего катагенеза (соответственно стадии длиннопламенных и газовых углей и коксовая стадия углей).

9. Изучение люминесцентно-петрографических шлифов позволили выявить формы залегания органического вещества и следы миграции его легких компонентов.

10. Анализ геолого-геохимических данных позволял проследить во времени и пространстве общую направленность и стадийность литогенеза глинистых пород венда и геохимическое преобразование рассеянного в них органического вещества. Было выяснено, что в краевых частях Московской синеклизы эти отложения не достигли уровня главной фазы нефтеобразования и, следовательно, не участвуют в генерации нефти. В наиболее погруженных (до глубины 3-5 см) осевых частях синеклизы отложения венда находились в зоне действия главной фазы, начиная с девонского и до палеогенового периода включительно. В дальнейшем они перешли на более высокий уровень литогенеза (стадия позднего катагенеза). В зоне действия главной фазы находится лишь та часть отложений венда, которые опущены на глубины в интервале порядка от 1500-1700 до 3000 м.

11. Установление пространственных взаимоотношений газонефтепроизводящих толщ и зон возможного нефтегазонакопления, а также сопоставление времени протекания процесса генерации углеводородов со временем формирования этих зон, позволяют целенаправленно проводить прогнозирование поисков месторождений нефти и газа.

12. Рассмотренные положения составляют основу "Историко-геолого-геохимического метода оценки перспектив нефтегазонасыщенности осадочно-породных бассейнов", разработанного на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ.

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И НЕФТИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И МЕЗЕНСКОЙ ВПАДИНЫ

*Барташевич О.В., Ермакова В.И., Меламедова В.С.*

Всесоюзный Институт ядерной геофизики и геохимии, ИГ СССР

Геохимическим исследованиям подвергались отложения вендского комплекса и нефть этих же отложений, полученная при бурении на Даниловской площади.

Аналитическая часть исследований пород включала: люминесцентно-битуминологический анализ, определения  $C_{орг.}$ , химико-битуминологический анализ, замеры сигнала ЭПР и ЯМР, люминесцентную микроскопию; ХБА и его компоненты изучены методами ИК и газожиждостной хроматографии. Нефть разделялась на компоненты и исследовалась методами ИК, ЯМР, газожиждостной хроматографией.

Повсеместно породы венда бедны ОБ (количество его возрастает в редкийской свите) и являются слабо битуминозными; степень битуминозности ОБ высокая, а в составе ХБА преобладает масляная фракция (до 65%) при низком

содержании асфальтенов ( до 3%). Породы дают широкий сигнал ЯМР значительной амплитуды, что свидетельствует об обогащенности ОВ водородом и его сингенетичном происхождении. В структуре ХБА и его компонентов по данным ИК-спектров преобладают функциональные группы алифатического строения; в маслах практически отсутствуют кислородные и ароматические структуры, крайне ограничена роль нафтеновых, основу вещества составляют метановые углеводороды длинноцепочечного строения. Ряд *n*-алканов имеет протяженность от  $C_{13-14}$  до  $C_{31-33}$ , максимум выхода фракции приходится на  $C_{18}$ , содержание жидких компонентов составляет 2-7%, коэффициент нечетости равен 1,1-1,4.

Битуминозное вещество иного состава в разрезе редкинской свиты, вскрытой опорной Сафоновской скважиной ( Мезенская впадина).

Здесь в структуре ХБА и компонентов, распределении *n*-алканов, характере спектров ЯМР обнаруживается присутствие миграционных проявлений битуминозного вещества, аналогичных нефти протерозойских отложений.

Проведенные комплексные физико-химические исследования позволяют констатировать, что в протерозойских отложениях изученных районов содержатся остаточные компоненты предельно сформированного битуминозного вещества, мобильные компоненты которого эмигрировали из пород.

В компонентном составе нефти протерозоя практически отсутствуют асфальтены ( 0,25%), ограничена роль смол ( до 13%), основу составляют углеводороды метанового состава. ИК- и ЯМР-спектры обнаруживают высокое содержание в нефти изоструктур, сравнительно небольшую длину парафиновых цепей, очень низкое содержание нафтеновых и ароматических соединений. Ароматические углеводороды имеют одно- и двухядерное строение; среди замещенных бензола наименее представительны монозамещенные, роль замещенных нафталина достаточно велика. Специфическое поглощение протонов на ЯМР-спектрах свидетельствует о присутствии олефиновых структур. Во фракции выше 150°C ряд *n*-алканов представлен от  $C_9$  до  $C_{34}$ , однако после  $C_{23}$  содержание *n*-алканов резко убывает. Жидкие компоненты составляют 74% от суммы *n*-алканов, коэффициент нечетности равен 1,1.

Установленная общность целого ряда физико-химических показателей углеводородных компонентов битуминозного вещества и нефти дает основание предполагать наличие генетической связи между ними.

#### О ПРИРОДЕ $C_{орг}$ В ДОКЕМБРИЙСКИХ И ПАЛЕЗОЙСКИХ ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

*Журавлев Е.Г.*

Московский институт нефтехимической и газовой промышленности им.

И.М.Губкина

В последнее время много внимания уделяется изучению графитистого вещества в докембрийских метаморфических образованиях.

Исследования, проведенные А.В.Сидоренко и С.А.Сидоренко ( 1971 ) показали, что это вещество имеет первично органическое происхождение и характеризуется сложным составом. Показано также, что реликтовое органическое

углеродистое вещество присутствует в небольших количествах в породах различных ступеней метаморфизма. По мнению этих же исследователей, метаморфизованное органическое вещество постепенно теряет легкие фракции, которые способны мигрировать (А.В.Сидоренко, Св.А.Сидоренко, 1971).

До сих пор  $C_{орг.}$  изучалось главным образом в метаморфических формациях кристаллических щитов. Очевидно, что подобные исследования представляют особый интерес в отношении фундаментов нефтегазоносных областей.

В данном сообщении приводятся результаты изучения состава, количественного содержания и характера распределения  $C_{орг.}$  общего и легких углеводородных фракций в метаморфических породах фундамента Западной части Западно-Сибирской плиты (Березово-Шанинская газонефтеносная область).

В строении складчатого основания рассматриваемой территории участвуют метаморфические и магматические породы верхнепротерозойского и палеозойского возраста. Фундамент покрыт мощным (1,5-2 км) мезокайназойским осадочным чехлом. Залежи нефти и газа приурочены к верхне- и среднеюрским песчаным пластам, залегающим в основании осадочного чехла, и, в меньшей мере, к коре выветривания фундамента.

По степени метаморфизма среди пород фундамента выделены три крупных комплекса: 1 - слабометаморфизованные осадочные образования, относящиеся к верхнему девону и нижнему карбону (глинистые и углисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники); 2 - филлитовые, слюдяные, известковистые и зеленокаменные сланцы фации зеленых сланцев, имеющие верхнепротерозойский и нижнепалеозойский возраст; 3 - биотитовые, роговообманковые и гранатовые плагиогнейсы и амфиболы фации альмандиновых амфиболитов, верхнепротерозойского возраста.

Проведенные исследования показали, что  $C_{орг.}$  содержится преимущественно в пелитовых породах всех ступеней метаморфизма, но количество его с увеличением степени метаморфизма сильно понижается. В наиболее метаморфизованных докембрийских образованиях содержание  $C_{орг.}$  изменяется от 0,03 до 0,80% (таблица I).

Таблица I

| № №<br>п.п. | Тип породы                           | Число определений | Содержание $C_{орг.}$ ,<br>вес. % |                     |
|-------------|--------------------------------------|-------------------|-----------------------------------|---------------------|
|             |                                      |                   | средние значения                  | диапазоны изменений |
| 1           | Углисто-глинистые сланцы             | 3                 | 5,33                              | 3,92-6,72           |
| 2           | Глинистые и песчано-глинистые сланцы | 14                | 1,17                              | 0,48-1,43           |
| 3           | Филлиты и слюдяные сланцы с графитом | 16                | 0,59                              | 0,12-1,13           |
| 4           | Биотитовые и гранатовые плагиогнейсы | 5                 | 0,38                              | 0,03-0,80           |

В сланцах оно составляет от 0,12 до 1,13%, при этом наблюдается прямая зависимость между содержанием в породах графитистого вещества и  $C_{орг.}$

Подобную зависимость отмечают и другие исследователи (Сидоренко, 1971). Это позволяет говорить о связи  $C_{орг}$  с графитным веществом. В гнейсах  $C_{орг}$  меньше, чем в сланцах. Однако такое сравнение является неполным, поскольку графитосодержащие гнейсы, в которых количество  $C_{орг}$  может быть большим, в фундаменте Западно-Сибирской плиты пока не обнаружены. Наибольшие количества  $C_{орг}$  ассоциируют со слабометаморфизованными глинистыми и углисто-глинистыми (3,92–6,72%) сланцами, в которых оно в основной своей массе представлено метаморфизованным углстым веществом.

Отдельные образцы метаморфических пород фундамента были исследованы на содержание рассеянных углеводородных газов. Дегазация пород производилась термовакуумным методом путем самопроизвольного истечения газов с последующей химической обработкой образцов для извлечения прочно связанных с породами углеводородных компонентов. Извлеченные газы анализировались с помощью высокочувствительной хроматографической аппаратуры в лаборатории углеводородных газов ВНИИЯГ, руководимой И.С.Сатробиным. Проведенные исследования показали, что общее содержание углеводородных газов в исследованных образцах варьирует от 0,78 до 1,38 см<sup>3</sup> на кг породы, причем в слабометаморфизованных глинистых сланцах оно наибольшее (таблица 2). Среди газообразных углеводородов преобладает метан (68–74%), с которым ассоциируют его предельные тяжелые гомологи, их изомеры и непредельные соединения ( $C_2H_4$ ,  $C_3H_6$ ,  $C_4H_8$ ). Присутствие углеводородных соединений в исследованных породах говорит о наличии в них реликтового органического вещества способного их генерировать. Низкое содержание углеводородных газов и резкое преобладание в них метана свидетельствует о значительном метаморфизме органического вещества.

Масштабы миграции углеводородов в метаморфических образованиях в настоящее время не ясны. Тем не менее следует отметить, что данные по газовому каротажу и нефтепромышленным испытаниям скважин нередко свидетельствуют о наличии слабых нефтегазопроявлений в породах фундамента. Особый интерес в этом отношении представляет скважина Р-16, расположенная на Мулымьинском нефтяном месторождении. Она вскрыла в интервале глубин 1451–2437 метров комплекс слабометаморфизованных осадочных и эффузивных образований, в котором преобладают глинистые и песчано-глинистые сланцы. В нижней части разреза залегают сильнее метаморфизованные фаллитовидные породы. По разрезу было испытано на приток углеводородов 10 интервалов. В трех из них (1458,5–1598 м, 1577,8–1701,6 м и 1697,0–1798,0 м) имелись незначительные признаки нефти и газа. Газовый каротаж отметил по всему разрезу еще большее число участков с содержанием углеводородных газов (по отношению к  $CH_4$ ) в 0,5–1,0%. Миграция углеводородов глубоко в фундамент по разломам маловероятна, поскольку залежи нефти и газа окружающих месторождений залегают глинистотрически выше вскрытых скважиной газонефтепроявлений в породах фундамента. Ритмичное расположение газопроявлений в разрезе скорее говорит о приуроченности их к определенным типам пород.

В свете новых данных о природе  $C_{орг}$  в метаморфических комплексах можно предположить, что углеводороды в данном случае были продуцированы самими породами фундамента.

Таблица 2

| Площадь.<br>№ скваж. интервал<br>отбора керн,<br>м | Порода   |                               | Содержание углеводородных газов, см <sup>3</sup> /кг |                               |                               |                                      |                                      |                                  | сумма уг-<br>леводородн.<br>компон. |
|--|--|-------------------------------|--|-------------------------------|-------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|-------------------------------------|
|  |  |                               | СН <sub>4</sub>                                      | С <sub>2</sub> Н <sub>6</sub> | С <sub>3</sub> Н <sub>8</sub> | и др. С <sub>4</sub> Н <sub>10</sub> | и др. С <sub>5</sub> Н <sub>12</sub> | Σ С <sub>n</sub> Н <sub>2n</sub> |                                     |
| Мудьянская,<br>№ Р-16<br>2387,6-2431,5             | кварц-<br>серпичитовый<br>фиолитовидн.<br>сланец | свободно<br>выделивш.<br>газы | 0,0022   | 0,00012                       | 0,000146                      | 0,000239                             | 0,000439                             | 0,000744                         | 0,00390                             |
|  |  | связанные<br>газы             | 0,894  | 0,093                         | 0,052                         | 0,019                                | 0,0081                               | 0,170                            | 1,240                               |
| Мудьянская,<br>№ Р-16,<br>1642,6-1784,0            | углистый<br>алеврито-<br>глинистый<br>сланец     | свободно<br>выделивш.<br>газы | 0,0155   | 0,00434                       | 0,003121                      | 0,004398                             | 0,002478                             | 0,001432                         | 0,03120                             |
|  |  | связанные<br>газы             | 1,028  | 0,095                         | 0,066                         | 0,027                                | 0,013                                | 0,151                            | 1,380                               |
| Толумская<br>№ 35<br>1815,0-1823,0                 | кварц-<br>серпичитов.<br>сланец с<br>графитом    | свободно<br>выделивш.<br>газы | 0,0028   | 0,00014                       | 0,00017                       | 0,00046                              | 0,00054                              | 0,00087                          | 0,00500                             |
|  |  | связанные<br>газы             | 0,903  | 0,100                         | 0,068                         | 0,027                                | 0,015                                | 0,234                            | 1,347                               |
| Тетеревская<br>№ 735<br>1665,5-1669,0              | зеленокамен-<br>ный сланец                       | свободно<br>выделивш.<br>газы | 0,0042   | 0,00042                       | 0,000260                      | 0,00053                              | 0,000460                             | 0,000800                         | 0,00670                             |
|  |  | связанные<br>газы             | 0,507  | 0,063                         | 0,036                         | 0,014                                | 0,008                                | 0,086                            | 0,781                               |

Дальнейшие исследования помогут выяснить общее количество и особенности миграции углеводородов в различных типах метаморфических пород.

## ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОВЕДЕНИЕ АЗОТА В ПРОЦЕССАХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

*Волынец В.Ф.*

Ордена Ленина Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского

АН СССР

На основании полученных экспериментальных данных и анализа литературы представляется возможным проследить изменения в соотношениях различных форм азота (как органических так и неорганических) при круговороте поверхностных веществ в земной коре от процессов, протекающих в биосфере, через диагенез и эпигенез до процессов прогрессивного метаморфизма на примере метаморфических пород Мугоджар.

Имеющиеся данные по содержанию связанного азота в изверженных, осадочных и метаморфических породах позволили составить баланс азота в земной коре. Совместно с найденными величинами концентраций связанного азота в пара- и ортопородах он показывает, что подавляющая часть захваченного поверхностного азота выделяется в процессе прогрессивного метаморфизма. С другой стороны четко фиксируется привнос эндогенного азота.

Разделение изотопов азота в процессах фиксации атмосферного молекулярного азота живым веществом и его выделение при денитрофикации является основным процессом, формирующим изотопный состав азота осадочных пород.

## МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПРИРОДЫ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА В МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

*Созинов Н.А.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья, МГ СССР

Среди осадочных геологических формаций выделяются специфические углеродистые формации морского происхождения. Изучение распространения этих формаций показывает, что накопление их осуществлялось почти по всей геологической истории Земли, начиная от глубокого докембрия с абсолютным возрастом пород более 2,6 млрд. лет до современных осадков.

Современные знания об условиях формирования углеродистых формаций базируются на представлениях об общих процессах осадконакопления и развития органического мира в бассейнах седиментации ( М.Н.Альтгаузен, 1956; П.П.Сердюченко, 1970; А.В.Сидоренко и С.А.Сидоренко, 1968; Н.М.Страхов, 1962 и др.). Вместе с тем до последнего времени вопросы природы углеродистого вещества, особенно в метаморфизованных образованиях докембрия вызывает дискуссии. Существующие представления о природе углеродистого вещества в метаморфизованных осадочных отложениях допускают его абиогенное и биогенное происхождение.

Абиогенная трактовка генезиса углеродистого вещества включает в себя группу гипотез, объясняющих его возникновение из эндогенного источника в результате превращения других форм углерода. Существуют представления об образовании углеродистого вещества путем кристаллизации паров и жидкого углерода ( E. Mutsch , 1925 ), кристаллизации из растворов ( O. Keil , 1930 ), термической раскристаллизации ( В.С.Веселовский, 1936 ), разложения газов и твердых соединений ( O. Pettinson , 1877 ) и др. Углеродистое вещество, образовавшееся предположительно абиогенным путем, должно обладать геохимической специализацией, обусловленной особенностями вступающих в реакцию вмещающих пород.

Углеродистое вещество, предположительно абиогенного происхождения, в метаморфизованных карбонатных породах архея и протерозоя некоторых районов содержит малые элементы, характерные для этих пород —  $Sz$  ,  $Ca$  ,  $Mn$  ,  $Pb$  ,  $Fe$  и др., кроме того в них часто содержится комплекс элементов, не типичный для этих карбонатных пород, таких как  $V$  ,  $P$  ,  $Ni$  ,  $Mo$  и др. Этот комплекс элементов ставит под сомнение абиогенную трактовку генезиса углеродистого вещества в карбонатных породах, так как трудно представить, чтобы последующими надложенными процессами могли быть законсервированы другие элементы в силу ничтожной сорбционной емкости образующегося графитизированного углеродистого вещества. Абиогенная трактовка генезиса может быть, по-видимому, применена также для углеродистого вещества, встречающегося среди некоторых магматических пород. В таких случаях углеродистое вещество несет на себе следы влияния состава вмещающих пород, в виде присутствия комплекса малых элементов, характерных для данных пород.

Биогенное происхождение углеродистого вещества предопределяет и специфические геохимические особенности образующихся углеродистых соединений, связанные , главным образом, с жизнедеятельностью морских организмов. В процессе их жизнедеятельности и после захоронения органическое вещество способно избирательно сорбировать из иловых вод ряд малых и рассеянных элементов. Изучение накопления элементов современными живыми морскими организмами показывает, что в ряде случаев концентрируются вполне ощутимые количества  $U$  ,  $V$  ,  $P$  ,  $Mo$  ,  $Ni$  ,  $Ti$  и др. Эти данные позволяют считать, что в метаморфизованных производных этих организмов — углеродистом веществе и вмещающих породах должны фиксироваться повышенные концентрации этих элементов.

В приводимой таблице даны примеры углеродистых формаций широкого возрастного диапазона от современных осадков до глубоко метаморфизованных углеродистых пород архея. Из таблицы видно, что для пород, обогащенных

| № №<br>п.п. | Наименование углеродистых<br>формаций                         | В о з р а с т              | Повышенные концентрации<br>характерных малых эле-<br>ментов | Литературный исто-<br>чник                                |
|-------------|---|----------------------------|---|---|
| 1           | Современные осадки, обогащенные<br>Сорг.                      | современный                | U, V, P, Mo, Ni, TR и др.                                   | А.В.Коченов и др.,<br>1965; Н.М.Страков,<br>1962          |
| 2           | Формация Фосфорна ( США )                                     | верхний карбон-пермь       | U, V, P, Mo, Ni, TR и др.                                   | М.Н.Хейрих, 1962.   |
| 3           | Чаттауга - Вудфорд ( США )                                    | верхний девон-карбон       | U, P, Mo, TR и др.  | М.Н.Хейрих, 1962.   |
| 4           | Диктловские сланцы Прибал-<br>тики                            | нижний ордовик-<br>кембрий | U, V, P, Mo и др.   | М.Н.Альтгаузен, 1956.                                     |
| 5           | Нижнепалеозойские углеродистые<br>формации                    | нижний-средний<br>кембрий  | U, V, P, Mo, Ni, TR и др.                                   | С.Г. и Е.А.Анжинович,<br>1968; Н.А.Созынов,<br>1969 и др. |
| 6           | Квасцовые сланцы Швеции                                       | кембрий                    | U, V, P, Mo, Ni и др.                                       | М.Н.Альтгаузен, 1956.                                     |
| 7           | Шунгиты Карелии, ятулийская<br>серия                          | протерозой                 | V, P, Mo, Ni, TR и др.                                      | В.Крыжовский, 1931  |
| 8           | Углеродистые сланцы Финляндия<br>(р-н Бутокумпу)              | протерозой-архей           | U, V, P, Mo, Ni, Cu и др.                                   | E. Petzold, 1968.   |
| 9           | Графитовые сланцы архей Сев.<br>Монтаны и Саскачевана ( США ) | архей                      | U, V, P и др.   | E. R. Rose, 1970.   |

углеродистым веществом характерны повышенные концентрации  $Li, V, P, Mo, Ni,$   
 $TR$  и др. элементов, т.е. точно того же комплекса элементов, характерного для некоторых типов живых организмов. Обращает на себя внимание факт постоянства набора характерных малых элементов, находящихся в повышенных концентрациях вне зависимости от их возраста. Постоянство набора этих элементов в углеродистом веществе биогенного происхождения отмечается не только по вертикали стратиграфической колонны, а также фиксируется и в латеральном направлении каждой конкретной формации.

Таким образом, для углеродистого вещества, обязанного своим происхождением жизнедеятельности морских организмов, характерна своеобразная ассоциация малых элементов, устойчиво выдерживающаяся по стратиграфической вертикали, которая может быть положена в основу его диагностики в глубоко метаморфизованных толщах докембрия, наряду с другими более тонкими методами изучения. Сходство вещественного состава углеродистого вещества, а также данные по составу и распределению малых элементов в докембрийских и фанерозойских формациях позволяют предполагать, что в докембрии и более молодые эпохи особенности формирования углеродистых формаций определялись аналогичными чертами.

#### ИЗОТОПИЯ УГЛЕРОДА ГРАФИТОИДОВ ДОКЕМБРИЯ

*Борщевский Ю.А., Сидоренко Св.А.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья, МГ СССР Геологический институт АН СССР

Одной из наиболее актуальных проблем осадочной геологии докембрия является проблема комплексного геолого-геохимического и изотопного изучения графитоидов из древнейших осадочно-метаморфических комплексов Земли (Сидоренко, Сидоренко, 1968, 1970, 1971; Сидоренко, Борщевский, Сидоренко и др., 1972).

Важность этой проблемы обусловлена той большой ролью, которую играют живые организмы, а также биогенное органическое вещество в геологических и геохимических процессах формирования земной коры.

Биогенная природа графитоидов докембрия получила надежное подтверждение благодаря применению изотопно-углеродного метода, поскольку геохимическая история углерода в значительной мере отражается в его изотопном составе.

Проведенный нами анализ имеющихся данных по изотопии углерода графитоидов докембрийских метаморфических комплексов различных районов мира (Фенно-Скандий, Австралия, Франция, Юж.Африка), включая наши изотопные

исследования графитоидов ( Кольский полуостров, Карелия, УКЦ, ВМА, Ц. Приазовье, Алдан, Антарктида), позволят сделать ряд важных выводов.

1. Практически все графитоиды метаморфических пород докембрия имеют биогенную природу ( $\delta C_{ср}^{13} = -2,80\%$ ).

2. Возрастной эффект в изотопном составе углерода метаморфических пород докембрия не наблюдается ( были изучены графитоиды в широком возрастном диапазоне - от архея до верхнего протерозоя и не было обнаружено никакой связи между вариациями  $\delta C^{13}$  и геологическим возрастом).

3. Установленные вариации изотопного состава углерода определяются, в основном, исходной природой биогенного органического вещества, а также геохимическими условиями седиментации и диагенеза, и, как правило, не зависят от вида и степени метаморфизма, и, следовательно, сохраняются со времени седиментации и диагенеза.

Однако в случае графитоносных мраморов и кальцифиров ( метаморфические аналоги битуминозных известняков ) мы должны предположить изотопно-обменное взаимодействие биогенного органического вещества с вмещающими карбонатами ( или метаморфической  $CO_2$  ) в процессе регионального метаморфизма, чтобы объяснить аномально "тяжелый" изотопный состав ( $\delta C^{13} = -0,27 - -1,12\%$ ), безусловно, биогенного графита. Изотопно-углеродный обмен в системе " органическое вещество - карбонат " заслуживает экспериментального изучения.

Все это позволяет считать, что реконструкция условий докембрийского осадконакопления, диагенеза и метаморфизма осадочных пород во многом может продвигаться вперед благодаря развитию и совершенствованию изотопно-углеродного метода исследования осадочно-метаморфических комплексов докембрия.

Необходимо систематическое и детальное изотопное изучение как различных форм графитоидного вещества, так и сопутствующих ему карбонатов для установления закономерностей поведения изотопов углерода при региональном метаморфизме биогенного органического вещества и осадочных карбонатов

чтобы использовать изотопы углерода в качестве геохимического индикатора литогенеза и рудогенеза. Первые шаги в этом направлении уже сделаны. Так, нами установлено закономерное увеличение содержания  $C^{12}$  в графитовых месторождениях Ц.Приазовья по сравнению с вмещающими породами ( графитоносными гнейсами ). Дальнейшее углубленное изучение этой закономерности может помочь, с одной стороны, в выяснении особенностей генезиса графитовых месторождений, а с другой, - в разработке возможных изотопных критериев для поисков месторождений графита в метаморфических комплексах докембрия.

Особо следует подчеркнуть важность изотопных исследований графитоидов для решения проблемы нефте- и газосности древнейших осадочно-метаморфических толщ, в связи с тем, что биогенный докембрийский углерод из метаморфических комплексов может быть источником выделения углеводородов нефтяного ряда и битумов ( Сидоренко, Сидоренко, 1970 ). В свете этого особое значение приобретает близость изотопного состава углерода докембрийских графитоидов ( $\delta C_{ср}^{13} = -2,80\%$ ) и фанерозойской нефти ( $\delta C_{ср}^{13} = -2,90\%$ ).

# Д. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

## РОЛЬ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТАМОРФОГЕННОГО ТИПА

*Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А., Турченко С.И.*  
Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР

К рассматриваемому типу относятся месторождения, в которых промышленные концентрации полезного компонента возникали при седиментации, процессах выветривания, вулканизме и дометаморфическом интрузивном магматизме, а процессы метаморфизма лишь изменяли минеральный состав и качество руд (прометаморфический класс), и месторождения, образование которых целиком связано с процессами регионального метаморфизма (ортometаморфический класс). В этом же типе можно выделить и промежуточный класс реометаморфических месторождений, в пределах которых заметные концентрации полезных компонентов возникали при седиментации и вулканизме до метаморфических преобразований, но при метаморфизме происходило перестроение рудного вещества в виде богатых, наиболее важных в экономическом отношении залежей.

Можно назвать два ведущих процесса дифференциации вещества земной коры при региональном метаморфизме: гранитизацию (магматическое замещение), при которой в процессы фракционирования вовлекались не только супракрустальные образования, но и земная кора в целом, и метасоматоз, при котором на регрессивных этапах эволюции под влиянием восходящих потоков флюидов происходило перераспределение и концентрация ряда петрогенных и рассеянных элементов. Эти процессы тесно генетически связаны друг с другом, но отличаются геологическими формами проявления и имеют различное металлогеническое значение.

Совершенно очевидно, что в локализации прометаморфических месторождений (железорудные, марганцовистые, глиноземистые, золотоносные, ураноносные и другие формации) ведущая роль принадлежит литолого-формационным факторам. Однако при прогнозировании месторождений такого рода необходимо принимать во внимание характер и степень регионального метаморфизма, так как последний может весьма существенно изменить качество минерального сырья и по-разному сказываться на разубоживании или наоборот обогащении различных по составу и по происхождению руд, сформированных до метаморфизма.

В противоположность этому, в формировании и локализации месторождений ортометаморфического класса (редкометалльные, мусковито-редкометалльные и мусковитовые пегматиты, хрусталеносные формации, флогопитовые месторождения, связанные с глубинными магнезиальными скарнами, определенные типы ванадиевых месторождений и т.д.) ведущая роль принадлежит метаморфическим факторам, и металлогеническая специализация метаморфических комплексов в таком случае определяется геотермическим режимом (отраженным в фазальных сериях) и общей геохимической обстановкой преобразований супракрустальных

и плутонических комплексов. Геотермические же и геохимические условия прямо связаны с тектоническим режимом того или иного участка земной коры. При этом особое значение приобретают явления магматического замещения. В зоне рудоотложения большую роль играют литолого-формационные черты рудовмещающих толщ, которые определяют локальные изменения геохимического режима.

Так, например, наиболее благоприятными для образования палингено-метасоматических месторождений являются высокоглиноземистые горизонты металецитов, поглощающие избыточный калий при мусковитообразовании пегматитов и способствующие таким образом возникновению промышленных концентраций мусковита в хилах. В качестве другого примера можно привести флогопитовые месторождения Алдана, локализованные в толщах Федоровской серии, содержащей прослой доломитовых мраморов и кальцифириров.

Более сложные соотношения литолого-формационных и метаморфических факторов существовали при формировании месторождений реометаморфического класса, который объединяет большую часть гидротермально-метасоматических рудных формаций. Значительные промышленные концентрации полезных компонентов возникают при регионально-метасоматических процессах, проявляющихся в строго определенной последовательности и вызывающих дифференциацию вещества в супракристалльных комплексах. Характер рудной минерализации во многом определяется типом осадочно-вулканогенных формаций, являющихся одновременно и средой рудоотложения и источником рудных элементов. Так, в первично седиментогенных дифференцированных комплексах возникают реометаморфические залежи колчеданно-полиметаллических руд, а с толщами основных вулканитов и разнородных осадочных образований ассоциируют медноколчеданные и серноколчеданные месторождения и рудопроявления. Присутствие в супракристалльных толщах диметаморфических гипербазитов определяет появление медноникелевой и кобальтовой минерализации. В этих случаях достаточно определенно решается вопрос об источнике рудного вещества.

Другое важное обстоятельство, определяющее большое значение литологического фактора размещения реометаморфических месторождений полезных ископаемых, заключается в том, что специфические по составу толщи осадочных пород вызывают локальное изменение таких важных параметров рудных систем, как окислительно-восстановительный потенциал, кислотность-щелочность, активности серы, кислорода и изменение парциального давления  $H_2O$  и  $CO_2$  при метаморфизме. Благодаря этому могут создаваться условия для отложения и концентрации рудогенных элементов. Так, например, горизонты "черных сланцев", первично обогащенные органическим веществом, создающим восстановительную обстановку, являются не только благоприятной средой, но и геохимическим барьером, для формирования промышленных залежей колчеданных, полиметаллических, медно-никелевых сульфидных, урановых руд и рассматриваются многими исследователями в качестве важнейшего литологического фактора локализации месторождений.

Формирование месторождений метаморфогенного типа является следствием определенным образом сочетающихся в пространстве и во времени процессов экзогенной и эндогенной дифференциации вещества земной коры. Степень ее дифференцированности увеличивается со временем при многократном повторении

этих процессов. Вместе с тем возрастает относительная роль реометаморфических и ортометаморфических месторождений, и они становятся более разнообразными по составу металлогенических формаций. Выявление этих закономерностей позволяет ставить вопрос о выделении металлогенических эпох.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ  
РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ДОКЕМБРИЯ

*Моралев В. М.*

НИИЗарубежгеология МГ СССР

1. Докембрийские щиты являются местами крупнейших месторождений золота, а также меди, цинка и других цветных металлов. Анализ закономерностей размещения сульфидных (колчеданных) золоторудных месторождений показывает их приуроченность к вполне определенным осадочно-метаморфическим комплексам докембрия, что обуславливает возможность выявления литолого-стратиграфических факторов, контролирующих размещение месторождений рассматриваемой группы.

2. Пространственная приуроченность концентраций цветных металлов и золота к некоторым докембрийским комплексам наблюдается на территории южной части Индостанского щита (золоторудные поля Колап, Гадап, Рамагири и др.), в пределах массива Иилгарн в Западной Австралии (поля Калгурши, Норсман и др.), в архейских и протерозойских вулканических поясах Канадского и Родезийского щитов, в некоторых рудных районах Бразилии, Эфиопии, Финляндии и США. Для многих месторождений этих областей характерны следующие важнейшие особенности: а) тесная ассоциация с вулканогенными, вулканогенно-осадочными и кремнисто-сланцевыми толщами; б) жильная и пластовая форма рудных тел, в последнем случае нередко образующих серии параллельных согласных залежей; в) отсутствие гранитоидных интрузий, с которыми можно было бы связывать оруденение; г) сходство с эпitherмальными вулканогенными месторождениями молодых вулканических поясов в отношении частого присутствия в рудах серебра, сурьмы, мышьяка и теллура; д) отсутствие ореолов околорудных гидротермально измененных пород.

3. Формационные и тектонические факторы, контролирующие размещение колчеданных и золоторудных месторождений в пределах выступов докембрия, объединяются представлением о приуроченности рудных концентраций к "сланцевым" и "зеленокаменным" поясам. Последние рассматриваются как синклинирные структуры, заложенные на древнем гранито-гнейсовом основании и отвечающие пришовным троговым прогибам древней эпохи тектоно-магматической активизации. В составе "тропоых" комплексов сланцевых и зеленокаменных поясов преобла-

дают вулканогенно-осадочные толщи, характеризующиеся значительной ролью обломочных и хемогенных осадочных пород, обогащенных кремнеземом, железом, марганцем, серой. Вулканогенные породы имеют преимущественно основной состав, однако в мощных разрезах "троговых" комплексов иногда фиксируется несколько циклов вулканической деятельности, в течение которых происходила смена состава вулканитов от основных до кислых. Для целого ряда случаев в породах "троговых" комплексов установлены повышенные, против кларковых, содержания золота, серебра, мышьяка, меди, цинка и других элементов.

4. Возраст рудоносных формаций "троговых" комплексов значительно различается в разных областях развития докембрия, в связи с чем невозможно наметить общих глобальных эпох рудообразования. Тем не менее, в пределах отдельных регионов стратиграфические критерии оказываются достаточно четкими и устойчивыми. В общем виде стратиграфические факторы контроля могут заменяться историко-геологическими, так как во всех случаях характерной оказывается приуроченность колчеданных и золоторудных месторождений к осадочно-метаморфическим комплексам поздних стадий формирования кристаллического фундамента, предшествующим тектоно-магматическим процессам массовой гранитизации, складчатости, окончательной консолидации и перехода к платформенному или субплатформенному (для срединных массивов) тектоническому режиму.

5. В качестве главнейших литологических критериев размещения колчеданных и золоторудных месторождений в докембрийских комплексах отмечаются следующие: а) приуроченность к горизонтам черных филлитов, углистых и графитистых сланцев, кварцитов, шунгитов и других пород, первично обогащенных органическим веществом; б) приуроченность к зеленосланцевым и амфиболитовым комплексам метавулканитов и ассоциирующим с ними железистых кварцитов, граувакковых пород, конгломератов, филлитов.

6. Классические представления об эндогенной (гидротермальной) природе рудных концентраций рассматриваемого типа в настоящее время все чаще заменяются концепцией о полигенетическом (диплогенетическом) их происхождении, которая лучшим образом объясняет геологические особенности строения и размещения месторождений, локализуемых в осадочно-метаморфических комплексах докембрия. Эта концепция опирается на новые данные геохимии, свидетельствующие об эндогенном (ювенильном) источнике рудного вещества, но исходит из представления о сингенетичном (осадочном или вулканогенно-осадочном) способе его осаждения в пластах первичных металлоносных пород — предварительных концентраторах металлов. Последующие процессы мобилизации и перераспределения рудного материала при эпигенезе и метаморфизме приводят к образованию залежей, обладающих признаками эпигенетических (жильных) месторождений, однако при этом нередко сохраняются и рудные тела, имеющие согласное залегание и пластовую или линзовидную форму.

7. С позиций концепции о полигенетическом происхождении месторождений золота и цветных металлов в осадочно-метаморфических комплексах докембрия очевидно, что при детальном изучении рудных полей и выявлении закономерностей расположения конкретных рудных тел важная, а зачастую главная роль, сохраняется за структурным контролем. Однако, при региональном анализе размещения месторождений и рудных полей главнейшими являются формационные и литолого-стратиграфические факторы контроля.

ЭПОХИ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ  
БОКСИТОНОСНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И  
ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Попов Ю.Г., Семейкин И.Н., Донцов В.В.,  
Колесников В.А., Тарасов Ю.С.

Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт  
геологии, геофизики и минерального сырья, МГ СССР

В геологической истории юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления неоднократно возникали условия, способствующие химическому выветриванию пород. Свидетельством того являются продукты размыва и переотложения кор выветривания, фиксирующиеся на разных стратиграфических уровнях, от нижнего рифея до неогена включительно. Исследование вещественного состава отложений – выделение в разрезах высокозрелых кварцевых и высокоглиноземистых осадков, карбонатных толщ, проявлений бокситов, аллитов, железных и марганцевых руд, а также остаточных кор выветривания – все это позволило авторам наметить определенные стратиграфические уровни, связанные с процессами развития размыва и переотложения кор химического выветривания и дать их перспективную оценку на бокситоносность.

Нижний рифей. К этому уровню отнесены отложения пурпольской свиты в Патомском нагорье, окуньской в Северном и анайской в Западном Прибайкалье, а также ермосохинской в Присяянье. В составе указанных толщ преобладают высокозрелые осадки: кварцевые песчаники и высокоглиноземистые сланцы. В некоторых участках под нижнерифейскими отложениями сохранились остаточные коры выветривания каолинитового профиля, превращенные в процессе метаморфизма в серицитовые сланцы. В Патомском нагорье с переотложенными продуктами кор выветривания дорифейского возраста связаны проявления метаморфизованных бокситов в виде конкреций, маломощных линз и прослоев диаспоритов, а также пласты железных руд.

Средний рифей. Намечается два стратиграфических уровня, связанных с процессами химического выветривания – в основании среднего рифея и в его средней части. Нижний уровень объединяет отложения джемжуканской свиты в Патомском нагорье, голоустенской в Западном Прибайкалье и течинской в Восточном Присяянье, где известны остаточные продукты выветривания гидрослюдистого состава. Породы, слагающие нижние части среднего рифея, представлены в значительной мере высокозрелыми отложениями: кварцевыми песчаниками, высокоглиноземистыми сланцами и аргиллитами, по химическому составу приближающимися к каолинитовым глинам. Последнее обстоятельство позволяет предполагать, что выветривание в досреднерифейское время достигало каолинитовой стадии.

Верхний уровень соответствует карбонатным отложениям баракунской свиты в Патомском нагорье, удунтуйской в Прибайкалье и олхинской в Присаянье. Карбонатные породы указанных толщ представлены преимущественно углистыми и битуминозными, часто органогенными известняками и углистыми сланцами с горизонтами кварцевых песчаников, фиксирующих континентальные перерывы. В низах удунтуйской и олхинской свит известны высокоглиноземистые аргиллиты, содержащие каолинит. Последнее позволяет предполагать в областях сноса глубокое химическое разложение пород.

**Верхний рифей.** В Патомском нагорье данной эпохе выветривания соответствуют отложения жуинской и ченчинской свит, не имеющие аналогов в Прибайкалье и Присаянье. Отложения указанных толщ представлены преимущественно карбонатными и карбонатно-глинистыми пестроцветными породами с прослоями кварцевых песчаников. Последние фиксируют перерывы в осадконакоплении, которые, кроме того, подчеркиваются пластами рифогенных известняков и доломитов. В верхней половине разреза жуинской свиты по р.Куде в нерастворимом остатке мергелей установлены моногидраты окиси алюминия (диаспор).

**Венд.** Этот уровень объединяет отложения мотской и жербинской свит в Байкало-Саянском обрамлении платформы и их аналоги: боксонскую серию, чатыгойскую и овсянковскую свиты в Восточном Саяне. Первые две свиты представлены терригенно-карбонатными отложениями, в основании которых залегают мономиктовые кварцевые песчаники, перекрывающие местами остаточную кору выветривания. В Восточном Саяне отложения венда представлены карбонатными толщами, среди которых расположены бокситы Боксонского месторождения и Козыревского рудопроявления.

**Нижний кембрий.** На данном уровне процессы выветривания проявлялись в накоплении горизонтов железисто-каолинитовых пород в основании карбонатных отложений хужиртайской (Восточный Саян), тилимской (Витимское плоскогорье) и вктоконской (Южно-Мульский хребет) свит. Кроме этого в глинистом цементе карбонатных брекчий вышеназванных свит присутствует каолинит, а в хужиртайской - примесь свободного глинозема.

**Средний ордовик.** Выделенный уровень соответствует низам кривошуйской свиты, представленным алевролитопесчаными отложениями существенно кварцевого состава с карбонатно-железистым цементом, среди которых встречаются прослойки обломочно-оолитовых шамозит-гематитовых руд. Последние приурочены к районам древних поднятий с остаточной корой выветривания гидрослюдисто-каолинитового профиля.

**Нижний силур.** Данный уровень включает отложения кежемской свиты, представленной в центральной части Иркутского амфитеатра кварцевыми и полевошпаткварцевыми песчаниками, доломитами, аргиллитами и алевролитами. В низах отложений свиты часто встречаются конкреционные железные руды.

**Верхний девон.** Включает отложения баероновской свиты распространенной в Восточном Присаянье. В составе свиты преобладают кварцевые песчаники и алевролиты, в основании свиты залегают кварцевые конгломераты нередко на остаточной коре выветривания.

**Нижний карбон.** Представлен тушамской свитой, распространенной в Приангарье и состоящей из полимиктовых песчаников, алевролитов с подчиненным количеством аргиллитов, конгломератов и седиментационных брекчий. Продукты переотложения кор выветривания слагают нижнюю часть разреза свиты, сложенную кварцевыми песчаниками с каолиновым цементом и горизонтом каолиноподобных глин.

**Нижняя юра.** Доюрская (позднетриасовая) эпохи химического выветривания широко проявилась в южной части Сибирской платформы. Остаточные продукты ее сохранились на ограниченных участках и представлены гидрослюдисто-монтмориллонит-каолиновым материалом с примесью дресвы и обломков материнских пород.

Переотложенные продукты данной коры выветривания выделяются здесь в трошковскую свиту нижнеюрского возраста, с которой связаны высокоглиноземистые аргиллиты, каолиновые глины, содержащие иногда свободный глинозем, кварцевые и ильменитоносные песчаники, минеральные краски.

**Мел.** Меловые отложения развиты в пределах Иркутской области на единичных участках. Они известны на Аягаро-Ленском междуречье (муромцевская свита), где имеют полимиктовый состав.

На Октябрьском железорудном месторождении (бассейн р. Чушки) среди верхнеюрских-нижнемеловых отложений отмечаются глиноземисто-железистые породы с кремневым модулем более I. Последние могут быть связаны с нижнемеловой корой выветривания.

**Палеоген.** Палеоцен-эоценовая эпоха выветривания наиболее широко проявлена в Западном Прибайкалье. На Лено-Киренгском междуречье выявлена латеритная кора выветривания на карбонатно-глинистых породах кембрия. С продуктами переотложения ее связаны небольшие месторождения и проявления гидрослюдистых бокситов и аллитов в основании каменной свиты эоцен-олигоценового возраста.

**Неоген.** Плиоценовая эпоха выветривания имеет площадное распространение на юге Сибирской платформы. Она характеризуется широким развитием ожелезнения, красноцветностью, появлением в составе глинистого материала в качестве примеси каолинита. С плиоценовой корой выветривания и продуктами ее переотложения (байшинская свита) связаны проявления минеральных красок.

Оценивая перспективы бокситоносности отложений всех описанных выше уровней и проведя анализ условий их формирования, авторы в итоге выделяют четыре уровня, с которыми может быть связано накопление бокситов.

Наиболее древним является нижнерифейский уровень, зафиксированный на большой площади и заслуживающий детального изучения, главным образом, в западной части Патомского нагорья, где сосредоточены основные проявления диаспоритов.

Перспективным является также вендский уровень на поиски бокситов геосинклинального типа в карбонатных толщах Восточного Саяна и платформенных бокситов по обрамлению Иркутского амфитеатра. Для последних наиболее интересным представляется район Байкало-Патомского нагорья, где отложения жербинской свиты залегают вблизи глинистых сланцев верхнего протерозоя, являющихся весьма благоприятным субстратом для образования бокситов.

К третьему бокситоносному уровню нами отнесены отложения среднего ордовика. Несмотря на отсутствие здесь прямых признаков бокситоносности, по нашим представлениям, континентальные отложения среднего ордовика, предполагаемые в восточной и северо-восточной окраине Иркутского амфитеатра, могут являться бокситоносными. К западу, в центральной части амфитеатра эти отложения сменяются мелководноморскими терригенными отложениями, содержащими пласты шамозит-гематитовых руд.

Четвертым бокситоносным уровнем являются отложения палеогена, широко развитые в эрозионно-тектонических впадинах Восточного и Западного Прибайкалья. Наиболее перспективным на поиски континентальных бокситов является Западное Прибайкалье (территория Лено-Киренгского междуречья) в поле развития глинистых пород среднего-верхнего кембрия.

## О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ОБШНОСТИ ДРЕВНИХ ФОСФОРИТОВ И ОСАДОЧНЫХ РУД ТРИАДЫ ЭЛЕМЕНТОВ

*Ильин А.В.*

НИИЗарубежгеология, МГ СССР

Железо, марганец и алюминий составляют характерную рудную триаду элементов. Общие закономерности формирования и размещения залежей руд триады выведены в классических работах Н.М.Страхова, которым установлено, в частности, что такие залежи возникают в бассейнах осадконакопления только за счет непосредственной подачи материала с окружающих участков суши. Эти закономерности в полной мере приложимы к древним (рифейско-кембрийским) рудам триады.

Фосфориты, как стало известно за последние годы, широко распространены среди рифейско-кембрийских отложений. Известно также, что древние фосфориты тесно ассоциируют с рудами триады во времени и пространстве. Г.И.Бушинский, В.П.Казаринов, В.Н.Холодов считают, что массовое накопление древних фосфоритов нельзя объяснить с помощью внешних источников фосфора — океанических или вулканогенных. По их представлениям, источники фосфора следует искать также на суше. Намечающаяся таким образом общность источников материала для древних фосфоритов и руд триады удобнее всего проанализировать на примере крупного Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (ХФБ), в котором имеются залежи не только железо-марганцевых руд, что свойственно многим древним фосфоритоносным бассейнам, но и бокситов.

Фосфориты в ХФБ находятся в низах мощной толщи карбонатных пород и принадлежат к кремнисто-карбонатной (долмитовой) формации. В этой же формации заключены залежи руд триады элементов. Фосфоритоносная пачка прослеживается по существу непрерывно на многие десятки километров. Залежи руд триады развиты лишь локально, хотя масштабы этих залежей, как и фосфорито-

вых, весьма велики.

Размещение фосфоритов и руд триады по бассейну в общих чертах сходно. Те и другие формировались во внешних прибортовых зонах бассейна, ширина которых вряд ли превышала 20 км, но не накапливались во внутренних его частях. В то же время участки максимального фосфатонакопления в пределах этих зон заметно смещены к берегу бассейна относительно участков развития руд триады. В силу этого несовпадения в тех участках или разрезах, где встречаются богатые фосфоритовые залежи, нет крупных залежей руд триады и наоборот. Совместно встречаются лишь убогие фосфориты и незначительные по размерам, убогие по содержаниям залежи руд триады.

Фосфоритоносная пачка не обнаруживает непосредственных латеральных переходов к рудам триады. По направлению к осевой зоне бассейна она замещается бесфосфатными карбонатными породами.

Руды триады по содержаниям трех основных рудных компонентов варьируют весьма широко. Среди них нередки разногласия, состоящие практически напело из всех трех компонентов поровну. Соотношения железа и марганца, железа и алюминия меняются в любых пределах. Соотношения алюминия и марганца подчиняются обратной корреляционной зависимости. Руды триады, как правило, слабо фосфористы. Фосфориты в свою очередь, содержат железо, марганец и алюминий лишь в кларковых, либо близких к ним, количествах. Различия в химизме фосфоритов и руд триады подчеркиваются еще тем, что первые в основе своей существенно карбонатны, в то время как вторые — кремнисты.

Таким образом как по размещению в бассейне, так и по положению в разрезе руды триады и фосфориты несколько обособлены друг от друга. Отличны они и по химизму. Характерные признаки фосфоритов и руд триады совмещает в себе так называемая подфосфатная пачка, которая непосредственно подстилает основные пласты фосфоритов. В оптимальном выражении она развита там же, где локализуются богатые фосфоритовые залежи. В составе ее имеются существенно карбонатные породы, резко обогащенные как фосфором (10–12%  $P_2O_5$ ), так и элементами триады. Кроме того непосредственно устанавливаются фациальные переходы пород подфосфатной пачки в руды триады.

В ХФБ, равно как и в других древних бассейнах фосфатонакопления, наряду с фосфоритами формировались руды триады элементов. Те и другие расположены практически в одних и тех же частях разреза. Фосфориты и руды триады локализуются в одних же литолого-фациальных зонах и приурочены к единой кремнисто-карбонатной формации. Известно, что руды триады возникают при спокойном тектоническом режиме, они моноклиматичны и являются надежным индикатором гумидного климата. Несомненно, что в этих же условиях происходило накопление фосфоритов, и что источники для фосфоритов и руд триады были общими.

Крупные масштабы проявлений древних фосфоритов и руд триады и высокая концентрация всех четырех рассматриваемых элементов в этих проявлениях сочетаются с одноактной встречаемостью фосфоритов и руд триады в основании мощного, и во всех прочих отношениях одинакового, разреза карбонатных пород. Отсюда следует допускать наличие больших концентраций фосфора и элементов триады в исходном материале, а также существование каких-то специфических условий, возникших на суче к началу карбонатной седиментации. Оба допущения

реализуются, если исходить из существования на суше древних кор выветривания.

В бассейне седиментации руды триады и фосфориты оказались несколько обособленными друг от друга благодаря различным способам миграции фосфора и элементов триады. Одно из различий состоит, очевидно в том, что фосфор переносился в истинных растворах и, осаждаясь из них, формировал, преимущественно на заключительных стадиях разрушения и перестроения древних кор выветривания, чисто хемогенные однокомпонентные фосфорные руды. Элементы триады мигрировали либо в коллоидных растворах, либо в механических взвешах, чем вероятно и можно объяснить образование руд сложного состава с широкими вариациями всех трех основных компонентов.

### ПЕРВИЧНО-ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ ДОКЕМБРИЯ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ФЛОСИДОВ И ВЕЩЕСТВА РУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

*Кушев В. Г.*

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР

1. Вода активно участвует в гипергенном минералообразовании и осадконакоплении, при этом большие массы ее связываются в конституционной и кристаллизационной формах, остаются в поровых пространствах осадочных толщ и уходят вместе с ними в недра земной коры. Общая масса вод заключенных в коре — в порах пород и химически связанной в минералах — оценивается в  $7 \cdot 10^{17}$  (Wederhorst, 1969), что отвечает половине вод Мирового океана.

Главным аккумулятором воды являются первично-осадочные толщи, которые начинают накапливаться в существенных количествах по мере развития протогеоинклинальных прогибов, т.е. с раннего протерозоя. Главная масса всех подземных вод, участвующих в эндогенных процессах, приходится на первично-седиментационные поровые воды, и предположительно представляют собой остатки той водной среды, где происходило осадконакопление, которая оказалась захороненной вместе с осадками. В областях длительного и устойчивого погружения глубина погружения седиментационных вод оценивается в 10–12 км (Синицын, 1972).

2. Возможность участия метеорных и погребенных с осадками вод в формировании гидротермальных растворов начала обсуждаться сравнительно недавно, после того, как изотопными методами было установлено, что в составе термальных вод современных вулканических областей на долю ювенильной воды приходится не более 5–6%. Разработка гипотезы метеорно-ювенильного происхождения растворов при метасоматозе (Кушев, 1972) привела к выводу, что локальный прогрев вдоль зон глубоких нарушений за счет повышения теплового потока мог приводить к тому, что на сравнительно небольших глубинах в пределах

земной коры (порядка 4–10 км) создавались условия, в которых глубоко проникающие и погребенные (седиментационные) воды сами приобретали характер терм. Вопрос об источнике тепла природных терм является одним из наиболее трудных в любой гипотезе. Однако сопоставления количества тепла (энергии) магматических и вулканических процессов, с одной стороны, и энергии тепловых потоков, с другой – показывают, что в общем балансе последняя играет более важную роль. Кроме этого, горные породы в глубинных гидротермальных системах сами могут служить источниками значительной части тепловой энергии (Эллис, 1965) и обуславливать состав и содержание растворенных компонентов терм. Количество тепла, выделяемое при изменении пород, сопоставимо с теплом, выделяемым (теоретически) остывающими интрузиями, однако этот фактор обычно не принимается во внимание.

Таким образом, первично-осадочные слоистые толщи сами по себе могут служить источником флюидно-водной фазы при метаморфических преобразованиях этих толщ и при формировании метасоматитов вдоль зон нарушений в таких толщах.

3. Как показывают расчеты баланса вещества и особенности химизма пород и отдельных минералов метасоматитов, их образование требует весьма значительного перемещения ряда компонентов. В их число входят элементы, как присутствующие в исходных, подвергавшихся метасоматическим изменениям, породах и входящих в состав главных силикатных и рудных минералов, так и такие, которые в исходных породах практически отсутствуют или содержатся в кларковых количествах. Первые изменяют свои содержания обычно незначительно, испытывая частичное, вероятно, местное перемещение, хотя количество некоторых меняется существенно (натрий и калий – иногда в несколько раз). Рудные компоненты обнаруживают десятикратное, иногда даже стократное обогащение.

Многочисленные эксперименты по взаимодействию перегретых водных флюидов с реальными горными породами приводят к выводу, что заимствование большинства пестротенных и малых элементов метасоматитов происходит из пород фильтра при их взаимодействии с фильтрующимися метасоматическими реагентами (термами); это подтверждается и геологическими наблюдениями. В качестве фильтра, как правило, выступают первично-осадочные в различной степени метаморфизованные породы, которые еще в процессе осадконакопления приобретают определенную металлогеническую специализацию в силу особенностей осадочной дифференциации. Наиболее убедительным доказательством служит совпадение изотопного состава свинца, серы, углерода в рудных метасоматитах и в осадочных горизонтах, залегающих в разрезе метасоматически измененной толщи пород. При низком фоновом содержании конкретного рудного элемента в слоисто-осадочных толщах, метасоматиты также не обнаруживают резко повышенных его концентраций.

4. Металлогеническая специализация метасоматитов тесно связана с общей геохимической эволюцией на протяжении всего геологического развития земной коры. Потенциальная рудоносность отдельных районов определяется в период осадконакопления (четко выраженная осадочная дифференциация начинает проявляться с раннего протерозоя) и усиливается или ослабляется в результате

петрохимической эволюции пород при метаморфизме и ультраметаморфизме. Источником флюидно-водной фазы и рудного вещества большинства метасоматитов обычно служат первично-осадочные слоистые толщи, что может быть проиллюстрировано на примере ряда докембрийских (протерозойских) месторождений.

## ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАК ИСТОЧНИК РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ ГРАНИТОБРАЗОВАНИИ

*Рудник В.А., Беллев Г.М.*

Научно-исследовательский геологический институт, МГ СССР

1. Для докембрийских суперкрупных комплексов в общем случае имеет место смена во времени главнейших генетических типов гранитоидов, выраженная рядом: метаморфогенные → палингенно-анатектические → палингенно-метасоматические → интрузивно-анатектические (реоморфические) → метасоматические. Этому ряду отвечает увеличение интенсивности сопряженных с гранитообразованием метасоматических процессов с расширением спектра вовлеченных в них рудных компонентов. Формационная классификация продуктов гранитообразования и связанных с ним метасоматических процессов отображена в таблице (не приводится).

2. Метаморфогенные и палингенно-анатектические гранитоиды обусловлены наиболее ранним видом сиалического (корового) гранитообразования — метаморфизма и ультраметаморфизма погружения. Метаморфогенное гранитообразование обусловлено особенностями состава метаморфического субстрата изначально кварц-полевошпатового состава, эволюционировавшего в ходе аллохимического метаморфогенного преобразования по пути дегранитизации в процессе повышения степени прогрессивного регионального метаморфизма, оно характерно для всей геологической истории Земли.

Палингенно-анатектическое гранитообразование, свойственное для глубин от 5 до 20 км и имевшее место лишь ранее  $2100 \pm 200$  млн лет, в силу незначительного литостатического давления и высокого содержания в породах воды приводило к образованию больших масс кислых гранитоидных расплавов. Наряду с термическим расширением пород оно являлось одним из главнейших факторов перехода древнейших геосинклинально-складчатых (в том числе про- и прото-; в номенклатуре К.А.Шуркина и Ф.Н.Митрофанова) систем от стадий погружения к стадиям воздымания (предынверсионным) в результате "всплывания" палингенно-анатектических гранитоидов и вмещающих их комплексов в виде гранито-гнейсовых куполов (мигматит-плутонов). Палингенно-анатектическое гранитообразование характеризовалось рядом миграционной подвижности, рассчитанной по методике Ю.К.Буркова,  $Ni, Cr, Ga, Cu, Fe, Ti, V, Mg, Ca, Sr, Ba$ . Причем относительно менее подвижные элементы ( $Ni, Cr, Cu$ ) накапливались в гранитоидах, а более подвижные компоненты ( $Mg, Ca$ ) участвовали

в образовании сопровождающих гранитообразование метасоматических породах состава  $K_2+Ca+Mg$ ,  $Ca+Mg$ ,  $Ca+Mg+Al$ ,  $Ca+Mg+Al+Mn$ ,  $Ca+Mg$ . Повышение в гранитоидных расплавах растворимости воды по мере увеличения литостатического давления в условиях средних глубин могло привести к обеднению ("высушиванию") вмещающих пород уже на уровне эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Дальнейшее же повышение давления приводило к уменьшению растворимости воды в этом расплаве, к его консолидации, дифференциальному выносу щелочей и к формированию зональности эндогенного литогенеза.

Другой особенностью массообмена рассматриваемых типов гранитообразования является дифференциация вещества внутри толщ с усилением контрастности разреза по химическому составу с нарушением текстурной однородности отдельных слоев. Явления гомогенизации вещества играют подчиненную роль и носят, как правило, внутрислойный характер (так называемая неконтрастная базификация слоя), приводя, в частности, к внутрислойному рассеянию рудных элементов в породообразующих минералах при избирательной обогащенности ими отдельных слоев.

Э. Палингенно-метасоматические, интрузивно-анатектические (-реоморфические) и метасоматические гранитоиды - продукты гранитообразования ультраметаморфизма воздымания - развивались в инверсионно-складчатый этап эволюции подвижных областей земной коры в условиях значительного привноса-выноса вещества и притока тепловой энергии в зоны интенсивной тектонической проработки субстрата и сопровождались формированием, в особенности, на малых и средних глубинах генетически с ними связанных продуктов кремне-щелочного метасоматизма. В значительных масштабах рассматриваемое гранитообразование проявилось примерно начиная с  $2900 \pm 200$  млн лет, будучи свойственным всей дальнейшей геологической истории Земли, но наибольшей активности оно достигло на рубеже  $2000 \pm 200$  млн лет, приводя к образованию обширных тел (мигматит-плутонов) палингенно-метасоматических гранитоидов, которые в тектонически наиболее активных участках переходили в интрузивно-анатектические и интрузивно-реоморфические (мигма-плутоны, диапир-плутоны).

Палингенно-метасоматическое гранитообразование развивалось, начиная с термодинамического режима эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в условиях высокой активности щелочей, вполне подвижного поведения воды, дифференциальной подвижности петрогенных элементов и различной активности калия и натрия в зависимости от T-P процесса, а также состава перерабатываемых пород. Для каждой складчатой области палингенно-метасоматическое гранитообразование характеризовалось определенным уровнем глубинности, в пределах которого оно развивалось в процессе гранитизации (уровень формирования мигматит-гранитов и чарнокитов), переходя ближе к дневной поверхности в метасоматическое гранитообразование и кремне-щелочной метасоматоз, а ниже этого уровня - развивалось в процессе дегранитизации, приводившей к смене на глубину зоны формирования мигматит-гранитов зоной чарнокитообразования, а затем эндербитообразования. Образование палингенно-метасоматических гранитоидов мигматит-гранитовой формации сопровождалось возрастанием миграционной подвижности компонентов в ряду:  $Mg, Mn, Ca, Fe, Ti, Sr, Ba, Cu, Ni, Co, Zn$ , т.е. имеет место вынос и рассеяние

таких элементов, как  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$  накапливавшихся в гранитоидах эндербитовой формации. При этом в конечных продуктах палингенно-метасоматического гранитообразования происходило накопление таких элементов, как  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{Be}$ ,  $\text{La}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Rb}$ , но уменьшение содержания  $\text{Na}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Sc}$ ,  $\text{Ti}$ . В ряде случаев выносимые из зоны гранитообразования  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$  и др. элементы концентрировались в сопряженных с ними  $\text{Te-M-Ca}$  метасоматитах (Ли, Ли-Шп, Ро, слюдятовых).

Рудно-геохимическая специализация интрузивно-анатектических гранитоидов имеет много общих черт, с одной стороны, с более ранними палингенно-метасоматическими гранитоидами, с другой, — с более поздними кварц-ортоклаз-плагиоклазовыми метасоматитами. Ряд миграционной подвижности имеет уже вид:

$\text{Cu}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Sr}$ . Повышенная подвижность  $\text{Ca}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Mn}$  находит выражение в образовании магнетитовых и магнетит-флогопитовых руд, а также заметных скоплений  $\text{Mn}$  в форме веридина. По сравнению с образованиями мигматит-гранитовой формации интрузивно-анатектические гранитоиды, представленные главным образом аляскистыми разностями, обогащены  $\text{Sr}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{La}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Mo}$ , и обеднены  $\text{Ba}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Sc}$ ,  $\text{Be}$ ,  $\text{Ag}$ .

Причиной гранитообразования ультраметаморфизма возмущения являлось воздействие как подкоровых растворов, так и, главным образом, вещества и растворов, высвобождавшихся при дегранитизации и дегидратации пород и палингенно-анатектических и палингенно-метасоматических расплавов в зоне гранулитовой фации. Миграционные явления в целом ближнего порядка и выражаются в общем обогащении гранитофильными элементами и в гомогенизации толщи пород с уменьшением контрастности разреза по химическому составу. Гомогенизация минерального вещества имеет как внутрислоевой, так и межслоевой характер. Дифференциация вещества играет подчиненную роль в отношении петрогенных элементов в пределах каждой из формационных зон и по химической сущности представляет собой комплементарную контрастную базификацию, выражающуюся в образовании метасоматических амфиболитов, диопсидовых и диопсид-шпинелевых пород и др. Большое значение дифференциация вещества имела для рудных элементов, перегруппировка которых происходила по пути образования межслоевых рудных скоплений (пластовые залежи магнетитовых, сульфидных, боросиликатных руд и др.).

4. Метасоматические граниты и продукты кремне-щелочного метасоматизма и гранитизации характерны для малых и средних глубин земной коры для всей ее геологической истории, являясь эквивалентом палингенно-метасоматических гранитоидов средних и больших глубин. По мере удаления от очагов палингенно-метасоматического гранитообразования рассматриваемые метасоматические образования характеризуются закономерным изменением состава их продуктов, отраженного в характере типоморфных парагенезисов. При этом на уровне палингенно-метасоматического гранитообразования в условиях переходных от гранулитовой фации к амфиболитовой с кварц-ортоклазовыми метасоматитами связана флогопитовая, магнетитовая, боросиликатная минерализация, титана магнезиальных скарнов, а в условиях амфиболитовой фации — ураново-ториево-редкоземельная минерализация и крупные скопления магнетита и апатита. С

продуктами формации кварц-микроклиновых метасоматитов генетически связана боросиликатная, редкометалльная, слюдяная, сфен-ортит-уранинитовая и ураново-ториево-редкоземельная минерализация. С продуктами формации кварц-альбитовых метасоматитов связано накопление редких элементов и проявление полиметаллической минерализации колчеданного типа, а с наиболее низкотемпературными образованиями кремне-щелочного метасоматизма – с породами формации кварц-адюляровых метасоматитов развита комплексная золото-урановая минерализация.

5. Именно процессы корового гранитообразования, неоднократно проявлявшиеся в пределах одной и той же части литосферы в процессе ее геосинклинально-складчатого (в том числе про- и прото-) развития проводили к увеличению кислотности и щелочности верхних частей земной коры и к повышению содержания в них многих редких и рассеянных элементов, а также и к обеднению щелочами, кремнеземом, летучими и указанными элементами глубинных горизонтов земной коры, приводя к формированию ее зонального строения.

При этом главнейшее значение в формировании зональности земной коры и ее гранитного слоя имело ультраметаморфогенное гранитообразование и связанные и обусловленные им гранитоидный магматизм и диапиризм, а в перераспределении и концентрации рудного вещества – палингенно-метасоматическое и метасоматическое гранитообразование, связанный с ними кремне-щелочной метасоматизм и сопряженная с последним метасоматическая базификация.

6. Результаты анализа геолого-радиологических данных по докембрийским складчатым сооружениям позволили в древнейшей истории Земли выделить 8 тектоно-магматических циклов в интервалах (в млн лет):  $1300 \pm 100$  –  $610 \pm 50$ ,  $(1700-800) \pm 100$ ,  $(2100-1300) \pm 100$ ,  $2500 \pm 100$  –  $1750 \pm 50$ ,  $(3000-2200) \pm 100$ ,  $3400 \pm 200$  –  $2600 \pm 100$ ,  $3700 \pm 200$  –  $3100 \pm 100$ ,  $(4200-3700) \pm 200$ . Этим циклам свойственны: сопряженный характер развития; преобладание в начальные стадии геосинклинального (в том числе про- и прото-) этапа каждого из них основного и среднего вулканизма, а в конечные – кислого; растянутость во времени с широким развитием на фоне доминирующего процесса осложняющих явлений противоположной направленности. Возрастные рубежи циклов фиксируют геологические события планетарного характера и приняты за основу периодизации крупнейших геологических событий и геохронологической шкалы докембрия, с подразделением его на три эры, рубежи между которыми определяются появлением простейшей бактериальной жизни ( $3700 \pm 200$  млн лет) и более высокоорганизованной водорослевой ( $2100 \pm 200$  млн лет).

7. Азойская история развития Земли [ $(4600-3700) \pm 200$  млн лет] характеризовалась накоплением тепловой энергии радиоактивного распада и формированием, начиная с  $4200 \pm 200$  млн лет, земной коры (в условиях нуклеарного режима), которая может быть идентифицирована с протобазальтовым слоем. Рубеж в  $3700 \pm 200$  млн лет может рассматриваться как время сформирования протобазальтового слоя (или протокоры), представленного многокилометровыми покровами типа базальтовой и, в подчиненной степени, липарито-базальтовой формаций, а также продуктами интенсивного хемогенного выветривания, представленными хемогенно-осадочными и хемогенно-остаточными породами, образовавшимися в условиях активной и высокотемпературной гидросферы и атмосферы.

Архезойская история развития Земли [ (3700-2100)<sub>±</sub>200 млн лет ] является историей формирования гранитного слоя и эволюции протобазальтового в результате развития процессов корового гранитообразования и генетически связанных с ним гранитизации, дегранитизации, остаточно-замыкающей базификации, которые углубили начавшееся в аэое формирование зонального строения литосферы. Архезойская эра характеризовалась заложением и развитием древнейших про- и протогейсинклинально-складчатых систем, появлением и развитием простейшей бактериальной органической жизни, кислородной атмосферы, развитием интенсивного выветривания и седиментогенеза, приведшего к формированию вначале существенно кеногенно-перестроенных, а затем терригенных пород. В архезойских про- и протогейсинклинально-складчатых зонах устанавливается неизменная тенденция увеличения со временем, наряду с терригенным седиментогенезом, роли гранитоидного вулканизма, корового гранитообразования метаморфизма и ультраметаморфизма погружения и сменявшего их в инверсионно-складчатые этапы гранитообразования ультраметаморфизма воздымания и кремне-щелочного метасоматизма в результате перемещения очагов магмообразования в область сформировавшегося гранитного слоя из нижезалегающего протобазальтового. Рубеж в 2100±200 млн лет может рассматриваться как время формирования гранитного слоя земной коры, превращения протобазальтового в базальтовый в результате удаления из него в область вышерасположенного гранитного слоя гранитоидных расплавов, а также и в результате развития в пределах земной коры, вернее нижних ее частей, процессов дегранитизации и остаточно-замыкающей базификации.

Протерозойская история развития Земли [ 2100±200 - 610±50 млн лет ] , также как и фанерозойская [ 610±50 - 0 млн лет ] может рассматриваться как история эволюции гранитного и базальтового слоев, заключающаяся как в стабилизации этих слоев, так и в увеличении и уменьшении их мощности. Протерозойская эра характеризовалась заложением и развитием геосинклинально-складчатых систем, эоплатформенных и собственно платформенных структур, орогенного режима и высокоорганизованной водорослевой жизни.

ОБ ИСТОЧНИКАХ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

*Прусс А. К.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья,  
МГ СССР

1. Наиболее вероятными источниками вещества типичных для докембрия месторождений (железа, никеля, меди, циркония, редких земель, урана) могли являться первичные осадочные концентрации, рассеянные (акцессорные) элементы, магматические очаги и глубинные зоны Земли. Существующие в настоящее время гипотезы о рудообразовании, особенно о гидротермальном рудообразовании, заставляют принять тезис о полигенности (гетерогенности) рудного вещества, о возможности накопления руд даже отдельного месторождения путем привноса металла как ювенильными, так и метаморфическими и даже вадозными водами глубокой циркуляции. Задача состоит в том, чтобы установить долю участия каждого из возможных источников, каждого агента рудообразования.

2. Сравнительно просто решается вопрос об источниках металла для медно-никелевых и железорудных месторождений. В первом случае это магматический очаг, создавший продукты дифференциации мета- и ультрабазитов. Во втором — это специфические кремнисто-железисто-глинистые осадки различных частей почти пресного морского бассейна в условиях богатой углекислотой атмосферы или же кремнисто-железисто-вулканогенные отложения типа подводных излияний. Концентрации богатых (50–75%) маритовых, гидрогематитовых, сидерито-маритовых и т.п. руд, несмотря на разную трактовку механизма их формирования, имели источником первично-осадочные железистые кварциты разного типа. Однако, для магнетитовых, гематито-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых руд необходимо признавать также вынос железа при гранитизации железосодержащих толщ, но концентрационный перенос его постгранитизационными растворами ограничивается только толщами первично-осадочных железистых кварцитов и их чередования с вмещающими породами. На останках других метаморфических пород, а также на гранитоидах концентраций руд не отмечается.

3. Для циркониевых и редкоземельных концентраций отчетливо выражено по меньшей мере два источника — рассеянные элементы в толще пород и привнос их при образовании гранитоидов или щелочных пород. При метаморфизме и на ранних стадиях ультраметаморфизма (гнейсификации) проявляется собирательная кристаллизация, а в ходе эволюции метаморфизирующих флюидов существенно меняется характер акцессорных минералов. При преобразовании мигматитов (особенно гранулятовой фаэли) в аплит-пегматоидные граниты монацит, например, вначале сменяется ортитом и торитом, а затем ксенотимом. Таким образом цериновая группа редкоземельных элементов уступает место иттриевой, причем в т. называемых зонах биотитизации, образующихся на контакте с пегматоидами,

накапливаются монацит, тулийсодержащий ксенотим и урановые минералы. В ходе натрового метасоматоза (мариполитизации), сопровождающего образование щелочных сиенитов Приазовья, цирконь, сформировавшаяся в результате собирательной кристаллизации в амфиболовых микросиенитах, продолжила являться центрами метасоматического нарастания. Облик цирконов свидетельствует о явном привносе циркония постмагматическими растворами. Аналогичный привнос наблюдается в виде малаконовых концентраций в постгранитизационных щелочных метасоматитах других районов.

4. Наиболее многообразны источники урановых концентраций. Даже для случаев наиболее простых образований (золото-ураносодержащих конгломератов), которые имеют ярко выраженное седиментационное происхождение, наряду с обломочным золотом, уранинитом и первичными сульфидами отмечаются новообразования настурана, тухолита и т.п. Для гидротермальных концентраций урана необходимо допускать участие по меньшей мере трех источников - первично-осадочных концентраций в виде золото-урановых конгломератов или углистых сланцев, аксессуарных минералов типа монацита и ортита, а также привноса гранитизирующими флюидами. Поскольку все гидротермальные концентрации урана формируются после образования гранитоидов по метасоматизированным и катаклазированным их разностям, они являются постгранитизационными. Следовательно, эти концентрации имеют своим источником металл, поступивший в гранитизирующий флюид и не израсходованный полностью, при формировании гранитов и метасоматитов по ним.

5. На основе баланса важнейших рудных элементов в ходе гранитизации (табл. I) определено удельное значение каждого из возможных источников радиоэлементов. Анализ изменения содержания урана в конгломератах, углистых сланцах и аксессуарных минералах (монацита) гнейсов при их гранитизации дает основание считать, что:

- в процессе гранитизации осадочных концентраций в состав гранитизирующих флюидов переходит до 80-90% первоначального количества урана,
- при эволюции аксессуарных минералов до 70% урана приобретают подвижное состояние (в отличие от тория, количество которого в связанном виде удваивается),
- в целом общее содержание радиоэлементов существенно увеличивается.

Сопоставление количества отдельных элементов на  $100 \text{ м}^3$  негранитизированных пород, соотношение разновидностей которых принято по реальному разрезу, и аналогичного количества для  $100 \text{ м}^3$  толщ гранитизированных пород (с учетом останцов метаморфических пород и различных видов гранитов) по реальной площади в  $5,4 \text{ тыс км}^2$  показало, что в ходе гранитизации количество калия возросло в 2,4 раза, тория - в 5 раз, урана - в 2,9 раза. Последовательное вычитание металла, заключавшегося в осадочных концентрациях при самой оптимальной удельной роли их в первоначальном разрезе и металла, рассеянного в других породах, приводит к выводу, что 50-60% урана привнесено при гранитизации, 30-35% перераспределено за счет аксессуариев и других рассеянных форм и менее 15% урана поступило за счет первично-осадочных концентраций. Очевидно, такое же соотношение сохранилось и в постгранитизационном растворе, поскольку в гранитизирующем флюиде металл приобрел однообразно-подвижный облик.

Таблица I

Баланс важнейших элементов при гранитизации осадочно-вулканогенных пород

| Имя породы                                   | Количество металла до гранитизации |                               |                  |       |                   |       |                  |       |              |       | Количество металла после гранитизации |       |                      |                               |                  |       |                   |       |                  |         |              |           |              |          |
|--|------------------------------------|-------------------------------|------------------|-------|-------------------|-------|------------------|-------|--------------|-------|---------------------------------------|-------|----------------------|-------------------------------|------------------|-------|-------------------|-------|------------------|---------|--------------|-----------|--------------|----------|
|  | Объем м <sup>3</sup>               | Объемный вес т/м <sup>3</sup> | SiO <sub>2</sub> |       | Na <sub>2</sub> O |       | K <sub>2</sub> O |       | Th           |       | U                                     |       | Объем м <sup>3</sup> | Объемный вес т/м <sup>3</sup> | SiO <sub>2</sub> |       | Na <sub>2</sub> O |       | K <sub>2</sub> O |         | Th           |           | U            |          |
|  |                                    |                               | Заключено т      |       | Заключено т       |       | Заключено т      |       | Заключено кг |       | Заключено кг                          |       |                      |                               | Заключено т      |       | Заключено т       |       | Заключено т      |         | Заключено кг |           | Заключено кг |          |
|  |                                    |                               | в Ит породах     | всего | в Ит породах      | всего | в Ит породах     | всего | в Ит породах | всего | в Ит породах                          | всего |                      |                               | в Ит породах     | всего | в Ит породах      | всего | в Ит породах     | всего   | в Ит породах | всего     | в Ит породах | всего    |
| Квадраты, кварциты                           | 7                                  | 2,41                          | 0,97             | 16,4  | 0,004             | 0,07  | 0,002            | 0,08  | 0,012        | 0,20  | 0,002                                 | 0,084 | I                    | 2,41                          | 0,97             | 2,89  | 0,004             | 0,01  | 0,002            | 0,005   | 0,012        | 0,029     | 0,002        | 0,005    |
| Ультрабазиты, амфиболиты, амфиболовые гнейсы | 42                                 | 2,95                          | 0,58             | 65,7  | 0,028             | 3,47  | 0,01             | 1,24  | 0,012        | 1,24  | 0,002                                 | 0,248 | 6                    | 2,95                          | 0,58             | 9,10  | 0,028             | 0,48  | 0,010            | 0,170   | 0,012        | 0,206     | 0,002        | 0,084    |
| Биотитовые и графит-биотитовые гнейсы        | 44                                 | 2,66                          | 0,65             | 76,0  | 0,039             | 4,37  | 0,02             | 2,34  | 0,012        | 1,40  | 0,002                                 | 0,244 | 2                    | 2,66                          | 0,65             | 8,56  | 0,039             | 0,21  | 0,020            | 0,110   | 0,012        | 0,064     | 0,002        | 0,010    |
| Железистые кварциты                          | 1                                  | 3,16                          | 0,45             | 1,42  | 0,004             | 0,001 | 0,001            | 0,001 | 0,012        | 0,05  | 0,002                                 | 0,006 | 0,5                  | 3,32                          | 0,45             | 0,75  | 0,004             | 0,007 | 0,001            | 0,002   | 0,012        | 0,020     | 0,002        | 0,008    |
| Известняки, мергели                          | 6                                  | 2,89                          | 0,34             | 5,90  | 0,01              | 0,174 | -                | -     | 0,012        | 0,21  | 0,002                                 | 0,036 | 0,5                  | 2,89                          | 0,34             | 0,48  | 0,010             | 0,015 | -                | -       | 0,012        | 0,017     | 0,002        | 0,002    |
| Чернониты                                    | -                                  | -                             | -                | -     | -                 | -     | -                | -     | -            | -     | -                                     | -     | 20                   | 2,76                          | 0,69             | 38,2  | 0,031             | 1,710 | 0,020            | 1,101   | 0,030        | 1,660     | 0,004        | 0,221    |
| Полимиты                                     | -                                  | -                             | -                | -     | -                 | -     | -                | -     | -            | -     | -                                     | -     | 29                   | 2,61                          | 0,70             | 53,0  | 0,034             | 2,580 | 0,038            | 2,880   | 0,030        | 2,270     | 0,004        | 0,309    |
| Микроклин-плагиоклазовые граниты             | -                                  | -                             | -                | -     | -                 | -     | -                | -     | -            | -     | -                                     | -     | II                   | 2,65                          | 0,71             | 20,7  | 0,031             | 0,950 | 0,049            | 1,430   | 0,058        | 1,690     | 0,012        | 0,350    |
| Микроклиновые граниты                        | -                                  | -                             | -                | -     | -                 | -     | -                | -     | -            | -     | -                                     | -     | 6                    | 2,61                          | 0,73             | 11,45 | 0,029             | 0,460 | 0,042            | 0,660   | 1,143        | 2,240     | 0,008        | 1,126    |
| Аплит-погметоидные граниты                   | -                                  | -                             | -                | -     | -                 | -     | -                | -     | -            | -     | -                                     | -     | 22                   | 2,67                          | 0,71             | 11,80 | 0,029             | 1,710 | 0,040            | 2,350   | 0,143        | 8,400     | 0,008        | 0,472    |
| Итого:                                       | 100                                |                               |                  | 165,8 |                   | 8,29  |                  | 3,61  |              | 30,8  |                                       | 0,55  | 100                  |                               |                  | 164,8 |                   | 8,28  |                  | 8,81    |              | 16,75     |              | 1,587    |
| Резицы:                                      |                                    |                               |                  |       |                   |       |                  |       |              |       |                                       |       |                      |                               |                  | ±0    |                   | ±0    |                  | + 5,2 т |              | +12,67 кг |              | +0,98 кг |

## ИСТОЧНИКИ СЕРЫ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ И СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ

Гриненко А.Н., Гриненко В.А.

Московский Государственный университет им. М.В.Ломоносова,  
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского  
АН СССР, Москва

Наибольшее по масштабам и величине фракционирование изотопов серы происходит при бактериальной редукции сульфатов, когда в образующийся сероводород переходит преимущественно изотоп  $S^{32}$ , а в остаточном сульфате накапливается  $S^{34}$ . Разделение изотопов серы при круговороте ее в осадочном цикле сказывается и при дальнейшем преобразовании осадочного материала. Бактериальная редукция сульфатов, приведшая к разделению изотопов серы в глобальном масштабе, началась в протерозое. В осадочных породах возраста 2 млрд. лет и моложе наблюдаются сульфиды и сульфаты, прошедшие бактериальный цикл. Масштаб разделения изотопов со временем менялся незначительно.

Процесс метаморфизма, сопровождающийся частичным разложением сульфидов и растворением сульфатов, приводит к небольшому разделению изотопов серы. Как показали эксперименты, при частичном разложении сульфидов под действием паров воды неразложившийся сульфид несколько обогащается изотопом  $S^{32}$  а летучая фаза — изотопом  $S^{34}$ . Коэффициент разделения не превышает 1,004. Значительное разделение изотопов может происходить при температурах выше  $200^{\circ}C$  при изменении окислительно-восстановительного потенциала среды, когда образуются восстановленные и окисленные соединения серы, и изотопы между ними перераспределяются, согласно термодинамическому изотопному эффекту. Однако суммарная сера окисленных и восстановленных форм не должна существенно отличаться по изотопному составу от соединений, подвергшихся разложению. Поэтому древние осадочные образования, испытавшие метаморфизм, несут изотопную метку, приобретенную в осадочном процессе.

Рассмотрение сульфидных залежей, залегающих в докембрийских породах, показывает, что они чрезвычайно разнообразны по изотопному составу серы. Большинство колчеданных и колчеданно-полуметаллических залежей Карелии, Финляндии, Швеции и Канады имеют близкий к метеоритному и однородный изотопный состав серы, что, по-видимому, указывает на генетически единый глубокий ее источник.

Наряду с этим, в докембрийских метаморфизованных породах наблюдаются залежи сульфидных руд, сера которых существенно обогащена тяжелым изотопом  $S^{34}$  до 10–15%, при довольно небольшом диапазоне вариаций изотопных отношений. (Майнт Айза, Австралия, Виханги, Финляндия, Шахбад, Индия). Это указывает на замещение серы осадочных образований и достаточно хорошую ее гомогенизацию в магматическом источнике или высокотемпературном процессе.

Среди сульфидных тел в докембрийских толщах есть также такие, изотопный состав серы которых показывает значительные вариации при обогащении легким изотопом  $S^{32}$ , что свидетельствует о биогенной природе сульфидов. Примерами таких образований являются оолитовые пиритовые руды Мулдусельгского рудопроявления в Карелии, пиритовые залежи Адирондак в Америке.

Сульфиды в черных графитистых сланцах, широко распространенных среди докембрийских образований, показывают широкую дисперсию изотопного состава серы при обогащении как изотопом  $S^{32}$ , так и  $S^{34}$ , что указывает на биогенный источник серы.

Докембрийские граниты нередко содержат серу, существенно отличающуюся от метеоритного уровня при аномальном обогащении или легким или тяжелым ее изотопом. Так, граниты рапакиви имеют значение  $\delta S^{34}$  до  $-14,3\%$ , а граниты в районе Оуткумпу до  $+28,7\%$ . Эти данные свидетельствуют об образовании гранитов в процессе гранитизации осадочных толщ.

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОБИЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССАХ МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТИЗАЦИИ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

*Апельцин Ф.Р., Якушин Л.Н.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья, МГ СССР

Обсуждаемые в докладе особенности перераспределения и мобилизации различных редкометаллических элементов (ниобия, тантала, редкоземельных элементов, пиркония, олова и др.) относятся к локальным полям северной части Уралтауского антиклинария, в котором доордовикские осадочно-вулканогенные породы испытали в течение палеозоя последовательные процессы прогрессивного метаморфизма (в условиях амфиболитовой или более высокой ступени), сопутствующей палингенной гранитизации, диафтореза, завершающего его щелочного метасоматоза и поздней (повторной) гранитизации.

Ранние этапы эволюции состава доордовикских осадочно-вулканогенных отложений от позднего (верхнепалеозойского) этапа гранитизации отделяет период в несколько сот миллионов лет.

В этом периоде условно можно наметить три рубежа смены минеральных парагенезисов исходных осадочно-вулканогенных пород и перераспределения заключенных в них рассеянных рудных элементов:

1. Прогрессивный метаморфизм отложений и изофациальная с ним палингенная гранитизация;
2. Диафторез в условиях зеленосланцевой (местами глаукофановой) фации;
3. Щелочной метасоматоз (в пределах локальных тектонических зон) и сопутствующая ему поздняя гранитизация.

Решающим фактором смены минеральных парагенезисов выступает изменение внешних параметров системы, связанное с последовательным воздыманием и денудацией антиклинория (в условиях геосинклинального режима развития уралов), что вызвало постепенное снижение давления на твердые фазы горных пород и увеличение внутрипорового давления растворов.

Минеральные парагенезисы стадии диафтореза отличаются от предшествующих им парагенезисов стадии прогрессивного метаморфизма появлением минералов, концентрирующих кислотные летучие компоненты (воду, фтор, фосфор, бор), что могло происходить в условиях притока тепла, так как вхождение перечисленных летучих в структуры силикатов возможно при эндотермическом течении реакций минералообразования. Активность же указанных летучих должна была возрастать по мере снижения внешнего давления. Наиболее поздние минеральные парагенезисы этапа щелочного метасоматоза и гранитизации в локальных зонах наименьшего внешнего давления (вдоль обновленных разломов) следует рассматривать в качестве естественного стремления системы к выравниванию основности.

Появление новых минеральных парагенезисов в исходных осадочно-вулканогенных породах (в отмеченные выше рубежи) является, таким образом, следствием соответствующих изменений термодинамического и физико-химического состояния системы, или, в конечном счете, изменения тектонического режима воздымающегося участка земной коры.

На каждом из отмеченных рубежей эволюции состава исходных осадочно-вулканогенных пород фиксируется отчетливое изменение уровней концентрации и количественных соотношений ряда рудных элементов-примесей.

Реликтовые образования стадии прогрессивного метаморфизма нередко выделяются повышенными (почти на порядок по отношению к кларкам различных элементов в соответствующих породах) содержаниями ряда редких элементов  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{TR}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Sn}$  и др. Законы распределения их в указанных породах обычно сложные (нормально-логнормальные), что связано с вхождением их как в акцессорные (сфен, ильменит), так и породообразующие минералы.

Характерны выдержанные индикаторные отношения между определяемыми редкими элементами:  $\text{Ta}:\text{Nb} = 1:2 - 1:4$ ;  $\Sigma \text{TR}_{\text{Ce}}:\Sigma \text{TR}_{\text{Y}} = 1:1 - 2:1$ .

В различных по составу сланцах стадии диафтореза (с некоторой степенью проявления щелочного метасоматоза) содержания упомянутых элементов-примесей возрастает еще в 2-3 раза. Распределение их приближается к нормальному закону, в связи с преимущественно изоморфным вхождением их в породообразующие минералы — водосодержащие железомagneзиальные силикаты (главным образом, слюды), частично минералы группы эпидота и др. Индикаторные отношения между элементами-примесями при этом изменяются следующим образом:

$\text{Ta}:\text{Nb} = 1:3 - 1:6$ ;  $\Sigma \text{TR}_{\text{Ce}}:\text{TR}_{\text{Y}} = 1:5 - 1:8$ .

Наконец, наиболее поздние минеральные парагенезисы стадии щелочного метасоматоза и сопутствующей гранитизации, проявленные в локальных зонах развития щелочно-полевшпатовых метасоматитов (сохраняющих реликтовые текстуры окружающего сланцевого субстрата), выделяются максимальной концентрацией упомянутых редких элементов, на два и более порядков, превышающей их кларки. Распределение их становится преимущественно логнормальным, в связи с их вхождением (на 80-90%) в собственные минеральные формы — различные

тантало-ниобаты, циркон, касситерит и др.

Индикаторные отношения между редкими элементами при этом вновь изменяются:  $Ta : Nb = 1:8 - 1:10$ ;  $\Sigma TR_{Ce} : \Sigma TR_{Y} = 1:15 - 1:20$ .

Отмеченную предельную концентрацию рудных элементов в локальных ореолах щелочно-полевошпатовых метасоматитов нет оснований связывать с привнесом их глубинными эманациями. Такие ореолы четко оконтурены по простиранию и на глубину, сменяясь ореолом минеральных парагенезисов (и соответствующего уровня концентрации редких элементов) флюоридов, а еще далее на периферии и глубине соответствующими ореолами сланцев прогрессивной стадии метаморфизма.

Все это дает основание рассматривать локальные ореолы развития процессов флюоридизации, последующего щелочного метасоматоза и сопутствующей гранитизации в качестве потенциально благоприятных для перераспределения и мобилизации рассеянных рудных элементов в пределах определенных объемов исходных осадочно-вулканогенных пород, в ходе сложной и длительной метаморфической эволюции участков коры континентального типа.

## О ПРИРОДЕ НАКОПЛЕНИЯ ЛИТИЯ В ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ, ВМЕЩАЮЩИХ ЛИТИЕВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

*Заседателев А.М.*

Геологический институт АН СССР

Накопление лития в пределах сотых и десятых долей процента в породах, вмещающих литиевые пегматиты, явление давно известное и, по-видимому, широко распространенное (Ферман, Солодов, Слупнев, Никитин, Kzatz ). Оно обычно связывается с выносом лития из пегматитов или с метасоматическим привнесом лития во вмещающие породы постмагматическими пневматолитами и гидротермами.

Такое мнение, однако, основано на изучении распределения лития лишь в узкой экзоконтактной зоне пегматитов и в недостаточно полной мере учитывает первоначальные геологические условия формирования пород.

Исследование распределения лития по всей толще первично-осадочных пород, среди которых залегают пегматиты, проведенное нами в одном из районов Советского Союза и рассматриваемое в настоящем сообщении, позволяет на количественной основе выявить и другие возможные пути накопления лития а также наметить возможную генетическую связь между вмещающими породами и пегматитами.

Обогащенные литием, метаморфические первично-осадочные породы докембрийского возраста, слагают линзу, мощностью около 1500 м, согласно залегающую между гнейсами и гранито-гнейсами и падающую под углом в  $60^\circ$  на северо-восток. Литиевые пегматиты в них образуют вытянутые вдоль простирания породы жилы, падение которых направлено на юго-запад под углом в  $45^\circ$ .

Метаморфические породы представлены серией мелких быстро выклинивающихся линзовидных и пластообразных тел, сложенных параанортозитами, крупнозернистыми амфибол-полевошпатовыми породами, параамфиболитами и кварц-хлорит-полевошпатовыми сланцами с подчиненным количеством биотитовых и роговообманковых гнейсов. До процесса развития регионального метаморфизма они, по-видимому, принадлежали мергелистым и песчано-глинистым осадкам с примесью туфогенного материала, отложенных в мелководном бассейне.

Содержания лития в породах колеблются в пределах сотых и десятых долей процента, и в среднем по участку с пегматитовыми жилами составляет 0,041% (199 анализов) а за пределами его в изученной части линзы метаморфических пород 0,031% (60 анализов). В окружающих гнейсах и гранито-гнейсах содержания лития значительно ниже (0,003-0,009% по 40 анализам).

Участки с наиболее высокими концентрациями лития чаще всего встречаются в верхних частях стратиграфического разреза в виде небольших, обогащенных гольмквиститом (литиевая роговая обманка) и литийсодержащим биотитом, согласно залегающих пропластков или гнезд, которые пересекаются пегматитовыми жилами и, следовательно, по времени образования являются более ранними, чем последние. Пржилки с этими же минералами имеют резко подчиненное значение.

Высокие концентрации лития в метаморфизованных осадочных породах значительно превышают кларк осадочных пород, равный для глин 0,006% лития. Несложным расчетом можно убедиться, что в приповерхностном слое, глубиной в 1 м, для покрытия разницы в количестве лития между его содержанием в породах и кларковым при предположении выноса лития из пегматитов, в последних должно было бы быть почти в 2 раза больше лития, если учитывать только породы, находящиеся непосредственно на участке пегматитового поля, и почти в 4 раза, если учитывать и породы, прилегающие к пегматитовому полю в пределах изученной части линзы метаморфических пород.

Вынос лития из пегматитов в подобных размерах не подтверждается, так как в пегматитовых жилах измененный ополуден (основной литиевый минерал в них) и продукты его разрушения встречаются в весьма ограниченных количествах. Кроме того, такое предположение противоречит геологическим наблюдениям о более раннем возникновении основной массы участков с высокой концентрацией лития в метаморфических породах по сравнению с пегматитами.

Вряд ли также можно предполагать, что высокие концентрации лития в метаморфических породах могут быть связанными с процессами постпегматического метасоматоза при привносе его гидротермами и пневмолитами, принимая во внимание преимущественно линзообразную форму, обогащенных литием, участков, небольшие близкие к кларкам содержания лития в гнейсовых толщах, окружающих комплекс метаморфических пород, и отсутствие в контактах последних литиевых магматических интрузий.

Скорее всего, по-видимому, накопление лития в метаморфических породах осуществлялось сингенетично с древним осадкообразованием с привносом лития в мелководный засоляющийся бассейн подземными водами и сорбцией его глинистой фракцией осадка, аналогично тому как это наблюдается в современных и третичных отложениях (озеро Сёрлз, гекторитовые глины месторождения Гектор в США, Цайдамская впадина в Китае, ряд озер в Средней Азии).

Это предположение, опирающееся на геологические особенности пород и характер распределения в них лития, подкрепляется прямой корреляцией лития с алюминием и намечающейся прямой корреляцией высоких содержаний лития с магнием и железом при одновременном наивысшем накоплении рубидия и цезия в обогащенных литием местах а также присутствием участков с повышенными концентрациями бора (турмалин), накопление которого в процессах осадкообразования в основном обычно связано с привнесом бора минерализованными подземными водами в бассейны аридных или близких к ним климатических зон.

Указанные представления подводят нас к предположению, что сами литиевые пегматиты, находящиеся среди осадочных пород с высокими геохимическими ореолами лития, могут иметь метаморфогенное происхождение, аналогично другим типам редкометалльных пегматитов, в отношении которых подобные взгляды высказывались Д.П.Сердюченко и другими исследователями.

Количественная проверка возможности метаморфогенного происхождения литиевых пегматитов за счет переотложения лития из вмещающих пород на площади пегматитового поля в объеме на 1 м углубки, показывает, что во вмещающих породах первоначальная концентрация лития должна была бы составлять около 0,080%, т.е. являться вполне реальной величиной, схожей с концентрацией лития в некоторых современных и третичных осадках.

По-видимому, изучение геологических условий первичного образования пород, вмещающих редкометалльные пегматиты, и распределения в них редких элементов может иметь большое значение для выяснения генезиса пегматитов.

#### ПРОБЛЕМА ДОКЕМБРИЙСКИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

*Метелкина М.П., Прокопчук Б.И.,  
Суходольская О.В., Францессон Е.В.*

Научно-исследовательский горноразведочный институт цветных,  
редких и благородных металлов, МГ СССР

1. В ряде регионов мира давно известны и эксплуатируются алмазonoсные месторождения докембрийского возраста. На их долю приходится около 12% мировой добычи алмазов зарубежных стран.

Авторами предпринята попытка проанализировать материал по докембрийским алмазonoсным формациям мира для выявления их при определении перспектив алмазonoсности отдельных регионов Советского Союза.

2. К докембрийским алмазonoсным провинциям относятся Южно-Африканская, Ганская, Гвьянская, Бразильская, Индийская, Западно-Австралийская. Они характеризуются рядом общих особенностей, обусловленных историей развития тектонических структур докембрийского фундамента. Все они приурочены к наиболее древним участкам докембрийских платформ, расположенным близ катархейских или архейских ядер, которые оставались устойчивыми в ранние периоды

тектонической активности. Кристаллический фундамент этих участков представляет собой древний остаточный блок архейско-нижне-протерозойского возраста.

Древнейшие терригенные образования, содержащие алмазы, как правило, тяготеют к основанию верхнего структурного этажа докембрийских платформ, к низам протерозойского (а иногда архейского) платформенного чехла.

3. Для алмазов всех докембрийских провинций нами установлены общие типоморфные признаки древности:

1) зеленая окраска различных тонов и интенсивности, наблюдаемая в поверхностном слое кристалла в виде тонкой оболочки или пятен пигментации; 2) присутствие в месторождениях карбонадо; 3) контрастность размеров кристаллов – отдельные редкие находки очень крупных алмазов ювелирного качества на фоне небольшого среднего веса кристаллов в целом; 4) преобладание округлых кристаллов ромбододекаэдрического и октаэдрического габитусов, а также повышенное содержание кубических кристаллов; 5) следы значительного механического износа на кристаллах.

4. Наиболее достоверными и пока единственными докембрийскими материнскими алмазоносными породами являются так называемые филлиты Бразилии, которые известны в штате Минас-Жеранс, в области Дламантина. Во всех филлитовых месторождениях кимберлитовые минералы не встречены. От кимберлитов описанные породы отличаются более высоким содержанием кремниевой кислоты, глинозема, низким содержанием магния, пониженным содержанием титана.

5. Докембрийские алмазоносные провинции характеризуются специфическим набором минералов-спутников. Среди них отсутствуют обычные парагенетические спутники алмаза. "Древние" алмазы сопровождаются в основном комплексом наиболее устойчивых к переносу и химически инертных минералов, сопутствующих алмазу в ходе многократного перетотложения.

6. Анализ материалов по древним алмазоносным формациям мира и сопоставление выявленных особенностей этих формаций с докембрийскими конгломератами Советского Союза в районах распространения алмазов с признаками древности свидетельствует об актуальности проблемы докембрийской алмазоносности для Советского Союза. При ее разработке в первую очередь необходимо обратить внимание на конгломераты северо-востока Сибирской платформы и Урала, которые по ряду характерных признаков наиболее близки известным алмазоносным докембрийским формациям мира.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ФОРМАЦИИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ  
КОНГЛОМЕРАТОВ

*Дементьев П.К., Модников И.С., Безубов А.И.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья,  
МГ СССР

Среди всего многообразия металлоносных конгломератов в практическом отношении наибольший интерес представляют докембрийские кварцевые пиритсодержащие конгломераты, так как именно с конгломератами этого типа связаны такие крупнейшие месторождения как Витватерсранд и Блайнд Ривер. Подобные конгломераты пользуются значительным распространением в Канаде (Онтарио), в Южной Африке (Претория, Трансвааль), на Украине, в Бразилии и в некоторых других районах мира. Несмотря на большую пространственную разобщенность, оруденелые конгломераты и вмещающие их толщи весьма сходны как по своим геологическим, так и минералого-геохимическим особенностям, а области их развития характеризуются многими общими важными чертами геологического строения.

Докембрийским металлоносным конгломератам посвящены многочисленные работы, однако общие закономерности размещения вмещающих их формаций остаются не рассмотренными.

Формация металлоносных конгломератов сложена обычно мощной (сотни — тысячи метров) толщей терригенных олигомиктовых пород существенно кварцевого состава. Резко преобладающим развитием пользуются кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники и кварциты с подчиненными прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов, реже сланцев. Метаморфизм пород, как правило, не выше фазы зеленых сланцев. Вариации в мощности, составе и строении формации обусловлены отличиями в ее тектонической позиции. Формация металлоносных конгломератов наиболее широко распространена в основании нижнего протерозоя, значительно реже встречается в более высоких стратиграфических подразделениях докембрия и совершенно неизвестна среди образований, архейский возраст которых не вызывает сомнений. Подобно формации железистых кварцитов она является характерной докембрийской формацией и занимает особое и вполне определенное место в истории геологического развития древних щитов.

Формация металлоносных конгломератов залегает в основании второго структурного этажа докембрия древних щитов. Породы первого структурного этажа представлены различными гранитоидами и подчиненными им осадочными и вулканогенными породами, которые сильно метаморфизованы и превращены в разнообразные кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты.

Во всех районах накоплению формаций металлоносных конгломератов предшествовала глубокая гранитизация, захватившая огромные площади. В результате гранитизации мощные толщи вулканогенно-осадочных образований геосинклинального типа были превращены в гранито-гнейсы, мигматиты и гранитоиды, среди которых породы первичного субстрата сохранились лишь в виде ксенолитов и отдельных узких полос. Для архейских образований первого структурного этапа характерны валоподобные и купольные структуры, ядра которых обычно сложены гранитоидами и мигматитами, в то время как полосы и крупные останцы метаморфических вулканогенно-осадочных пород располагаются в межкупольных пространствах, обычно окаймляя купольные структуры.

Гранитизация в районах распространения формаций металлоносных конгломератов завершилась к началу протерозоя на рубеже около 2700 млн. лет, когда произошла тектоническая стабилизация этих районов и они перешли к устойчивому платформенному режиму развития. Однако она не проявилась везде одновременно и в один этап.

Стабилизация тектонических условий способствовала широкому развитию кор выветривания и накоплению впоследствии олигомиктовых существенно кварцевых толщ. Длительное выветривание привело также к мобилизации металлов из пород субстрата.

Накопление формаций металлоносных конгломератов, связано с тектонической активизацией, проявившейся в образовании в теле ранее консолидированной области крупных прогибов геосинклинального типа. В отличие от типичных геосинклиналией эти прогибы скорее всего не были расчленены внутренними поднятиями или они играли незначительную роль. Об этом свидетельствует закономерное и постепенное изменение состава выполняющих их формаций. Эти специфические структуры, образовавшиеся в результате устойчивого длительного прогибания, представляли собой обширные бассейны осадконакопления шириной в сотни и протяженностью во многие сотни километров.

Накопление формаций металлоносных конгломератов происходило в крайних частях прогибов. По направлению к внутренним частям прогибов формация металлоносных конгломератов сменяется формацией железистых кварцитов, что сопровождается возрастанием в разрезе роли эффузивных пород. Подобные взаимоотношения между этими формациями установлены в Канаде (оз. Гурон - оз. Верхнее), на Украине, в Африке (Витватерсранд-Понгола) в Бразилии (Жакобина).

В пределах краевой зоны наиболее богатое оруденение приурочено к локальным конседиментационным депрессиям, которые фиксированы резким увеличением мощности толщи и количества в разрезе конгломератов и других грубозернистых пород.

В некоторых случаях обе формации наблюдаются в одном вертикальном разрезе, причем всегда терригенная конгломератовая формация подстилает в значительной мере хемогенную железистую. Иногда над железистой формацией залегает колассоидная формация, выше которой всегда располагаются типично платформенные отложения.

Таким образом накопление формаций металлоносных конгломератов связано с тектонической активизацией древних стабилизированных областей, непосредственно предшествовавшей переходу этих областей к платформенному состоянию.

## ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ЗОЛОТО-УРАНОВЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТАХ

Горбунов Е.З., Деланьи Л.М.

НИИЗарубежгеология МГ СССР

Докембрийские конгломераты пользуются широким распространением на всех континентах Земного шара. Они являются основными поставщиками золота в мире. С начала эксплуатации (1886 год) по 1970 год из нижнепротерозойских конгломератов Витватерсранда Южно-Африканской Республики добыто более 24 тыс. т золота или 76% от общей добычи по Африканскому континенту. Только в 1970 году из конгломератов Витватерсранда добыто 990 т этого металла или 78% от общей добычи его за этот год в капиталистических и развивающихся странах мира (рис. 1).

Большое значение в мировой добыче золота имеют также среднепротерозойские конгломераты Тарквы в Гане, где с начала эксплуатации (1880 г) по настоящее время добыто около 290 т золота, при средне-годовой добыче за последние годы 6-7 тонн (рис. 2).

Докембрийские конгломераты играют также важную роль в добыче урана. Так из общего количества добытого в капиталистических и развивающихся странах за 1970 г.  $U_3O_8$  концентрата 21,36 тыс. т на долю конгломератов Витватерсранда приходится 3,74 тыс. тонн (17,5%), а штата Блайнд-Ривер в Канаде - 3,64 тыс. т (17,0%).

Золотоносность и ураноносность установлена также среди докембрийских конгломератов в Южной Дакоте (США), Эльдарадо (Южная Родезия), штате Байя (Бразилия), в районе озера Хенико (Канада), в штате Бихор (Индия), в районе Уссонго (Танзания), штате Мунано (Габон), "Эно" и "Коля" (Финляндия)

Помимо этих районов докембрийские конгломераты, в которых еще не установлена продуктивность, развиты в Гвинее, Мали, Береге Слоновой Кости, Того (Западная Африка), Австралия и др. Отсутствие в них полезных ископаемых, по мнению авторов, объясняется недостаточной изученностью.

Характерными особенностями докембрийских конгломератов является:

- 1) приуроченность их к крупным синклинальным структурам (или к их краевым частям), развитым в пределах древних платформ (щитов);
- 2) приуроченность наиболее продуктивных (базальных) горизонтов, мощностью от нескольких см до 0,5-1 м, к нижним слоям крупногалечных отложений химически устойчивых пород, залегающих непосредственно на древних метаморфических породах (породах архейского комплекса основания для Африки);
- 3) при наличии вышележащих продуктивных горизонтов, максимальное обогащение приурочено к нижним слоям осадочных отложений, образовавшихся, в связи

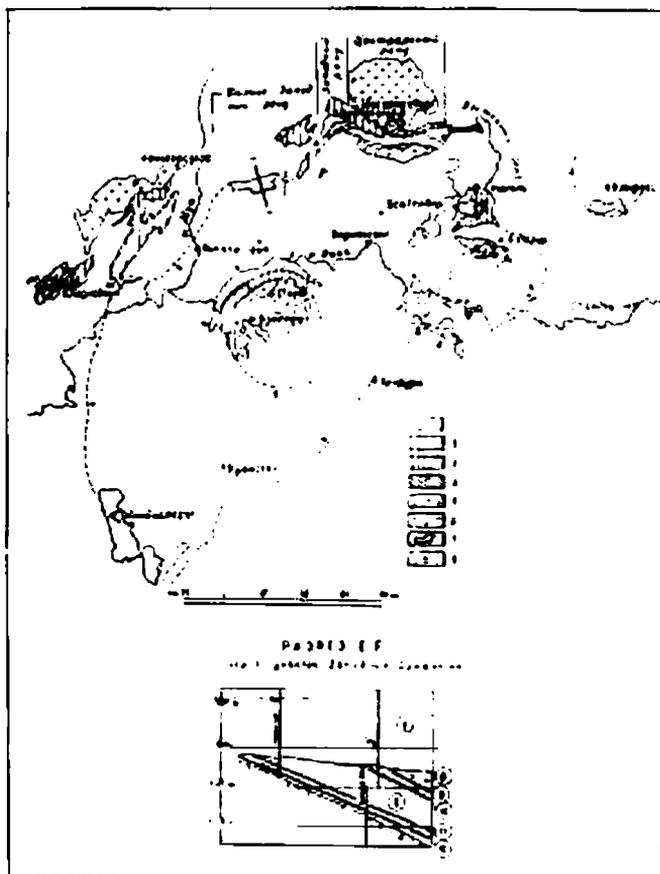


Рис. I. Схема размещения золотосных конгломератов системы Витватерсранд в ЮАР (по Pelletier, 1964).

1 - молодые отложения, перекрывающие породы системы Витватерсранд; 2 - верхний отдел системы Витватерсранд; 3 - нижний отдел системы Витватерсранд; 4 - серия Доминьон риф; 5 - граниты и сланцы Комплекса основания; 6 - лавы системы Вентерсдорп; 7 - отработанные площади золотосных конгломератов; 8 - граница распространения пород верхнего отдела системы Витватерсранд, перекрытых молодыми отложениями. Золотосные горизонты конгломератов; 9 - Вентерсдорп Контакт Риф; 10 - Берд Риф; 11 - Майн Риф; 12 - Карбон Лидер.

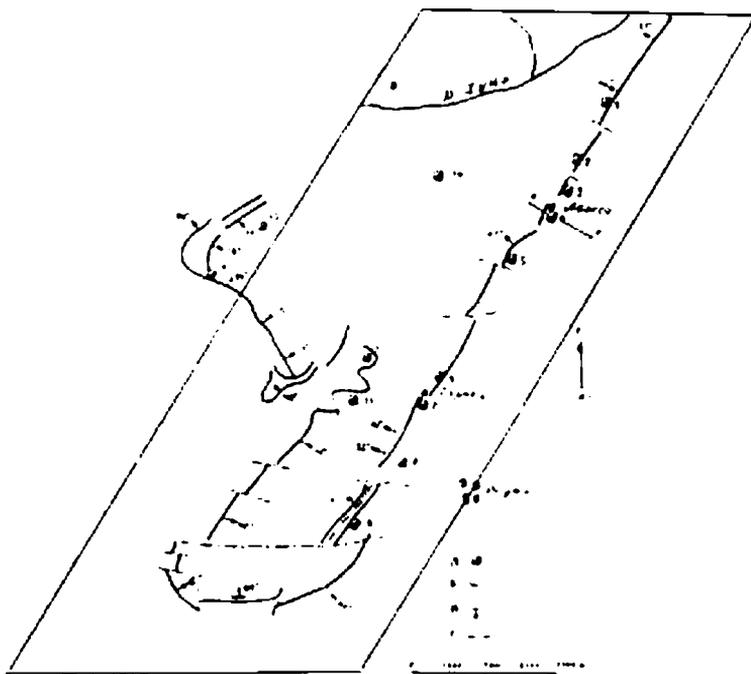


Рис. 2. Схема расположения золотоносных конгломератов системы Тарква в Гане (по Джаннеру, Хирсту, Сервису, 1958).

А - эксплуатационные шахты; Б - золотоносный пласт конгломератов; В - элементы залегания конгломератов; Г - тектонические нарушения. Названия шахт: 1 - Синнамон Биппо; 2 - Адио Бипо; 3 - Абосо северная; 4 - Абосо южная; 5 - Фанти; 6 - Аббонтиакун; 7 - Тарква; 8 - Еффуенти; 9 - Тамсо; 10 - Майнтрейм; 11 - Пепе; 12 - Аконтаси; 13 - Контраверки; 14 - Хуни.

с погружением впадины, в последующие циклы эрозии;

4) наличие в цементе продуктивных пластов золота исключительно мелких фракций (по 0,001 до 0,1 мм, реже крупнее) и высокой концентрации тяжелых минералов (черного шлиха): циркона, ильменита, магнетита, пирротина, хромита, граната и др., практически отсутствующих в перекрывающих отложениях;

5) совместное нахождение в ряде случаев в цементе продуктивного горизонта конгломератов золота и урановых минералов;

6) несоизмеримо большая мощность перекрывающих (стерильных) отложений (от первых сотен до первых тысяч метров) в сравнении с незначительной мощностью продуктивного (базального) горизонта;

7) широкое проявление дизъюнктивной тектоники, разорвавшей и сместившей слои конгломератов по горизонтали и по вертикали нередко на значительные расстояния (Тарква, Витватерсранд в Африке, штат Бойя в Бразилии).

Основываясь на анализе литературных данных зарубежных и советских исследователей, при поисках новых месторождений в конгломератах авторы рекомендуют:

1) проведение поисков на периферии крупных впадин (синклиналей) в пределах древних платформ, на которых отмечаются золоторудные проявления;

2) при очень большой мощности пустых (стерильных) отложений, поиски продуктивных горизонтов незначительной мощности производить по наличию высоких концентраций черного тяжелого шлиха в цементе конгломератов, мелкого золота и урановых минералов;

3) для более эффективного обнаружения продуктивных горизонтов при бурении скважин шире применять геофизические методы разведок (гамма-гамма каротаж, метод магнитной восприимчивости и др.);

4) для максимального улавливания мелкого золота при обработке зерна, полученного при бурении базального горизонта, следует применять амальгамацию;

5) в связи с интенсивным проявлением пострудной дизъюнктивной тектоники по ряду районов (Витватерсранд, Тарква, штат Бойя в Бразилии), следует практиковать метод реконструкции разорванных и смещенных флажков месторождения в первоначальное положение.

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ КАРЕЛИИ

*Войтович В.С.*

Научно-исследовательский горноразведочный институт цветных, редких  
и благородных металлов МГ СССР

В Карелиях Карелии конгломераты наиболее распространены в среднепротерозойских формациях эргенного этапа, особенно в терригенной формации нижнего, местами нижнего-среднего ятуля. Основные литологические типы конгломератов: полимиктовые и олигомиктовые, преимущественно валунно-галечные, кварцевые и металлоносные кварцевые - магнетит-гематитовые и сульфидсодержащие. В общем для протерозойских конгломератов характерны следующие минеральные ассоциации: многоминеральная, металлоносные - магнетит-гематитовая и пиритовая, и существенно пирконовые - в том числе - апатит-, турмалин-, пирит-пирконовая. При этом в составе тяжелой фракции местами наблюдаются различные рудные минералы, которые обнаружены и в слабометаморфизованных конгломератах без каких-либо следов наложенной минерализации и имеют россыпной генезис. В металлоносных конгломератах магнетит, гематит и сульфиды (преимущественно пирит) также в основном россыпного генезиса, они образуют струйки рудного шлама в косослоистых и горизонтально слоистых грубообломочных накоплениях.

Протерозойские кварцито-конгломераты перспективны для поисков осадочно-метаморфогенных месторождений золота.

Ряд особенностей минералогии и геохимии кварцито-конгломератовых комплексов обусловлен разрывом подстилающих докембрийских образований, в том числе рудных формаций, и поэтому отражает характерные черты металлогении района. Локально конгломераты обогащены отдельными рудными минералами, что позволяет выделить перспективные участки для поисков различных полезных ископаемых. В этой связи интересны исследования существенно конгломератовых кластогенных накоплений в других районах, особенно в рудных провинциях.

### ГЕОХИМИЯ ЛИТОГЕНЕЗА МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КАРЕЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА В СВЯЗИ С МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИЕЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ КВАРЦЕВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ

*Негрудя В.З.*

Научно-исследовательский геологический институт МГ СССР

1. Карельский комплекс составляет специфический ряд формаций метасадочных и вулканогенных пород, аналоги которого присутствуют во многих крупных регионах развития докембрия. Характерной особенностью его является широкое

развитие метаморфизованных высококремневых песчаных пород, сочетающихся с древними корами химического выветривания и вмещающих рудоносные кварцевые конгломераты.

2. Устанавливается непрерывный фацальный ряд рассматриваемых пород от континентальных, возникших в пределах сравнительно стабильных массивов (протоплатформ), через параллические фиксирующие переход от протоплатформ к протогессинклинали, к пелагическим, сформированным в зонах интенсивного прогибания и испытавшим и наиболее интенсивные метаморфизм, складчатость и интрузивный магматизм. Кварцевые конгломераты приурочены исключительно к двум первым литогенетическим ассоциациям: более характерны они для зон являющихся переходными от протоплатформ к протогессинклиналям.

3. Распределение химических элементов в метатерригенных породах карельского и одновозрастных с ним докембрийских комплексов предопределено условиями осадконакопления и диагенеза. Седиментационное начало имеет и рудная минерализация, связанная с кварцевыми конгломератами.

4. Метапесчаные породы, вмещающие рудоносные кварцевые конгломераты, относятся к мономиктовым и мезомиктовым отложениям. Данные химического анализа позволяют выделить среди них все разновидности, начиная с ортокварцитов и кончая граувакками Петтлджона. Химический состав метапесчаников зависит от состава и содержания в породе цемента: чем больше доля метаклинистой составной части в них, тем больше в породе глинозема, щелочей и щелочных земель и тем меньше кремнезема. Относительным значением цемента контролируется состав и степень концентрации в метапесчаниках многих рудогенных элементов, а также титана, железа, марганца.

5. Максимальный разброс (от ортокварцитов до грауваки), свидетельствующий о наименьшей сортированности, показывают на геохимических диаграммах фигуративные точки составов метапесчаных пород континентальной литогенетической ассоциации. Точки составов пелагических осадков располагаются наиболее кучно и занимают поле аркозов-граувакк. Изменение состава песчаников континентальной и параллической ассоциацией отражает прямопропорциональный рост сумм  $Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO$  и  $K_2O + Na_2O + CaO + MgO$  при одновременном снижении содержания кремнезема. В пелагических песчаниках увеличение содержания геохимически сравнительно инертных компонентов сопровождается пропорциональным снижением содержания подвижных компонентов.

6. Сопоставление средних составов метапесчаников континентальной, параллической и пелагической генетических ассоциаций карельского и гуронского комплексов позволяет предположить, что ход осадочной дифференциации в периоды образования докембрийских кварцевых конгломератов в принципе подчинялся тем же основным закономерностям, что и соответствующие процессы в гумидные этапы фанерозойского седиментогенеза. В рассматриваемых образованиях, также как и в песках гумидных ассоциаций фанерозоя, содержание  $SiO_2$  растет, а  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $K_2O$  и  $Na_2O$  падает в направлении от континентальной к бассейну. Содержание  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $MgO$  и  $CaO$  несколько снижается в прибрежных метапесчаниках и резко возрастает в пелагических псаммитах. В соответствии с закономерностями гумидного литогенеза находится поведение коэффициентов относительной концентрации породообразующих элементов в литологическом ряду конгломерат-метапелит и на фацальном профиле континент-бассейн, а также другие геохимические показатели.

5. Метапесчаники карельского комплекса и его формационных и возрастных аналогов, отличаются от гумидных песчаников соответствующих фашиально-палеогеографических и тектонических обстановок фанерозоя большим абсолютным средним содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  и пониженным значением содержания  $\text{TiO}_2$  и  $\text{CaO}$ . Метапесчаники континентальной и параллельной ассоциаций докембрия резко отличаются от соответствующих песчаников фанерозоя более высокими значениями таких характерных модулей как  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Эти различия обусловлены более интенсивным по сравнению с фанерозоем химическим выветриванием в докембрии и в связи с этим перемещением большинства элементов с суши в бассейн с растворами и взвесями.

6. Устанавливается значительное фашиально-палеогеографическое, геохимическое и тектоно-климатическое разнообразие условий образования кварцевых конгломератов, являющихся функцией времени и структурно-фашиальной обстановки осадконакопления. Промышленно ценные кварцевые конгломераты фиксируют специфические условия совместного направленного действия большего числа благоприятных факторов. Важнейшими из них являются:

- 1) Крайне агрессивное выветривание, способствовавшее полному разложению алюмосиликатов и высвобождению для свободной миграции всего запаса рудных компонентов пород области питания;
- 2) Благоприятный состав пород области сноса и их первичная обогащенность рудными компонентами;
- 3) Пенепленизированный характер и высокий градиент тектонической активности питающей провинции;
- 4) Мелководные условия накопления и многократное перестроение осадочного материала;
- 5) Преобладающая роль мутьевых потоков среди агентов транспортировки осадочного материала и высокая гидродинамическая активность бассейнов осадконакопления;
- 6) Специфическая (?) геохимическая обстановка, при которой в прибрежных зонах в периоды максимальных волнений возникали условия для быстрой садки и фиксации в осадках рудных компонентов, привносимых с континента с растворами и взвесями.
- 7) Металлоносные кварцевые конгломераты составляют самостоятельную специализированную рудную формацию; промышленно-ценные представители этой формации свойственны исключительно раннему протерозою, являющемуся переломным в эволюции тектонической жизни суши, состава атмосферы и геохимии океана.

## РОЛЬ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ФОРМИРОВАНИИ СЕДИМЕНТОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

*Сердюченко Д.П., Созинов Н.А.*

Институт минералогии и геохимии редких элементов, МГ СССР  
Всесоюзный институт минерального сырья, МГ СССР

Помимо мощной дифференцирующей и рудопродуцирующей роли кор кислородного выветривания, почти синхронно с ними, даже на ранних геологических этапах (более 3 млрд. лет) быстро развивалась морская (и позже наземная) жизнь и накапливалось в больших массах отмершее органическое вещество, в большинстве случаев имевшее смешанный (сапронелево-гумусовый) характер. Литолого-геохимические и фашиально-палеогеографические реконструкции рудоносных формаций докембрия позволяют высоко оценить роль углеродистого вещества в формировании месторождений различных полезных ископаемых. Эта роль оказывается многообразной: а) живые организмы (водоросли, бактерии, более высоко организованные формы растений и животных) концентрируют элементы (например, ванадий, молибден, барий, железо, марганец, сульфиды железа, титан и др.), часто путем редукционно-окислительных процессов в течение своей жизнедеятельности, причем эта концентрация нередко продолжается и после их отмирания в условиях длагенеза илов и осадков; б) с другой стороны, накопления отмершего (косного) углеродистого вещества создают благоприятные для осаждения и накопления многих руд восстановительные среды и условия для энергичного сорбирования из воды бассейнов и иловых растворов (сидериты, сульфидные руды, цветные металлы, фосфориты, золото, редкие земли и др.); в) наконец, самое органическое вещество в докембрийских толщах является полезным ископаемым при изменении его в процессе метаморфизма в шунгит или (обычно) графит. При генетическом изучении последних были пройдены два основных этапа: утверждение их органического происхождения (Д.П.Сердюченко, 1927, 1930) взамен господствовавших пневмато-магматических генетических теорий, и установление первичной углеводородистой природы органического вещества для большинства докембрийских графитов (А.В. и Св.А.Сидоренко, 1969), связанное с проблемой и источниками нефтеобразования.

В метаморфизованных производных углеродистых соединений - шунгитах, содержатся значительные количества V, Mo, Ni, As, TR, T и др. (Крыжановский, 1931; Штеренберг, 1963).

В графитсодержащих кварцево-серпичитово сланцах Осеговска - Планины (Болгария) валовое содержание ванадия колеблется от 0,015 до 0,03%, но в богатых графитом слоях оно возрастает до 0,05-0,1% (Узунов и др., 1966).

В Западных Татрах графито-серпичитовые сланцы содержат повышенные количества элементов, особенно ванадия и молибдена (Зобет а.о.тн., 1966). Высокие содержания ванадия, молибдена и др. элементов отмечаются также в углеродистых формациях позднего докембрия С.Казахстана, Алтае-Саянской области, Тувы и др.

Тесная ассоциация в фацциальном профиле докембрийских углеродистых отложений с сульфидными рудами, сидеритами, фосфоритами, золотом и др. свидетельствует о том, что углеродистое вещество для накопления или осаждения рудных элементов создавало благоприятные литолого-геохимические условия, которые, как правило, характеризовались резко восстановительной обстановкой и сероводородным заражением в придонной их части, вызванными разложением органических соединений.

Широко известна тесная ассоциация углеродистых отложений ("черных сланцев") и сульфидов железа. В пределах Кокчетавского докембрийского массива (Розен и др., 1972) рассматриваемая ассоциация распространена в средней части разреза зерендинской серии, где отмечается тонкое переслаивание углеродистых пород и сульфидов железа. Подобные отложения известны также в Тянь-Шане в ачитташской свите киргизской серии (Медведева, 1960; Байбулатов, 1964), в которой колчеданные руды приурочены к лачкам графитовых сланцев.

В Финляндии (р-н Оутокумпу) углеродистые сланцы характеризуются высоким содержанием углерода и сульфидов (пирита, халькопирита, пирротина и др.). Рудные залежи тесно ассоциируют с углеродистыми слоями, обладают четкой стратиграфо-литологической приуроченностью и не обнаруживают никаких признаков связи с известными источниками.

Пространственная и генетическая связь углеродистых пород с сульфидными рудами достаточно широко распространены и в других районах развития докембрия (в Скандинавии, Шотландии, Сев.Америке и др.).

Тесная ассоциация золотого оруденения с углеродистыми породами характерна для многих докембрийских и фанерозойских золоторосных районов, таких как Бодайбинский, Центральный Казахстан, Енисейский край, Алтае-Саянская область, Дальний Восток, Средняя Азия, Калифорния и др. При этом, как правило, отмечается, что наиболее богатые руды золота приурочены к участкам максимального содержания углеродистого вещества.

Весьма характерна в генетическом отношении также тесная послынная, местами явно ритмическая с ленточной текстурой ассоциация разной мощности пластов и пропластков: черных углистых сланцев, доломитов с пиритом, родохриита с прослойками и линзочками углистого сланца, сидерита с гринвалитом - в толще типичной органогенно-рудной формации малометаморфизованных метасадочных протерозойских пород на месторождении марганца в Габоне, в восточной части Центрально-Африканской платформы. В толще докембрийских парасланцев Гвианского щита (серия Амана в Бразилии) только к графитовым сланцам приурочены крупные родохритовые линзы (Searpelli, 1966).

Отчетливая парагенетическая ассоциация пород, обогащенных углеродистым веществом, отмечается и для сидеритовых руд в отложениях позднего докембрия Бакало-Саткинского района на Западном склоне Южного Урала и в Кокчетавском докембрийском массиве. В пределах последнего пласты сидеритов в вертикальном разрезе и латеральном направлении фациально замещаются углеродистыми глинистыми сланцами. В пределах этого района отмечается тонкое ритмичное чередование слоев сидерита и углеродистых сланцев с образованием своеобразного сидеритового флиша. Сами сидеритовые пласты содержат также повышенные количества свободного углерода.

Широко известна также тесная ассоциация углеродистых соединений с древними фосфоритами. В вертикальном и латеральном направлении фосфоритовые залежи, обычно, фациально замещаются углеродистыми глинисто-кремнистыми сланцами. Это характерно для многих докембрийских фосфоритоносных бассейнов Тувы, Алтае-Саянской области, Монголии и др.

В углеродисто-кремнистых фосфатоносных докембрийских формациях происходила селективная сорбция редких и малых элементов из морских вод эпиконтинентальных бассейнов: с фосфором связывался уран, никель, молибден, а с кремнисто-органическим веществом — ванадий и серебро (Созинов, 1969). Разные типы органики часто также связаны с накоплениями разных элементов: многие халькофильные и сидерофильные элементы, в том числе галлий, концентрируются главным образом в сапропелевых, а германий — почти исключительно в гумусовых образованиях (Малто, 1960; Ломашов, 1963).

Широкое распространение углеродистых формаций в докембрийских толщах, а также приуроченность к ним многих месторождений полезных ископаемых свидетельствует о большой роли органического вещества в осадочном рудогенезе уже на ранних этапах развития Земли.

## СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

*Попов В. М.*

Институт Геологии АН Кир.ССР

В настоящее время накопилось достаточно фактов, свидетельствующих о том, что в связи с процессами осадконакопления в древнейшие периоды развития земной коры формировались крупнейшие осадочные месторождения цветных и многих других металлов, масштабы которых намного превосходили размеры аналогичных месторождений, связанных с более поздними этапами развития Земли в фанерозое. Тем самым опровергается длительно существовавшее ошибочное представление об отсутствии, в частности, свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений, связанных с докембрийскими металлогенетическими эпохами. В действительности же оказалось, что самые крупные рудные концентрации в земной коре тесно связаны с осадконакоплением докембрийских осадочных и вулканоген-

но-осадочных комплексов, что нами особо подчеркивалось еще на УП и УПН Всесоюзных литологических совещаниях. Рассмотрим это положение на конкретных примерах.

Сибирская платформа и ее складчатое обрамление представляет собой уникальную, огромную по территории и исключительно перспективную провинцию широкого развития в докембрийских толщах стратифорных месторождений меди, свинца, цинка, полиметаллов, золота, ртути, сурьмы, а также нерудного минерального сырья — флюорита, барита, целестина, талька, графита. В пределах этой провинции в последнее время были выявлены крупные месторождения: Удокан, Горевское, Россохинское, Западно-Прибайкальский рудный пояс, Холодненское, Озерное и другие. Осадочное или эффузивно-осадочное происхождение перечисленных месторождений вряд ли может вызывать сомнения. Некоторые из них (Горевское, Рудный пояс Западного Прибайкалья), как наиболее яркие примеры образований, имеющих исходную осадочную природу, детально рассмотрены нами ранее (Попов, 1969, 1970). При этом нами, особо указывалось, что в разрезе верхнепротерозойского комплекса осадочных образований промышленное полиметаллическое оруденение несомненно имеет более широкий стратиграфический диапазон и может быть встречено в других свитах этого комплекса (Попов, 1969).

В Енисейском крае среди эффузивно-осадочных толщ верхнего протерозоя в последнее время выявлено большое количество рудопроявлений, представленных согласными пластовыми телами и линзами медных и полиметаллических руд эффузивно-осадочного происхождения; вмещающими породами являются туфы основного и кислого состава с прослоями и линзами рифогенных известняков и доломитов. Колчеданные руды, установленные недавно в восточной части Енисейского края среди многосинклинальных отложений, также представлены пластовыми телами и линзами, залегающими согласно с вмещающими их рифейскими графитисто-глинистыми сланцами и характеризующимися ясными признаками осадочного происхождения (Т.Я. Корнев, 1972).

В пределах Русской платформы на западном склоне южного Урала заслуживают особого внимания месторождения и рудопроявления свинца приуроченные к карбонатным толщам верхнего протерозоя в пределах Башкирского антиклинория. Детальное рассмотрение геологических особенностей наиболее значительных месторождений (Беркутинское, Болтауртовское) позволяет нам отнести их к образованиям, имеющим несомненно первичноосадочную природу. Следует также отметить проявление сульфидно-баритовой минерализации в нижележащих свитах того же древнего комплекса — бакальской и саткинской, с которыми связаны известные месторождения сидерита и магнезита, что свидетельствует о более широком стратиграфическом диапазоне распространения свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах древнего южного комплекса Башкирского Урала. Это обстоятельство позволяет нам выдвигать рассматриваемый район в качестве перспективной провинции на свинцово-цинковые стратифицированные руды типа долины Миссисипи-Миссури (США) и Каратау (Южный Казахстан).

Касаясь сидеритов Бакала и магнезитов Сатки, приуроченных к рифейским отложениям, следует отметить, что на протяжении длительного времени на генезис этих месторождений, как известно, существовали две диаметрально-противоположные точки зрения — гидротермально-метасоматическая, предложенная в свое время

А.Н.Заварицким, и осадочная, высказанная еще в тридцатых годах Д.В.Назавкиным и А.Д.Архангельским. Накопившийся с этого времени большой фактический материал, полученный в результате детального изучения геологии этих месторождений целым рядом исследователей (М.И.Гарань, А.Е.Малахов, Э.М.Старостина, Н.К.Бургея, А.А.Пронин, И.П.Дружинин и др.), не оставляет, на наш взгляд, и тени сомнения в правильности и убедительности осадочной концепции для объяснения генезиса как сидеритов Бакала, так и магнетитов Сатки. Следует особо отметить важное значение, для правильного понимания генетической природы месторождений, недавних исследований И.П.Дружинина (1971) по фациально-пиклическому анализу железорудных отложений Бакала.

В Северной Киргизии известно довольно крупное серноколчеданное месторождение Ачик-Таш, приуроченное к углистым сланцам нижнего протерозоя. Оруденение локализуется в основном в двух стратиграфических горизонтах, образуя пластовые и линзовидные согласные залежи. Первичноосадочная исходная природа серноколчеданных руд устанавливается совершенно определенно; для них характерны полосчатые и тонкослоистые текстуры, участвующие в сложной пльчатости, и глобулярный пирит. В этом же районе Киргизии известны также медистые сланцы — Кызыл-Бель, залегающие среди пестроцветной верхнепротерозойской толщи.

Из числа зарубежных свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений стратиформного типа, залегающих в докембрийских образованиях и имеющих исходную первичноосадочную природу, следует отметить детально рассмотренные нами ранее (Попов, 1962), Сулливан в Канаде, абсолютный возраст которого установлен в пределах 1170—1460 млн. лет; Маунт-Айза и Брокен Хилл в Австралии, возраст которых соответственно определяется в 1410—1740 и 1460—1750 млн. лет; Франклин (Нью-Джерси, США) и Лонгбан в Швеции (Л.П.Сердюченко, 1969).

Возникновение в докембрии крупных концентраций меди в связи с древнейшими осадочными и вулканогенно-осадочными формациями сейчас уже не вызывает сомнений. Примером могут служить, — помимо отмеченного выше Удокана, — Уайт Пайн (Попов, 1965) и крупнейшие в мире скопления медных руд Верхнего озера в штате Мичиган (США), меднорудный пояс (с ураном и кобальтом) Замбия в Африке.

В последнее время рядом исследователей энергично развивается концепция о генетической связи стратиформных ("телетермальных", "эпитермальных") месторождений, как эндогенных (гидротермально-метасоматических) образований, с областями тектоно-магматической активизации и срединными массивами. При этом, особая роль в формировании этих месторождений отводится тектонике, рассматриваемой в качестве главенствующего и, по-существу, единственного фактора, определившего в целом металлогению древних срединных массивов, а также проявление самих месторождений, все особенности пространственного их размещения и даже масштабы оруденения (А.Д.Щеглов, 1972).

Критический анализ металлогении ряда конкретных областей автономной активизации и срединных массивов как в СССР, так и за рубежом, некоторые из которых изучались и посещены нами, позволяет высказать, в качестве альтернативы эндогенной концепции, представление о первично-седиментационной исходной природе рассматриваемых месторождений, локализовавшихся по периферии об-

ластей активизации и срединных массивов в окружающих их депрессиях, геосинклинальных прогибах, седиментационных мульдах, иногда развивавшихся на теле консолидированных древних выступов фундамента. Области тектоно-магматической активизации и срединные массивы, в действительности, являлись лишь областями сноса, питающими провинциями, поставляющими вместе с продуктами денудации и рудный материал в окружающие седиментационные бассейны, где и происходили процессы сингенетического рудообразования и формирования стратиформных месторождений цветных металлов, ртути, золота, редких и рассеянных элементов, а также флюорита, барита, целестина и других бесспорно осадочных полезных ископаемых. Геохимический фон разрушавшихся пород суши находил полное отражение в вещественном составе протяженных рудных поясов, обрамляющих и строго повторяющих контуры древних массивов, располагаясь вокруг них нередко параллельными зонами с разнообразным оруденением. Таким образом, размещение стратиформных месторождений по периферии областей тектоно-магматической активизации и срединных массивов обязано, в действительности, не столько глубинным, часто гипотетическим разломам и структурам ограничения на стыке геотектонических элементов различной мобильности (жестких массивов и обрамляющих их геосинклинальных прогибов, впадин, депрессий), сколько пространственным тяготением этих месторождений к областям сноса, поставлявшим рудный материал в прибрежные части бассейнов, где и происходило накопление в осадках различных элементов, пространственно обособлявшихся на определенных стратиграфических уровнях в зависимости от индивидуальных геохимических их особенностей и на различном удалении от береговой линии. Примером может служить стратиформные месторождения Богемского (Чешского) массива и Силезско-Краковского рудного района (в Польше), для которых устанавливается осадочная или вулканогенно-осадочная природа оруденения. Причем, возраст месторождений этого региона варьирует от альгонского до триасового (В.М. Попов, 1970).

Роль более поздних проявлений тектоно-магматической активизации, наложенной на консолидированные массивы и на уже сформировавшиеся рудные пояса в их обрамлении, сводилась к более или менее глубокому преобразованию стратиформных месторождений в течение длительного постседиментационного этапа их развития.

В седиментационном же этапе их образования, огромное значение приобретала палеотектоника, синхронная с осадконакоплением продуктивных формаций и имевшая обычно колебательный характер, что обусловило ритмичное строение рудо-вещающих толщ, многоярусность и многостадийность оруденения в их разрезе, резкую и быструю смену фациальных особенностей и физико-химической среды осадконакопления (рН, Eh), возрастное скольжение рудообразующих фаций, развития в рудах полосчатых, тонкослоистых текстур, как естественное выражение их седиментационной природы, а не результата метасоматоза.

В концепции эндогенного генезиса рассматриваемых месторождений обращает на себя внимание полное игнорирование процессов осадконакопления и синхронных с ними палеотектонических движений в областях седиментации и сноса; наряду с этим преувеличена роль более поздней, молодой тектоники в их образовании. При этом источник рудного вещества часто искусственно переносится в глубинные зоны земли — "тектоносферу", верхнюю мантию; пренебрегается реальная

возможность привноса его в седиментационные бассейны за счет разрушения более древних образований, слагающих срединные массивы или, наконец, за счет синхронной осадконакопления вулканической деятельности, подводной или наземной.

О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

*Корнилов Н. А.*

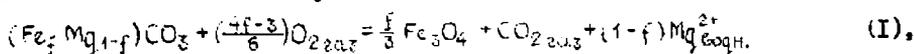
Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт УГ при СМ БССР

I. Одной из интересных особенностей, присущих только докембрийскому периоду, является образование в это время пластов железистых кварцитов, имеющих широкое, почти глобальное распространение. По мнению большинства исследователей преобладающая часть железистых кварцитов образовалась в стадию седиментогенеза, имея в виду время концентрации основных компонентов и, прежде всего, железа и кремнезема, привносившихся в древние бассейны с континентов. В настоящее время наименее изучены физико-химические особенности железорудного осадконакопления, сведения по которым имеют, в основном, лишь качественный или слишком общий характер (Т.Сакамото, Х.Л.Джеймс, Н.А.Плаксенко и др.).

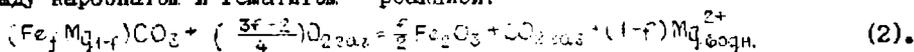
2. Автором проведено вычисление некоторых физико-химических параметров равновесия в процессе железорудного осадконакопления исходя из наблюдаемого минерального состава железистых кварцитов. Основанием для таких вычислений явилось то, что основные минералы железистых кварцитов (магнетит, карбонаты и др.) образовались еще в стадию осадконакопления или син-диагенеза (Х.Л.Джеймс, В.С.Федорченко, Н.А.Плаксенко и др.), подвергаясь на низких ступенях метаморфизма собирательной перекристаллизации с укрупнением зерна. В железистых кварцитах ЮМА в Кривого Рога отмечается также наличие "первичных" гематитовых микрокварцитов, которые при метаморфизме преобразуются в существенно магнетитовые (А.С.Егоров, Ю.Г.Гершюг и др.). Для того, чтобы лучше подметить особенности, обусловленные седиментогенезом, автором изучались наименее метаморфизованные карбонатно-магнетитовые кварциты УКЦ, развитые в Криворожском и Белозерском районах и относящиеся к хлоритовой зоне метаморфизма, а также несколько более метаморфизованные железистые кварциты Бузулукской зоны УКЦ, в которых сохранились еще реликты магнезиально-железистого карбоната и хлорита.

Особенно показательная аутигенно-минералогическая зональность выявлена в разрезе пласта железистых кварцитов Кривого Рога (2-й горизонт). По направлению от верхнего и нижнего контактов со сланцами к центру пласта наблюдается: а) возрастание железистости карбоната ряда сидерит-магнетит (содержание сидеритовой молекулы монотонно возрастает от 85-85 до 95-97% с одновременным уменьшением содержания молекулы магнетита); б) возрастание содержания магнетита (от 10-20 до 30-40) и уменьшение содержания карбоната (от 10-20 до 3-7%); в) уменьшение содержания  $С_{орг.}$  (от 0,2-0,3 до 0,05-0,07%); г) возрастание удельного веса (от 3,3 до 3,5 г/см<sup>3</sup>). Принимая во внимание закономерное положение пород в железорудных формациях (метапесчаники-сланцы-железистые кварциты), можно считать, что отмеченное выше монотонное изменение различных констант по направлению к центру пласта железистых кварцитов обусловлено отложением их в результате одного ритма прогибания и воздымания (Я.М.Страхов, Н.А.Плаксенко и др.). Иначе говоря, существуют закономерные отношения между глубиной бассейна железонакпления и физико-химическими параметрами, определяющими преимущественное развитие и состав тех или иных минералов.

3. На основании вышесказанного равновесные отношения между карбонатом и магнетитом можно показать реакцией:



а между карбонатом и гематитом - реакцией:



Так как карбонат железистых кварцитов в главной своей массе близок к сидериту, можно с достаточным приближением считать, что изменение свободной энергии в ряду сидерит-магнетит происходит аддитивно. Тогда параметры равновесия карбоната переменного состава с магнетитом и гематитом можно вычислить из уравнений:

$$41,5f - 31,34 = 2q P_{CO_2} + (1-f)2q [Mg^{2+}] - \left(\frac{4f-3}{6}\right)2q P_{O_2} \quad (1 \text{ а}),$$

$$47,29f - 31,34 = 2q P_{CO_2} + (1-f)2q [Mg^{2+}] - \left(\frac{3f-2}{4}\right)2q P_{O_2} \quad (2 \text{ а}).$$

Из реакций (1,2) и соответствующих им уравнений равновесия (1а, 2а) следует, что железистость карбоната является важнейшей физико-химической константой, в которой "отражены" условия железнакопления. Подставляя значения  $f = 0,95; 0,85; 0,8; 0,75$  в уравнения (1 а, 2 а) и приняв активность  $Mg^{2+}$  в растворе равной  $10^{-2}$  моль/л, построим обобщенную диаграмму равновесия магнетита, гематита и карбоната (рис. ).

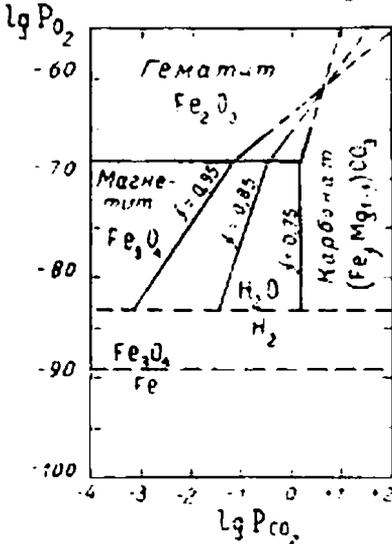


Рис. Диаграмма равновесия карбоната переменного состава (ряда сидерит-магнетит) с магнетитом и гематитом в зависимости от парциального давления кислорода и углекислоты. Активность  $Mg^{2+}$  в растворе равна  $10^{-2}$  моль/л.

Активность  $Mg^{2+}$  в растворе не отражается заметным образом на равновесии минералов, так как задаваясь "вилкой" возможных активностей ( $10^{-6}-10^{-2}$  моль/л), мы получаем весьма незначительные изменения других параметров равновесия, соизмеримые с толщиной линий. Следовательно, главными параметрами равновесия являются  $P_{CO_2}$  и  $P_{O_2}$ .

4. Интересно проследить изменение параметров равновесия в зависимости от: а) положения железистых кварцитов на фациальном профиле; б) их возраста. Очевидно, что закономерное изменение минерального состава железистых кварцитов в разрезе указывает на возрастание  $P_{O_2} / P_{CO_2}$  по направлению от береговой линии вглубь бассейна. При увеличении указанного отношения должно сдвигаться влево равновесие реакции  $CO_2 = C + O_2$ , с чем можно связывать уменьшение содержания элементарного углерода по направлению вглубь бассейна. Иначе говоря, наблюдаемое распределение минералов и элементарного углерода определяется, по всей вероятности, условиями химического равновесия в древних бассейнах. Характер реакций и уравнений, приведенных выше, свидетельствует о том, что карбонатно-магнетитовое равновесие в процессе седиментогенеза возможно лишь в том случае, если парциальное давление углекислоты в огромное количество раз превышает парциальное давление кислорода (см.рис.). По-существу, только в этом случае возможно накопление в осадке и свободного углерода.

Интересно отметить намечающуюся связь между геологическим возрастом железистых кварцитов, железистостью карбоната ( $f$ ), и предполагаемым  $P_{CO_2}$  в атмосфере. Так, в изучавшихся автором железистых кварцитах трех районов

(Белозерского, Чертомлыкского, Криворожского) с уменьшением геологического возраста (от 3,25-3,47 до 2,3-2,7 и 1,7-1,9 млрд. лет) наблюдается заметное увеличение  $f$  (от 0,75 до 0,8 и 0,85-0,95), отношения магнетит-карбонат (от 1,6 до 4 для первого и последнего районов), а также - уменьшение равновесного  $P_{CO_2}$  (рис.). Эти данные хорошо согласуются с представлениями о существенно углекислом составе древней атмосферы Земли и постепенном накоплении в ней свободного биогенного кислорода, благодаря чему вынос железа с континентов в моря резко сократился начиная с палеозоя.

## ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ ОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС, ЕГО ЗАКОНОМЕРНОСТИ И СЛЕДСТВИЯ

*Бергман И.А.*

Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского  
АН СССР, Москва

I. Среди различных источников информации о закономерностях осадочного процесса глубокого прошлого, докембрийские железистые формации представляют исключительный интерес. Дело в том, что решение этой проблемы не только позволяет ответить на вопрос о составе древней атмосферы ( $O_2$ ,  $N_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$ ), но также дает возможность подойти к решению широкого круга проблем, прямо или косвенно с ней связанных: генезис древнейших ураноносных конгломератов, происхождение добиологического органического вещества (и зарождение жизни на Земле), причины и факторы дифференциации земной коры в целом и, в частности, алюминия и железа, доломитообразование, гранитообразование и т.д., наконец, методические вопросы - сфера компетентности принципа актуализма и многие другие.

Следует подчеркнуть, что по сравнению с другими известными индикаторами внешней среды железо, как один из самых распространенных элементов земной коры (кларк  $Fe = 4,65$ ), имеет бесспорное преимущество.

2. В проблеме генезиса докембрийских железистых формаций естественно выделяются следующие 4 частные задачи: 1) геотектонические условия образования, 2) закономерности строения, 3) минеральный состав и его эволюция при метаморфизме, 4) химический состав, включая малые элементы, изотопы и т.д. В их решении компетентны геология, петрография и геохимия, располагавшие своими собственными и независимыми методами изучения вещества; поэтому результаты, полученные в каждом отдельном случае, не только дополняют друг друга, но также являются внутренним контролем объективности наших суждений по проблеме в целом. Симптоматично, что железистые формации выгодно отличаются от других древнейших формаций тем, что здесь - как ни в одном другом случае - "работает" геохимический контроль (Архангельский и Копченова, Гольдшмидт, Смуляковский, Щербина и пр.).

Вполне естественно, что не все докембрийские железистые формации одинаково пригодны для постановки соответствующих исследований; их целесообразнее начинать и вести на тех объектах, которые характеризуются: а) четким геологическим положением как самой формации, так и всей совокупности отложений, связанный единством эволюционирующего бассейна седиментации; б) различной степенью регионального метаморфизма пород, среди которых широко представлены низкومتаморфизованные типы; в) отсутствием или слабым проявлением наложенных явлений - метасоматов, вторичное окисление и т.д.; г) достаточно развитой сетью горных выработок и соответствующей глубиной их проникновения в недра структур железистых формаций за пределы зоны окисления. В пределах Русской платформы всем этим условиям наилучшим образом отвечает железистая формация Кривого Рога.

Геотектонические условия образования. Породы Криворожской серии, заключающей железистую формацию, образуют полный нормальный формационный ряд геосинклинального цикла; сама железистая формация занимает в геосинклинали Украинской железорудной провинции положение, какое занимает известковый флиш в молодых геосинклиналиях (Каляев).

Закономерности строения. Железистая формация Кривого Рога, как и докембрийские железистые формации вообще, является двойственной по своей природе. В ней пространственно совмещено 2 генетически самостоятельных фацциальных ряда отложений: рудный, образованный алюмосиликатными сланцами, магнетитно-железистыми сланцами и железистыми роговиками (как слои), и безрудный, представленный кварцево-роговиковыми (кварцитовыми) слоями (рис. I).

Минеральный состав железистых роговиков и джеспилитов и его эволюция при метаморфизме. В рудных породах железистой формации вне зоны окисления характерными являются следующие минералы: рудные - сидерит, магнетит и гематит; нерудные - кварц, куммингтонит, гранат, хлорит, стильпномелан. Сидерит, хлорит и стильпномелан относительно преобладают в центральной наименее метаморфизованной части Криворожского бассейна, а магнетит, куммингтонит и гранат - в северной и южной; в Северном районе степень регионального метаморфизма пород достигает своего апогея и здесь, кроме того, распространены роговая обманка и пироксены. Особенности эволюции минерального состава:

а) сидерит является единственным минералом, не замещающим другие минералы, и, в свою очередь, замещается магнетитом, куммингтонитом, хлоритом, стильпномеланом, гранатом и гематитом; б) магнетит, куммингтонит и гранат характеризуют прогрессивную стадию регионального метаморфизма, а гематит, хлорит и стильпномелан - регрессивную. Та же природа гематита выявлена в железистых формациях Займандровского района Кольского п-ва и КМА.

Химизм железистых роговиков и джеспилитов: а) простота химического состава, главные элементы - кремний и железо (на участках с низкой степенью метаморфизма - С как  $\text{CO}_2$ ), второстепенные - Al, Mg, Ca, Na и K; б) нижнекарбонные содержания элементов, типоморфных для коллоидных окисножелезистых осадков; в) аналогия в уровнях концентраций малых элементов в железистой формации и карбонатных осадочных породах вообще, причем распределение этой группы элементов на фацциальном профиле формации носит упорядоченный характер; г) однородность распределения малых элементов в железистых

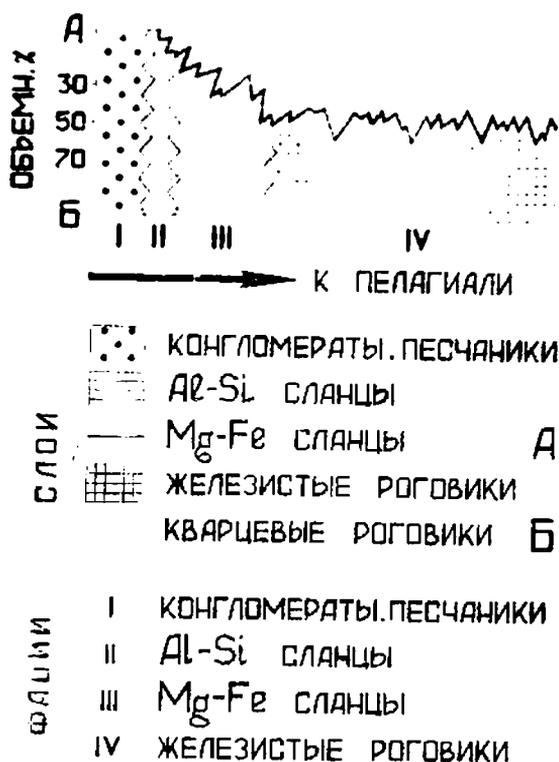


Рис. 1. Фациальные соотношения пород в железистой формации Кривого Рога.

роговиках и джеспилитах независимо от состава рудных минералов как признак монофациальной природы первичного рудного вещества; д) отсутствие принципиальных различий в составе и уровнях концентрации малых элементов между докембрийскими железистыми формациями вулканогенного (Оленегорское, Костомукшское и др.) и невулканогенного (Кривбасс, ЮМА и пр.) типов. Тот факт, что предполагаемый вулканогенный генезис названных формаций не получил свое выражение в повышенной концентрации элементов, свойственных этому типу природных образований, служит указанием на существование в докембрии фактора, нивелировавшего это влияние. Таким фактором может быть только карбонатная форма отложения железорудного вещества.

Подытоживая вышесказанное, автор приходит к выводу о единой исключительно карбонатной природе рудного вещества докембрийских железистых фор-

маций независимо от их предполагаемого генезиса.

III. Знание фациальной природы железистой формации Кривого Рога позволяет оценить распространенность главных составляющих осадочных пород для всех формаций Криворожской серии, охватывающих нижнепротерозойский геосинклинальный цикл: песчаники - 32%; сланцы - 28%, карбонатные породы - 40%. Сравнение с теми же данными для фанерозоя (Pettijohn) свидетельствует об интенсификации осадочного карбонатакопления в докембрии.

IV. Основные выводы из проведенных исследований сводятся к следующим положениям: 1) глубокий докембрий характеризовался восстановительной атмосферой, содержавшей повышенные количества  $CO_2$ , а также  $CH_4$  и  $NH_3$ ; 2) восстановительный характер палеоатмосферы, обогащенной  $CO_2$ , явился мощным фактором дифференциации земной коры, обеспечившим оптимальное разделение силикатных и мафических элементов и образование железистых формаций в том числе; 3) появление и последующий рост содержания свободного кислорода в земной атмосфере - главная причина эволюции железорудного процесса от докембрия к палеозою.

### СИДЕРИТООБРАЗОВАНИЕ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Тимофеева З.В.

Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского  
АН СССР

Изучение процесса сидеритообразования в позднем докембрии представляет интерес для познания эволюции фациально-геохимических условий осадконакопления в истории Земли. В фанерозое осадочное сидеритообразование является исключительно диагенетическим процессом, происходящем в осадке изолированном от кислорода воздуха. Для раннего протерозоя установлена седиментационная природа карбоната железа (Тугаринов и др., 1971). В позднем протерозое рядом исследователей на примере бакальских сидеритов также допускается возможность хемогенной садки сидерита; в то время как другими исследователями сидеритообразование бакальского типа считается типичным метасоматическим процессом. В этой связи представляет интерес обнаружение и сравнительное изучение сидеритов осадочного генезиса в рифейских отложениях. Объектом исследования явились рифейские сидеритомосные карбонатно-терригенные комплексы Южного Урала ( $Pt_2^{sk}, Pt_2^{st}$ ) и Енисейского края ( $Pt_2^{sn}$ ). Совместно с Б.С.Неволяным и В.Г.Гудзенко были изучены диагенетические сидериты из среднего рифея восточной части Сибирской платформы, в Майской впадине ( $Pt_2^{km}, Pt_2^{nk}$ ).

Конкреционные сидериты зигзажно-комаровской свиты среднего рифея Южного Урала по составу, соотношению с породами, механизму образования, связанному с перераспределением в диагенезе "кларковского" железа во вмещающих глинистых породах весьма близки к фанерозойским и существенно отличаются от

стратиграфически близких сидеритов бакальского типа. Особенно интересен в этом отношении состав редкоземельных элементов ( $TR$ ). В сидеритах бакальского типа (Ахтенское месторождение) в отличие от диагенетических, был определен не свойственный для осадочных пород контрастный, тип распределения  $TR$ , а именно резкий дефицит легких лантаноидов и возрастание роли средних и одновременно тяжелых.

Диагенетические сидериты рифея Сибирской платформы и Южного Урала характеризуются содержанием  $O^{18}$  ( $\delta O^{18} + 22,9\%$  до  $25,5\%$ ) находящемся в пределах значений для фанерозойских диагенетических сидеритов из морских сидеритоносных комплексов (Донцова, Тимофеева, 1972).

Бакальские сидериты, аналогично гидротермально-метасоматическим сидеритам Горевского месторождения Енисейского кряжа, а также сидеритам-метасоматитам из фанерозойских сидеритовых месторождений характеризуются более легким кислородом ( $\delta O^{18} - +14\%$  до  $+22\%$ -Донцова, Тимофеева, 1972), Луговая, Мельник, 1972). Бакальские сидериты, аналогично гидротермально-метасоматическим сидеритам Горевского месторождения Енисейского кряжа ( $Pt_3^{Sn}$ ), а также сидеритам-метасоматитам из фанерозойских сидеритовых месторождений (Рудо-Банья-Венгрия, Кремиковци, Чипровци-Болгария и др.) характеризуются более легким кислородом ( $\delta O^{18} - 14\%$  до  $21\%$ -Донцова, Тимофеева, 1972; Луговая, Мельник, 1972). Сидериты из железорудного комплекса Ангаро-питского месторождения Енисейского кряжа ( $Pt_3^{Na}$ ) принадлежат к широко распространенному в фанерозое типу диагенетических цементационных сидеритов, формирующихся в осадках опресненного бассейна.

Отличительными особенностями рифейских сидеритов сравнительно с их фациально близкими фанерозойскими аналогами является пониженное содержание фосфора (в среднем в 5-6 раз), а также Ca и Mg. Причина этих отличий обусловлена метаморфогенной перекристаллизацией карбоната железа рифейских сидеритов, а также, очевидно связана и с особенностями катионного состава иловых и бассейновых вод, продуцирующих сидериты.

#### О СООТНОШЕНИИ ОКИСНОЙ И СУЛЬФИДНОЙ ФОРМ ЖЕЛЕЗОАКОП- ЛЕНИЯ В РАННЕМ ДОКЕМЕРИИ

*Чернов В.М., Робонен В.И.*

Институт геологии Карельского филиала АН СССР.

1. Одной из специфичных особенностей докембрийского времени является грандиозное железонакопление, в результате которого были сформированы огромные по запасам железа и серноколчеданных руд кремнисто-железистые и колчеданные формации, известные на всех кристаллических щитах мира.

Различным аспектам проблемы докембрийского железонакопления посвящены многочисленные публикации отечественных и зарубежных исследователей. Однако,

обсеприятной точки зрения на источник рудообразующего вещества кремнисто-железистых и колчеданных формаций докембрия не разработано. Известно несколько гипотез – осадочная, осадочно-вулканогенная, "космическая" и так называемая "компромиссная", согласно которой интенсивное железнакопление в докембрии могло происходить как за счет глубокого выветривания горных пород, так и в результате напряженной вулканической деятельности.

2. В настоящем сообщении на примере хорошо изученных вулканических толщ раннего протерозоя Карелии (2600–1900 ± 100 млн. лет), ассоциируемых с кремнисто-железистыми формациями и крупными залежами серноколчеданных руд, показаны ведущая роль вулканических процессов в докембрийском железнакоплении и фациальные соотношения различных минеральных форм железа.

3. На территории Карелии выделяются две крупные раннепротерозойские структурно-фациальные зоны – Восточно-Карельская и Западно-Карельская, различающиеся формационным составом и особенностями железнакопления.

Если в Восточно-Карельской зоне (парандовская серия) железнакопление проявилось, главным образом, в формировании сульфидных соединений, то Западно-Карельская зона (гимольская серия) характеризуется широким распространением железистых кварцитов, местами переслаивающихся с сульфидсодержащими кристаллическими сланцами.

4. Литологические исследования позволили выделить несколько железистых минеральных фаций, ритмично сменяющих друг друга в разрезах рудоносных толщ и отражающих изменение геохимической обстановки в процессе вулканизма в области седиментации.

По мере изменения напряженности вулканической деятельности и геохимической обстановки состав минеральных форм железа закономерно меняется от сульфидной к силикатной, а затем к окисной. Параллельно с этим происходит изменение концентрации некоторых микроэлементов.

#### ЛИТОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ КАРСАКПАЙСКОЙ СЕРИИ В АРКАЛЫКСКОМ РАЙОНЕ

*Бекмухаметов А.Е., Шаниреев Х.Г.*

Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР.

1. В Аркалыкском железорудном районе, расположенном в северных окраинах Улутан-Карсакпайского пояса, широко распространены железисто-кремнистые формации докембрия, являющиеся объектом поисков в разведки промышленных железных руд. В последние годы здесь выявлены железорудные месторождения Ачитасты и Мирный, локализованные в отложениях карсакпайской серии нижнего протерозоя мощностью более 2,5 км. В районе месторождений широко развиты гранитоиды и габброиды додевонского возраста.

2. Месторождение Ачитасты, представляющее крупный ксенолит в гранитоидном интрузивном массиве, прослежено на 7 км (по геофизическим данным на

15 км) при ширине от 250 м до 1,5 км. В разрезе метаморфической толщи в пределах месторождения выделяются три горизонта (снизу вверх):

а) хлорит-плагиоклазовые, хлорит-кварц-плагиоклазовые сланцы, порфири-тоиды мощностью более 200 м;

б) биотит-мусковит-кварцевые сланцы с прослоями амфибол-плагиоклазовых, биотит-кварц-плагиоклазовых, хлорит-плагиоклазовых сланцев, железистых кварцитов и мраморизованных известняков мощностью 200-240 м. На отдельных участках в толще сланцисто-кварцевых сланцев хорошо сохранились первичный состав и псаммитовая структура, свидетельствующие о первично-терригенно-осадочной их природе;

в) магнетит-амфибол-плагиоклазовые, плагиоклаз-амфиболовые сланцы мощностью более 1000 м. Для них характерны бластопорфировая структура, относительно выдержанное соотношение феррических и сапических составляющих, указывающих на вулканогенный генезис этих образований, по составу отвечающих эффузивам основного состава.

На месторождении Апитасты рудная зона сложена серией (до 13) рудных тел, разобленных хлорит-амфиболовыми, биотит-мусковит-кварцевыми сланцами, порфири-тоидами, роговиками, мраморами и интрузивными породами (диориты, габбро-диориты, габбро, пироксениты). В маломощных телах интрузивных пород часто встречаются мелкие ксеноклиты (до 10-20 см) магнетитовых, реже гематитовых руд. Рудные тела довольно мощные (до 90 м), но сравнительно резко выклиниваются, залегают согласно с вмещающими породами. Магнетитовые и гематитовые руды чередуются со слаборудными и безрудными кварцитами, сланцами, реже мраморами.

3. Месторождение Мирный прослежено на 3 км при ширине 800 м. Установлено четыре сложно построенных рудных горизонта мощностью от 50 до 200 м, разделенных между собой безрудными горизонтами (100-250 м) метаморфических сланцев, порфири-тоидов, базальтовых порфиритов, их туфов, реже кварцевых порфиров. В строении рудных горизонтов принимают участие железистые кварциты, гематитовые, редко магнетитовые руды, безрудные серые и буровато-фиолетовые кварциты, сургучно-красные яшмы, мраморизованные кремнистые известняки, глинисто-кремнистые сланцы, базальтовые и дацитовые порфириты. Мощность отдельных пластообразных рудных тел от 2-5 до 50-60 м. Переходы руд в безрудные кварциты довольно резкие.

4. Руды описанных месторождений тонкополосчатые, богатые разности неяснополосчатые, сплошные и пятнисто-вкрапленные. Структура руд от тонкой до крупнозернистой, преимущественно средне- и мелкозернистая. По минеральному составу руды гематитовые, магнетит-гематитовые (преобладают на месторождении Мирном), гематит-магнетитовые и магнетитовые. Последние в большом количестве встречаются на месторождении Апитасты, где соотношение магнетитовых и гематит-магнетитовых руд к гематитовым (по запасам) составляет 1,8:1,0.

Рудные минералы представлены магнетитом, гематитом, мушкетовитом, мартитом, редко пиритом. Из нерудных характерны кварц (до 30%), роговая обманка (до 20%), плагиоклаз (до 5%), серицит (до 6%), хлорит (до 5%), апатит (до 5%), пироксен (до 3%) и др.

Химический состав (%) гематитовых и магнетитовых руд

|   | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | S    | плл  | Сумма | Fe<br>сбц. | Fe<br>магнит-<br>ное |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|------|------|-------|------------|----------------------|
| I | 29,29            | 0,25             | 2,40                           | 45,43                          | 6,76  | 0,18 | 1,65 | 6,60 | 0,44              | 0,40             | 0,01                          | 1,15                          | 0,02 | 4,33 | 98,91 | 37,01      | 7,79                 |
| 2 | 25,72            | 0,57             | 2,46                           | 37,67                          | 20,62 | 0,14 | 2,51 | 4,53 | 0,55              | 0,32             | 0,02                          | 1,19                          | 0,06 | 1,97 | 98,33 | 42,67      | 35,36                |
| 3 | -                | -                | -                              | 51,71                          | 3,11  | -    | -    | -    | -                 | -                | -                             | 0,89                          | 0,04 | -    | -     | 38,62      | 1,04                 |
| 4 | -                | -                | -                              | 43,54                          | 16,89 | -    | -    | -    | -                 | -                | -                             | 1,20                          | 0,08 | -    | -     | 40,09      | 35,11                |

Примечание: I - магнетит-гематитовые и 2- магнетитовые руды месторождения Ащитасты (по данным 5 и 13 групповых проб), 3 - гематитовые и 4 - магнетитовые руды месторождения Мирный (по данным 20 и 8 рядовых проб).

Химические анализы выполнены в лаборатории Северо-Казахстанского геологического управления (Кустанай).

Руды характеризуются низкими содержаниями серы и марганца, относительно высокими — фосфора (см. табл. ). В незначительных количествах присутствуют хром, медь, цинк, кобальт, германий и др.

5. Таким образом, в Аркалыкском районе карсакпайская серия, в которой локализованы железорудные месторождения характеризуются широким развитием вулканитов базальтоидной магмы (порфириты и их туфы, порфиритоиды и метаморфические сланцы по ним), значительным распространением сланцев по первично осадочным породам, резко подчиненным развитием в разрезе железистых кварцитов по сравнению с другими членами, сравнительно резким выклиниванием их по простиранию и падению, незначительным распространением (или отсутствием) в разрезе карбонатных пород, яшм, порфиров и порфиroidов.

6. Анализ фактического материала с учетом многочисленных опубликованных данных по другим месторождениям Советского Союза и мира позволяет считать генезис железистых кварцитов Аркалыкского района вулканогенно-осадочным и отнести их к железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенной формации (Половинкина, 1952; Белевцев, 1969; Плаксенко, 1969 и др.). Условия седиментации карсакпайской серии в районе были благоприятными для локализации промышленных концентраций железа. Одним из важных факторов при этом, вероятно, являлась незначительная мощность хемогенных осадков, генетически связанных с активной подводной вулканической деятельностью, в результате проявления которой в большом количестве привносились кремнезем, железо, иногда кальций и др.

7. Большой интерес представляет генезис богатых магнетитовых руд массивной текстуры на Ачитастинском месторождении, которые образовались в результате контактового воздействия гранитоидного интрузивного массива на первичные гематитовые руды. Контактный метаморфизм руд часто завершался переходом гематита в магнетит и мушкетовит.

Проведенные исследования позволяют в Карсакпай-Улутай-Аркалыкском железорудном поясе выделить два типа руд: I — джеспилиты существенно кварц-гематитового состава (Балбраун, Мирный и др.) и II — контактово-метаморфизованные руды кварц-гематит-магнетитового состава (Ачитасты).

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ПРИИМАНДРОВСКОГО (КОЛЬСКИЙ П-ОВ) И ГИМОЛЬСКОГО (КАРЕЛИЯ) РАЙОНОВ

*Давалайский В.Б.*

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР

На основе обобщения авторских и литературных химико-аналитических данных проводится сравнение химизма железных руд вулканогенно-осадочного генезиса двух групп месторождений — Приимандровского района в центральной части Кольского полуострова, в области развития кольской серии пород и Гимольского района в западной Карелии в метаморфизованных туфах, вулканитах и метаосадках гимольской серии. По данным различных исследователей рассматриваемые железные руды либо относятся к единой нижнепротерозойской эпохе железнакопления (Чернов и др., 1970; Горяинов, 1971), либо рассматривают-

ся для Кольского полуострова как неразрывная часть стратиграфического разреза кольской серии пород архейского возраста (Бондаренко, Дагелайский, 1968).

Для сравнения использованы 44 спликатных анализа железных руд Гимольского района и 28 анализов железных руд Приимандровского района, предположительно сходного генезиса, представленных магнетит- и гематитсодержащими кварцитами с подчиненным варьирующим количеством высокожелезистых спликатных минералов — пироксенов, амфиболов, граната. В выборку не включались породы с признаками наложения метасоматических (окварцевание, полевошпатовый порфиروبластез) и тектонических (расслаивание, милонитизация) процессов. Породы, вмещающие железные руды, характеризуются близкими условиями проявления регионального метаморфизма, соответствующими, в основном, высокотемпературной части амфиболитовой фации умеренных и переходных к низким давлений.

Математическая обработка петрохимических данных произведена при помощи БЭСМ-4 по программам, разработанным В.И.Мишиным и И.И.Абрамовичем (ВСЕГЕИ).

Сравнение химизма железорудных пород 2-х регионов проводилось по следующим направлениям:

### 1. Сопоставление средних содержаний главных породообразующих окислов.

Статистические оценки параметров распределений этих окислов в железных рудах и форма кривых распределений показывают, что нормальное распределение характерно для содержаний большинства окислов, кроме  $MnO$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$  — для руд Гимольского района и кроме  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$  — для руд Приимандровского района (значение асимметрии и эксцесса в большинстве случаев невелики). Проверка нормальности распределения окислов в рудах с помощью  $\chi^2$  критерия (критерий Пирсона) подтверждает ее для большей части окислов, кроме  $MnO$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$  — для Гимольского, и кроме  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$  — для Приимандровского районов.

Проверка значимости различия соответствующих дисперсий содержаний главных окислов в рудах обоих регионов с помощью критерия Фишера установила, что дисперсии значимо различаются для  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$ , а для остальных окислов —  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  и  $MgO$  — можно полагать, что соответствующие генеральные дисперсии равны.

Установленный нормальный характер распределения и незначимое различие дисперсий дают возможность оценить значимость различия между средними содержаниями большинства окислов в железных рудах 2-х регионов, используя критерий Стьюдента. Показано, что значимое различие существует при 1% уровне значимости только для средних содержаний  $TiO_2$  и  $FeO$ .

2. Сравнение корреляционных связей. С применением метода многократной корреляции были оценены характер и сила корреляционных связей между главными элементами в железных рудах Приимандровского и Гимольского районов. Используя относительную шкалу оценки силы связи ( $0,75 \leq r < 1,00$  — очень сильная,  $0,50 \leq r < 0,75$  — сильная,  $0,25 \leq r < 0,50$  — слабая,  $r < 0,25$  — очень слабая, где  $r$  — значимый коэффициент парной корреляции при 5% уровне значимости), установлен существенно различный спектр сильных корреляционных связей для руд 2-х регионов.

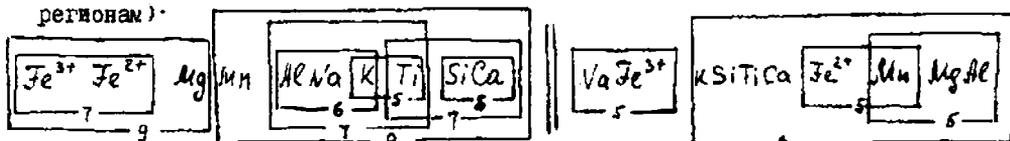
Примандровский район

|                       |   |                |
|-----------------------|---|----------------|
| Si - Fe <sup>3+</sup> | - | о.с., отрицат. |
| Ti - Ca               | - | с., положит.   |
| Ti - K                | - | с., положит.   |
| Al - Fe <sup>2+</sup> | - | с., отрицат.   |
| Al - K                | - | с., положит.   |
| Fe <sup>3+</sup> - Ca | - | с., отрицат.   |
| Mn - Ca               | - | с., положит.   |
| Na - K                | - | с., положит.   |

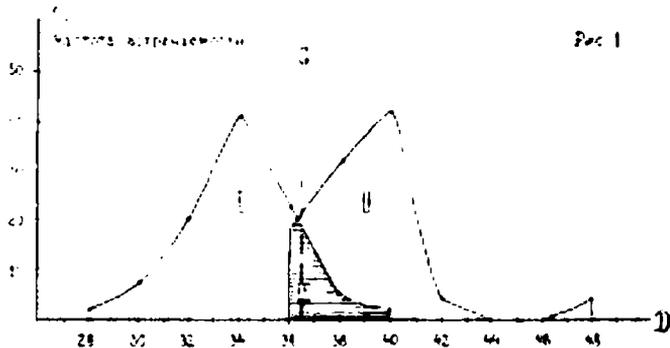
Гимольский район

|                       |   |              |
|-----------------------|---|--------------|
| Si - Fe <sup>3+</sup> | - | с., отрицат. |
| Al - Mg               | - | с., положит. |
| Al - K                | - | с., положит. |
| Fe <sup>3+</sup> - Mg | - | с., отрицат. |
| Mn - Fe <sup>2+</sup> | - | с., положит. |

На основании матрицы корреляционных связей построены корреляционные формулы связей элементов в изученных железных рудах (соответственно по регионам):



4. Использование линейной дискриминантной функции. Применение этого метода (Кутюлин, 1969; Shaw, Kudo, 1965) особенно целесообразно для разграничения двух объектов по совокупности целого ряда признаков, имеющих близкие значения, т.е. как в описываемом случае, для выявления различия в химизме двух петрохимически сходных групп железных руд. Линейная дискриминантная функция представляет собой уравнение гиперплоскости, проведенной в  $n$ - мерном пространстве признаков (в данном случае 10 признаков - по числу главных породообразующих окислов) с тем, чтобы получить наилучшее разделение объектов. Расчет уравнения линейной дискриминантной функции  $D(x)$ , значения порога дискриминанта ( ) и характеристика области перекрытия - неопределенности (эмпирического риска) произведены на БЭСМ-4. На рис. I представлено распределение значений дискриминантной функции  $D(x)$  и нанесен порог дискриминанта  $G$  ( $G = +36.4299$ ), по одну сторону которого располагаются анализы железных руд Гимольского района (поле I), по другую - анализы руд Примандровского района (поле II); поле III представляет собой



область перекрытия - неопределенности (средневзвешенный эмпирический риск - ошибка разделения объектов - равен 10%). Обобщенное расстояние, характеризующее степень близости сравниваемых объектов, равно 2,2609. Уравнение линейной дискриминантной функции имеет следующий вид:

$$D(x) = 0.3912 \text{ SiO}_2 - 24.5268 \text{ TiO}_2 + 0.7951 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.3866 \\
+ 0.1747 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 5.0856 \text{ FeO} + 1.8338 \text{ MnO} + 1.2746 \text{ MgO} \\
- 3.2016 \text{ CaO} - 0.1971 \text{ Na}_2\text{O} + 36.4299 \text{ K}_2\text{O}$$

Таким образом, проведенное петрохимическое исследование показывает определенное различие химизма железных руд Приивандровского и Гимольского регионов, близких по вещественному составу и, вероятно, геологической обстановке и генезису, и дискуссионных по возрастному положению. Дальнейшее изучение требуется для выяснения причин различия химизма вулканогенно-осадочных железных руд двух регионов Балтийского щита.

### СИДЕРИТЫ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА И ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

*Киракосян Т.А.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья МГ СССР

1. До последнего времени сидериты в рифейских комплексах были изучены у нас только на Западном склоне Урала, в южной его части.

В настоящее время выявлены и изучаются сидериты в рифейских комплексах Кокчетавской глыбы в Северном Казахстане. Полученные первые данные позволяют сопоставить поведения и характер сидеритов в литокомплексах рифея указанных двух районов.

2. Стратиграфия рифейских комплексов на Кокчетавской глыбе изучена еще недостаточно. Нижняя граница не ясна. На кристаллических сланцах мощностью 1-1,5 км залегают филлитовидные сланцы мощностью 100-150 м. Над ними по стратиграфическим и палеонтологическим данным (О.М.Розен, Н.А.Созинов и З.А.Журавлева, 1970) выделяют три толщи верхнего рифея (венда).

1. Байантайскую сланцево-карбонатную (сидеритоносную - 600-700 м)

2. Шокарагайскую кремнисто-сланцевую - (700 - 900 м)

3. Люботинскую терригенно-кремнистую - (400-450 м)

Отмечая наличие в верхах разреза люботинской толщи радиолярий авторы полагают, что ее верхи уже принадлежат к нижнему кембрию.

При геолого-съёмочных работах СКГУ сланцево-карбонатная байантайская толща именуется шарыкской свитой, а кремнистые отложения шокарагайской и люботинской толщ - андреевской свитой.

З. Н.С.Патский (1960) указал, что " в последовательности Уральских серий виден хорошо известный формационный ряд, характерный для развития миогeosинклинальных областей последующих этапов истории Земли". По литологическому составу и формационной принадлежности вендские сидеритоносные отложения Кокчетавской глыбы следует отнести к миогeosинклинальным комплексам.

На западном склоне Урала отложения рифея расчленены на три мощных серии, отвечающие крупным седиментационным циклам (Гарань, 1946) - 1) бурзянскую (нижняя сидеритоносная), 2) юрматинскую (верхняя сидеритоносную) и 3) каратавскую.

Изучение строматолитов подтвердило данное расчленение (Келлер и др., 1960).

В каждой из трех серий намечается формационный ряд, нижним членом которого является вулканогенно-терригенная формация, сменяемая терригенно-кварцитовою, а затем терригенно-карбонатной (З.М.Старостина, 1962). Нижние формации в разрезе отдельных серий отсутствуют. С наиболее же устойчивой в разрезе терригенно-карбонатной формацией по З.М.Старостинной и другим авторам, связана магнезиальная сидеритоносность. В действительности же наблюдается тенденция к снижению магнезиальности этой формации в целом и принадлежавших ей сидеритов от низов к верхам разреза.

Для бурзянской серии характерна наивысшая магнезиальная насыщенность карбонатов, представленных рядом доломит-магнезит (Саткинское и др. месторождения), а в верхней ее бакальской свите наряду с появлением доломитизированных известняков присутствует и ряд доломит-железистый доломит-магнезиальный сидерит (Ахтеинское, Бакальское месторождение).

В Юрматинской серии среди карбонатных пород, и принадлежавших зигазино-комаровской и авзянской свитам наряду с доломитизированными известняками появляются известняки, известковистые песчаники, а в сидеритах содержание окиси магния снижается до 0,2-2,4%.

Повышение магнезиальности карбонатных пород и появление магнезитов в верхних свитах каратавской серии (миньярской) не нарушает отмеченной закономерности, поскольку, они уже принадлежат платформенному чехлу и представлены иной формацией, которую Н.С.Шатский назвал "пестроцветной".

На Коччетавской глыбе сидеритоносные отложения многоосинклинальных комплексов верхнего рифея, как по своему стратиграфическому положению (венд) так и по широкому развитию в них известняков, низкому содержанию в сидеритах окиси магния лишь в единичных пробах достигающего 4%, а в основном колеблющегося в пределах 1-2% могут параллелизоваться с юрматинской серией рифея Западного склона Урала.

В связи с этим коччетавские сидериты относятся не к бакальской, а зигазино-комаровской железорудной формации (Г.С.Момджи, 1972). В Северном Казахстане сидеритоносные отложения шарыкской свиты венда, по данным геологического картирования и поисковых работ прослеживаются на протяжении свыше 250 км от реки Ишим на западе до района г.Коччетав на востоке.

С запада на восток выделяются: Жаманкульско-Новосельевская, Никольско-Баянтайская, Колесниковско-Шоккарагайская, Карасевка-Успенская, Алексеевско-Коччетавская группы проявлений сидеритов и бурных железняков. Породы сидеритоносной шарыкской свиты собраны в открытые складки, осложнены интенсивной блоковой разрывной тектоникой, с проникновением в них по разрывным нарушениям диалекта габродиабазов и габро-диоритов. В районе так же имеются гранитоидные интрузии связанные с каледонской тектоно-магматической активизацией Коччетавской глыбы. Сидеритоносные залежи располагаются на границе известняков и сланцев, имеют пластообразную форму и залегание согласное с вме-

пачками породами. Мощность залежей как и на западном склоне Южного Урала достигает 50 метров.

В отличие от Бакальских сидеритовых залежей, часто не имеющих четких литологических границ, расположенных в железистых доломитах и оконтуриваемых химическим окислением, сидеритовые залежи Северного Казахстана залегают среди глинистых сланцев, имеют четкие литологические контакты и лишь в местах их пересечения габбро-диоритами, в результате их ассимиляции и замещения последних сидеритом, контакты иногда утрачивают четкость.

Даже в случаях залегания сидеритовых тел в известняках они отделяются от последних прослоями углистых или кремнистых сланцев. От известняков к сланцам и далее к сидеритовой руде возрастает содержание железа от 2 до 44%, марганца от долей процента до 2%. Содержание окиси кальция в сидеритах соизмеримо с содержанием окиси магния, а иногда превышает его в несколько раз. Содержание кремнезема достигающее в сланцах 55% в известняках и руде снижается до 10-20% и ниже, находясь в обратной корреляционной зависимости с содержанием суммы извести и окислов железа. Соответственно содержание глинозема достигающее в сланцах 20% в известняках и сидеритах измеряется единицами процентов. Содержание фосфора и серы в сидеритах измеряется сотыми и первыми десятками процента и лишь в единичных случаях повышается до одного процента. В зонах влияния кислых интрузий в сидеритах появляются многопривнесенных силикатных минералов и сульфидов.

5. Процесс окисления сидеритов на западном склоне Урала достигал большой глубины. На Бакальских месторождениях развиты мощные железорудные шляпы не только над сидероплезитами, но и над железистыми доломитами. Ширина зоны окисления над залежами сидероплезитов превышает мощность этих залежей.

На Кокчетавской глыбе, в связи с высоким уровнем стояния грунтовых вод ныне и, по-видимому, в прежние геологические времена, глубина распространения лимонитизации сидеритов измеряется лишь первыми десятками метров.

Вследствие отсутствия во вмещающих комплексах пород богатых железом, ширина бурожелезняковых шляп не превышает мощности сидеритовых залежей. В итоге объем лимонитовых зон относительно невелик.

6. Выявление нового обширного района сидеритонесных мегасемииндустриальных комплексов верхнего рифея в Северном Казахстане, согласное залегание сидеритов во вмещающих осадочных породах и принадлежность их к той же сланцево-карбонатной осадочной формации, что и на Западном склоне Ю.Урала свидетельствует в пользу представления о сингенетичности сидеритов вмещающих их осадочным литокомплексам.

Широкое развитие сидеритовых слоев в новом районе, отмечаемая их значительная мощность и низкая магнезиальность указывает на возможность выявления здесь ряда промышленных месторождений немагнезиальных сидеритовых руд и бурых железняков развивающихся по ним в зоне выветривания. Исследования сидеритов на Кокчетавской глыбе проводились под научным руководством профессора Г.С.Момджи. Автор выражает глубокую благодарность Н.А.Созялову за консультацию и ценные советы при подготовке этого доклада.

## КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАК ИСТОЧНИК ВЕЩЕСТВА ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Бурков В.В.*

Институт Минералогии, Геохимии и Кристаллохимии редких элементов, МГ СССР

1. С корами выветривания связаны многие крупные месторождения остаточного или собственно гипергенного характера (латеритные бокситы, железо-марганцевые, хромитовые, касситеритовые руды, месторождения редких металлов — ниобия, тантала, редких земель и т.д.). Помимо этого все более отчетливо выясняется, что коры выветривания являются одним из важнейших источников рудного вещества многих осадочных и осадочно-метаморфических месторождений.

2. Наиболее достоверно связи кор выветривания и осадочных месторождений устанавливаются на примере фанерозойских образований. Однако широкое распространение метаморфизованных докембрийских кор выветривания (Кольский п-ов, Украина, Алдан и т.д.) позволяет считать что их роль в осадочной металлогении была значительной и на ранних этапах развития Земли. Более того, высокое содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере и достаточно широкое, начиная, по крайней мере с протерозоя, развитие органики придавало особую интенсивность элювиальному процессу в дофанерозойское время, и, следовательно, стимулировало его влияние на осадочное рудообразование.

3. В итоге выноса элементов из образующегося элювия (преимущественно с растворами) создавалась возможность для накопления осадочных руд в субсинхронных с корами выветривания толщах, которая реализовалась в благоприятных геологических условиях. При этом дифференциация близких по свойствам элементов, характерная для процесса выветривания, часто наследовалась осадочными образованиями. Это характерно не только для породообразующих, но также для малых и редких элементов (ниобий-тантал, литий-рубилий, цезий, редкоземельные элементы, тантал-титан и др.). Еще более значительную роль, как источник рудного вещества, очевидно, играли размывавшиеся и перетлававшиеся уже после образования кор выветривания элювиальные продукты.

4. Значительная интенсивность выветривания и более кислый характер поверхностных вод должны были в докембрии способствовать большему, чем в фанерозое, выносу из выветривавшихся пород растворенных форм железа, алюминия, марганца и редких элементов группы гидролизатов. Это, вероятно, является одной из причин широкого распространения крупнейших осадочных (впоследствии метаморфизованных) железных и марганцевых месторождений в докембрии. Образование многих высокоглиноземистых пород докембрийского возраста (Алдан, Украина и др.) вероятно также связано с выносом алюминия при вы-

ветривания. В фанерозое большую роль в образовании многих осадочных рудных месторождений (железо, марганец, алюминий, титан и т.д.) играло перетолжение твердых продуктов выветривания.

5. С размывом кор выветривания во многих случаях связывается образование древних металлоносных конгломератов. Размыв кор выветривания является совершенно обязательным условием образования редкометалльных россыпей ближнего сноса-танталоносных, редкоземельных и др. Коры выветривания являются источником вещества ильменитовых, ильменит-пирконовых, касситеритовых, золотоносных, алмазонасных россыпей.

6. Работами многих исследователей устанавливается, что источником редких и малых металлов во многих собственно осадочных (не россыпных) месторождениях также являются коры выветривания (ванадий, никель, кобальт, хром, молибден в вендско-кембрийских углеродисто-глинистых фтанитах Казахстана,

а также в других аналогичных породах; германий, бериллий и др. редкие металлы в угленосных формациях молодых платформ; кобальт, литий в некоторых озерных марганцевых рудах; волковской в пермских пестроцветках Предуралья и т.д.). Широкое распространения целестина совместно с глаукоцитом, фосфоритами и гидроокисными минералами железа в породах нормально-морских фаций мри и мела в Западной Европе, на Украине и Мангышлаке трудно объяснить, учитывая галофильные свойства стронция и его склонность к концентрации в осадках эвапоритовых бассейнов. Однако широкое распространение в этих регионах мощных каолиновых кор выветривания, субсинхронных с стронциеносными отложениями, а также чрезвычайно высокая подвижность стронция при выветривании, делают более понятной причину накопления этого элемента в водах аномальных для него бассейнов с последующим биохемогенным образованием целестина.

7. Выполненные в ИМГРЭ исследования показали, что в процессе выветривания, преимущественно на его ранних стадиях, выносятся и поступают на путь гипергенной миграции значительные массы редких и малых элементов. В определенных климатических, геоморфологических и пр. условиях активно выносятся даже такие элементы, как бериллий, тантал, ниобий, рубидий, цезий, которые обычно относятся к числу малоподвижных при выветривании. В связи с этим геохимическое изучение докембрийских и фанерозойских кор выветривания является необходимым этапом прогнозирования собственно осадочных и осадочно-метаморфических редкометалльных концентраций.

К ЛИТОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО  
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА КОЛМОЗЕРО-ВО-  
РОНЯ В СВЯЗИ С ВОПРОСАМИ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

*Белолипецкий А.П., Болотов В.И., Ильин Ю.И.*

Геологический институт Кольского филиала АН СССР

Метаморфические породы нижнепротерозойского комплекса колмозеро-воронья на Кольском полуострове слагают линейную синклиналичную структуру северо-западного простирания и асимметричного строения, расположенную в зоне глубинного разлома на стыке Мурманского и Центрально-Кольского блоков древнего фундамента. Стратиграфическая последовательность пород внутри метаморфического комплекса, определяемая положением в синклиналичной структуре, устанавливается в следующем виде (от древних к молодым):

1. биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы;
2. полосчатые и сланцеватые амфиболиты;
3. биотит-амфиболовые сланцы, порфириды, мусковитовые кварциты и двуслюдяные гнейсы;
4. высокоглиноземистые гнейсы и сланцы.

При проведении геохимических исследований нижнепротерозойского метаморфического комплекса пород зоны Колмозеро-Воронья выявлен широкий спектр разнообразных вулканогенных и терригенно-осадочных пород, подвергшихся региональному метаморфизму в условиях ставролит-андалузит-кордиеритовой субфаши амфиболитовой фаши.

Литолого-геохимическое изучение метаморфического комплекса позволило произвести реконструкцию протосостава исходных вулканогенно-осадочных пород, установить основные этапы его формирования и выявить металлогеническую специализацию отдельных частей разреза и всего комплекса пород в целом.

Нижняя терригенная толща сложена, в основном, полимиктовыми песчаниками (биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы) с подчиненными им аркозами, алевродитами (ставролит-биотитовые гнейсы) и глинами (кианитсодержащие гнейсы). Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы характеризуются несколько повышенными по сравнению с кларками (по А.П.Виноградову, 1962) содержаниями меди (0,007%) хрома (0,011%) и лития (0,0077%) и резко пониженными - рубидия (0,0062%), бора (0,0046%), бария (0,031%) и стронция (0,023%). Увеличение примеси глинистого материала в верхах толщи ведет к заметному повышению содержания редких щелочей (0,0098%) и бора (0,0054%) в квантит-ставролитовых и гранат-ставролитовых разновидностях.

Терригенные осадки согласно перекрываются мощной толщей вулканогенных пород основного состава, представленных в нижней части слоистыми туфами (полосчатые плагиоамфиболиты) и туфосадочными породами (гранатовые амфиболиты), постепенно вверх по разрезу сменяющимися лавами (сланцеватые плагиоамфиболиты), которые образуют ряд покровов, потоков, сложенных диабазовыми и плагиоклазовыми порфиритами и мандельштейнами. Среди пирокластических образований встречаются маломощные прослои и линзы железисто-кремнистых пород (магнетитовые кварциты). Грубые пирокласты развиты незначительно. Среди основных лав в верхней части толщи наблюдаются прослои алевродитов (биотит-гранат-ставролитовые гнейсы), известково-кремнистых пород и линзы кварцевых кератофинов. Специфической особенностью основных вулканитов является повышенное по сравнению с кларками содержание бора (0,0009%), лития (0,0034%), цезия (0,0002%), меди (0,012%) и ванадия (0,028%) и пониженное содержание рубидия (0,0006%), бария (0,007%) и стронция (0,018%). Метаморфизованные основные туффиты с примесью хемогенного осадочного материала, представленные гранатовыми амфиболитами, по сравнению с метавулканитами отличаются пониженным количеством меди (0,012% и 0,006%), никеля (0,008% и 0,005%), хрома (0,011% и 0,002%) и стронция (0,028% и 0,016%). Характерной особенностью силикатно-карбонатных пород является повышенное содержание лития (0,0051%), рубидия (0,0018%), цезия (0,0042%), бора (0,0073%) и хрома (0,010%).

Третья толща, наиболее пестрая по составу, представлена кислыми (кварцевые кератофиры) и средними (биотит-амфиболовые плагиосланцы) эффузивами и их туфами и частью осадочными породами. Нижняя часть разреза толщи сложена лавами и туфами андезито-дацитового состава, постепенно сменяемыми никележащими основными вулканитами. Наиболее широким распространением вулканиты среднего состава характеризуются в восточной части зоны, где они прослеживаются по всей мощности рассматриваемой свиты. В районе Вороньих тундр указанные породы перекрываются лавами и туфами кислого состава и олигониктовыми песчаниками и кварцито-песчаниками (двуслоянные гнейсы и мусковитовые кварциты). Биотит-амфиболовые плагиосланцы характеризуются повышенными содержаниями хрома (0,026%), никеля (0,016%), лития (0,0033%), цезия (0,0012%) и бора (0,0031%). В кварцевых кератофирах устанавливаются повышенные содержания меди (0,008%), бора (0,0019%) и стронция (0,041%). Двуслоянные гнейсы содержат повышенные количества меди (0,002%), никеля (0,002%), хрома (0,006%), ванадия (0,004%), лития (0,0022%), рубидия

(0,0078%), цезия (0,00003%). Отличительной чертой кислых метавулканитов является повышенное содержание меди, бария и стронция, в то время как метасадки характеризуются повышенным количеством хрома, никеля, ванадия, рубидия и бора.

Четвертая толща характеризуется отсутствием продуктов вулканизма и сложена песчано-глинистыми и глинистыми осадками с маломощными прослоями алевроитов, представленными в настоящем виде соответственно высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами с линзами биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. Рассматриваемые породы характеризуются повышенными содержаниями меди (0,007%), хрома (0,020%) ванадия (0,019%) и лития (0,0064%).

Таким образом, история формирования изученного комплекса представляется в следующем виде. Накопление терригенных осадков нижней толща происходило в быстро погружающемся мелководном бассейне за счет размыва пород фундамента. В условиях проявившейся локально кратковременной стабилизации тектонической обстановки наблюдалось отложение песчано-глинистого материала. В конце периода ранней седиментации произошло мощное излияние основных лав, сопровождавшееся накоплением пирокластического материала. Незначительное распространение грубых пирокластов свидетельствует о том, что излияния основных лав относились к трещинному типу. Дальнейшее развитие вулканогенного процесса привело к появлению лав и пирокластов андезитового и андезит-дацитового составов.

На заключительном этапе проявилось локальное излияние кислых лав. Период активной вулканической деятельности сменился этапом позднего осадконакопления, начавшегося с отложения бесполовошатовых осадков в условиях относительно спокойной тектонической обстановки. Этот этап привел к образованию мощных толщ песчано-глинистых и глинистых осадков, характеризующихся высокой степенью осадочной дифференциации.

Характерной особенностью вулканогенно-осадочных пород комплекса является повышенное содержание лития, цезия и бора, первичным источником которых могли быть растворы вулканического происхождения. Обогащение метасадков верхней части разреза никелем, кобальтом и хромом по сравнению с терригенными образованиями нижней терригенной толща объясняется присутствием в них обломочного материала вулкаников основного и среднего состава.

#### ТИТАНИСТЫЕ ПАРАСЛАНЦЫ ТАЙМЫРА КАК ПРЕДСТАВИТЕЛИ СПЕЦИФИЧЕСКОЙ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ФОРМАЦИИ

*Коробова Н.И.*

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики  
и минерального сырья МГ СССР

В составе метаморфической толщи, залегающей в основании протерозоя Таймыра, ведущая роль принадлежит своеобразным сланцам, содержащим в значительном количестве титановые минералы (преимущественно ильменит). Впервые эти сланцы были обнаружены нами в 1962 г. на западном побережье Таймырской губы. В дальнейшем выходы их были прослежены более чем на 400 км (от Усть-Таймыра до шхер Минина).

Степень метаморфизма пород в пределах этого протяженного пояса варьирует от начальных этапов фации зеленых сланцев до амфиболитовой фации. Переходы между породами смежных субфаций и фаций постепенные. В зоне наименьшего метаморфизма (хлорит-серицитовая субфация) хорошо выражена отчетливая ритмичность толщи. Мощность ритмов варьирует от долей метра до 5 (а изредка и до 20) метров. От подошвы к кровле ритма постепенно сменяют друг друга песчаные метаалевролиты с хлорит-серицитовым цементом, песчанистые метаалевролиты, сланцеватые метаалевролиты, алевролитистые сланцы и, наконец, серицитовые и хлорит-серицитовые фибилитовидные сланцы, содержащие обычно в значительном количестве тонкораспыленное углистое вещество. Чисто карбонатные прослои не встречаются, но некоторые горизонты содержат карбонатные конкреции. Местами известковистый материал содержится в цементе. Первый член ритма (песчаные метаалевролиты) может отсутствовать. В целом в составе толщи явно преобладает пелитовый материал.

При переходе к хлорито-биотитовой субфации фибилитовидные сланцы сменяются настоящими фибилитами с ситовидными порфиробластами стильномелана, переходящего при дальнейшем возрастании метаморфизма в биотит. Пылеватое углистое вещество собирается в чешуйки и зернышки графита (аспидные сланцы сменяются графитистыми фибилитами). В известковистых метаалевролитах и фибилитах растут порфиробласты анкерита, брейнерита, пистомезита.

В эпидот-амфиболитовой фации ритмичность толщи вначале несколько сглаживается, поскольку и фибилиты и поаммитовые метаалевролиты переходят в среднезернистые биотитовые и гранато-биотитовые кристаллические сланцы. Отдельные члены ритма различаются лишь по количеству слюдястых минералов. Известковистые сланцы и конкреции перекристаллизовываются в актинолитово-эпидотовые, поизитовые, скаполитовые породы. С момента образования ставролита (ставролитово-кианитовая субфация) зернистость пород в ритмах становится "негативной" - пелитовые породы превращаются в грубозернистые порфиробластические ставролитово-биотитовые кристаллические сланцы, а песчанистые метаалевролиты - в мелкозернистые биотитовые плаггиогнейсы. Наконец, в амфиболитовой фации глинистые члены ритмов представлены силлиманитовыми и силлиманит-кордиеритовыми сланцами, алевролитистые - силлиманит-кордиеритовыми плаггиогнейсами, а песчанистые - биотитовыми плаггиогнейсами. Некоторые прослои силлиманит-кордиеритовых сланцев и гнейсов содержат до 15% графита.

На всех стадиях метаморфизма сохраняется ритмичный характер толщи, порядок мощностей ритмов, соотношения между отдельными их членами. В составе исходных осадков резко преобладали глинистые и алевролитистые породы, связанные тесными взаимопереходами (илы), чередующиеся с песчанистыми илами и мелкозернистыми илистыми песками. Наиболее обычны в составе толщи черные илы, обогащенные органическим веществом. Встречались прослои известковистых илов и многочисленные карбонатные конкреции.

Главным титановым минералом этих пород является ильменит, образующий пластинчатые порфиробласты в хлорито-биотитовых и хлорито-биотито-серицитовых фибилитах, либо в гранато-биотитовых, биотитовых и ставролитово-биотитовых кристаллических сланцах. Он устойчив в хлорито-биотитовой субфации фации зеленых сланцев и на протяжении всей эпидото-амфиболитовой фации. Размеры пластин ильменита хорошо выдерживаются в пределах слоя, но от слоя к слою

значительно варьируют (от 0,5 до 4,0 см при толщине 0,1–3,0 мм), причем наиболее крупные пластины приурочены к глинистым членам ритмов, в метаалевролитах ильменит мельче и его содержание меньше, а в породах, содержащих более 20% псаммитового материала, он практически отсутствует. Содержание ильменита в отдельных прослоях достигает 5 объемных процентов.

На меньшей стадии метаморфизма (хлорито-серпентиновая субфашия) в флиш-гравелистых сланцах и метаалевролитах части скопления мелких иголок светложелтого аутигенного рутила, который при дальнейшей перекристаллизации породы дает сагенитовые агрегаты, имеющие облик скелетных псевдогексагональных пластин диаметром до 1 см. Именно по этим пластинам впоследствии развивается ильменит. В условиях амфиболитовой фашии (в кордлерит-силлиманитовых гнейсах и сланцах) ильменит вновь переходит в рутил, но этот рутил резко отличается от раннего изометричной формой зерен, их относительно большими размерами (1–3 мм) и темнокрасным цветом.

Региональное распространение титаносных пород на Таймыре, приуроченность их к определенной толще, четкое положение в разрезе, специфический облик, определенные первично-литологические особенности – все это привело нас к убеждению о целесообразности выделения особой осадочно-метаморфической формации – формации титанистых парасланцев (по аналогии с формациями железистых кварцитов и т.п.). Породы, которые следует относить к этой формации, развиты не только на Таймыре. Во всех отношениях аналогична вышеописанной толще бобровская свита Тимана. Парасланцы с пластинчатым ильменитом, подобные таймырским, известны также в Патомском нагорье, на Кольском п-ове (Кейвы), в докембрии п-ова Канин. За пределами нашей страны такие породы описаны в Центральном Французском массиве, в Финляндии (р-н Хаутаярви), в США (Ричланд-Кове), в Мексике. Их более метаморфизованными аналогами следует считать силлиманитовые гнейсы с рутилом, известные в Забайкалье (Кяхтинское месторождение) и на Енисейском крае (бассейн р.Нойбы). Содержание  $TiO_2$  в этих породах достигает 5%.

Титанистые парасланцы являются типичным докембрийским образованием. Они нигде не встречены в более молодых толщах. Более того – временной интервал их развития, видимо, можно еще более сузить, поскольку во всех случаях достоверной датировки возраста или обоснованного определения стратиграфического получения эти породы относятся не к докембрию вообще, а именно к протерозою.

В заключение следует подчеркнуть, что некоторые породы рассматриваемой формации уже сейчас разрабатываются для получения рутила и ильменита. Несмотря на относительно невысокие содержания титана, запасы его в титанистых парасланцах огромны. На одном лишь Таймыре они во много раз превышают суммарные запасы всех месторождений других типов. Но даже, если не рассматривать титанистые парасланцы как непосредственную руду на титан, их экономическое значение очень велико, поскольку, по нашему мнению, именно они являются главным поставщиком высококачественного (не содержащего технологически вредных примесей) ильменита для крупнейших россыпных месторождений.

ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОЙ АФРИКИ  
(ГЕНЕЗИС И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ)

Елизарьев Ю.Э.

НИИЗарубежгеология, МГ СССР

1. Сравнительно давно советскими геологами было обращено внимание на нахождение в раннем докембрии глиноземистых пород в ассоциации с чарнокитами, карбонатными породами, кварцитами, графитосодержащими кристаллическими сланцами и гнейсами. Как правило, все они слагают самостоятельные стратиграфические тела (пласты, горизонты), неоднократно повторяющиеся в разрезе или находящиеся друг с другом в циклическом чередовании; за пределами самостоятельных крупных стратиформных тел глиноземистые и карбонатные породы, а также кварциты фиксируются в виде маломощных прослоев или линз по всему разрезу раннедокембрийских толщ Сибири и Европейской части Союза. В настоящее время не вызывает сомнения тот факт, что большинство названных выше пород возникло из осадков, перекристаллизованных затем в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма. Вместе с тем, широко распространенное представление об отсутствии тектонических контрастов в раннюю стадию становления земной коры, осложняет работу по составлению палеогеографических и палеотектонических карт.

2. В южной половине Африканского континента глубоко метаморфизованным толщам раннего докембрия также свойственно совместное нахождение глиноземистых пород с кварцитами, графитосодержащими кристаллическими сланцами и гнейсами, чарнокитами, карбонатными и эклогитоподобными породами. Их структурное положение двойко, так как они встречаются и внутри гранито-гнейсов Танзанийского, Замбийского, Родезийского и Трансваальского массивов (древние ядра по Т.Клиффорду) и по периферии этих массивов (складчатые "пояса" Мозамбик, Рузизи, Убенди, Забези, Димпопо, Кейс). Среди гранито-гнейсов древних ядер это преимущественно многочисленные линзы и прослои, тогда как в складчатых "поясах" часто встречаются выдержанные по пространству и мощности пласты и горизонты. Кроме того, глиноземистые осадки выявлены в платформенных образованиях свиты Претория (система Трансвааль), а зеленосланцевые толщи систем Свазиленд, Булавайо, Себаква и Ньянза, выполняющие узкие геосинклинальные тропы на древних ядрах, являются местами промышленных месторождений корунда.

3. Концентрация глиноземистого материала в пласты и горизонты по периферии древних массивов, наличие континентальных перерывов с перебивом кластогенных образований внутри разреза платформенного чехла (Битватерсрандская триада, система Трансвааль) Трансваальского массива, пребулавайский разрыв гранито-гнейсов Родездал в Родезийском массиве, доньянзский разрыв гранито-гнейсов в Танзанийском массиве и, наконец, древняя кора выветривания в основании системы Понгола в Свазиленде определенно указывают на формирование нескольких денудационных поверхностей в раннем докембрии Южной Африки. Во всех случаях продукты совершенного физико-химического выветривания возникали в пределах древних ядер и в дальнейшем либо скапливались здесь, либо переносились по периферии массивов.

4. Геологические и радиологические данные по Южной Африке позволяют выделить несколько временных интервалов формирования глиноземистых толщ: 1) древнее 3500 млн лет (некоторые участки Мозамбикского пояса; складчатые "пояса" Убенди, Замбези, Лимпопо, Кейс); 2) 3500-3000 млн лет (зеленосланцевые зоны Танзанийского, Родезийского, Трансваальского массивов и платформенные образования системы Конгола); 3) 3000-2600 млн лет (складчатый "пояс" Рузизи, платформенные отложения системы Доминион-Риф и формации Годван); 4) 2600-2000 млн лет (платформенные образования систем Вентерсдорп и Трансвааль).

5. С глиноземистыми толщами раннего докембрия на территории Южной Африки связаны промышленные месторождения дистена - Маракос и Тавета (складчатый "пояс" Мозамбик), андалузита - Мариго (свита Претория), корунда - Млега, Шенде, Хилл, Зобуе, Тамбани, Вилла Пери Соутпансберг и Луис Трмчар-Питерсбург; корунд-сидиманитовые сланцы известны также в породах системы Кейс.

#### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ГЕНЕЗИС ОКИСЛОВ ЖЕЛЕЗА В ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ТОЛЩАХ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНЫ

*Белевцев Я.Н., Луговая И.П.*

Институт Геохимии и Физики минералов АН УССР

Нами проведены кислородно-изотопные и минералого-петрографические исследования железистых пород и богатых руд Украины с целью выявления главных закономерностей распределения изотопов кислорода в рудных минералах железисто-кремнистых формаций докембрия.

Установлено следующее:

1. Магнетит неизмененных железистых кварцитов и сланцев неокислен по изотопному составу кислорода, пределы колебания  $\delta \text{O}^{18}$  от +2,6 до +15,0‰ и от +6,4 до +15,3‰ соответственно. Гематит в этих породах содержит меньше изотопа  $\text{O}^{18}$  и пределы вариаций  $\delta \text{O}^{18}$  значительно уже (+1,3+6,4‰).

2. Магнетит в метасоматически измененных породах имеет широкий диапазон значений  $\delta \text{O}^{18}$ , от +1,2 до +20,4‰. Низким изотопным составом кислорода отличаются магнетиты карбонатизированных разностей.

3. Магнетит в частично окисленных железистых кварцитах по изотопному составу кислорода более "легкий", чем в неокисленных.

4. Богатые неокисленные руды имеют самый широкий диапазон значений  $\delta \text{O}^{18}$  магнетита (+0,2+24,4‰), причем крайние значения этого диапазона относятся к метасоматическим рудам.

5. Окисленные руды характеризуются отрицательными относительно стандарта ЭМЭВ значениями  $\delta \text{O}^{18}$  от -6,1 до -0,2‰) и резко отличаются по изотопному составу, как от богатых магнетитовых руд, так и от железистых пород.

Полученные данные хорошо согласуются с результатами изотопных определений, выполненных американскими исследователями для железорудных месторождений США. Это позволяет предположить наличие общих закономерностей в распределении изотопов кислорода окислов железа для докембрийских железорудных формаций и сделать некоторые выводы:

1. Дифференциация изотопного состава кислорода в оксиды железа происходит в процессе седimentации (диагенеза), метаморфизма и гипергенеза.

2. Прогрессивный метаморфизм высоких ступеней вызывает значительное увеличение концентрации изотопа  $O^{18}$  в магнетите железистых кварцитов.

3. Метаморфогенное рудообразование сопровождается большим фракционированием изотопов кислорода. Для рудных тел характерно повышенное содержание "тяжелого" изотопа кислорода относительно вмещающих пород.

4. Процессы гипергенеза приводят к уменьшению содержания изотопа  $O^{18}$  в магнетите железистых кварцитов и образованию богатых руд с отрицательными величинами  $\delta O^{18}$ .

5. Мартитизация связана с вхождением в кристаллическую решетку магнетита кислорода, обогащенного изотопом  $O^{16}$ . Для мартитовых руд характерны низкие значения  $\delta O^{18}$ , сравнимые с изотопным составом поверхностных вод.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ФОРМАЦИЙ  
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА (ПРИАЗОВСКИЙ БЛОК)  
*Жуков Г. В.*

Институт геологии и физики минералов АН УССР

Приазовский блок является самой юго-восточной частью Украинского щита, от остальной территории которого он отделен Орехово-Павлоградским разломом. В метаморфическом комплексе Приазовского блока имеются два структурных яруса, разделенных поверхностью углового несогласия: архейский (2860 - 2600 млн лет) и нижнепротерозойский (2500 - 2300 млн лет).

В архейском ярусе выделяются две толщи. Нижняя, видимой мощностью около 8 км, представляет осадочно-вулканогенную формацию. Она сложена, главным образом, пироксеновыми кристаллическими сланцами и амфиболитами (метаморфизованные продукты основного вулканизма) и первично осадочными образованиями: биотитовыми гнейсами с подчиненными им пачками глиноземистых пород, железистых и безрудных кварцитов. Верхняя часть архейского яруса представлена осадочной хемогенно-терригенной формацией. Она сложена металесчаниками, глиноземистыми сланцами и гнейсами, железистыми кварцитами. Видимая мощность формации около 1 км.

В нижнепротерозойском ярусе, так же имеются две формации из которых одна осадочная, а вторая существенно вулканогенная, однако расположены они в ином порядке. Осадочная формация является базальным образованием структурного яруса. Она представляет пеструю ритмично-слоистую толщу мощностью до 6 км, сложенную биотитовыми, силлиманитовыми и графитовыми гнейсами, полевошпатовыми, гранато-пироксеновыми и пироксено-магнетитовыми кварцитами, кристаллическими известняками и кальцифирами. В залегающей выше осадочно-вулканогенной формации (видимая мощность около 4 км) главное значение имеют двупироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты. Кроме того, она содержит биотитовые гнейсы, железистые кварциты и крупные (до 500 м)

линзы карбонатных пород. Во всех формациях обеих структурных ярусов встречаются небольшие межпластовые тела в различной степени метаморфизованных ультраосновных пород (апоперидотиты и апопироксениты). Доля их (1-2%) недостаточно велика для того, чтобы названные формации считать плутоно-вулканогенно-осадочными, однако эти образования имеют определенное металлогеническое значение и поэтому заслуживают упоминания. Все формации неоднократно подвергались метаморфизму как прогрессивному (региональному), так и регрессивному (локальному). В истории их формирования неоднократно были перерывы и наступали эпохи корообразования в связи с выветриванием. В результате указанных процессов в них сформировались месторождения и рудопроявления различных полезных ископаемых метаморфизованного, метаморфогенного и гипергенного (остаточного) генезиса.

Среди металлических полезных ископаемых главное место принадлежит железным рудам типа железистых кварцитов. Кроме того, имеются рудопроявления золота, никеля, титана и марганца. Из нерудных ведущее положение занимает графит и вермикулит. В небольших количествах встречаются силлиманит, корунд, андалузит. Железистые кварциты известны во всех формациях на разных стратиграфических уровнях. При этом, в одних случаях они ассоциируют с вулканогенными образованиями, в других – осадочными породами. Эти парагенетические ассоциации, очевидно, представляют различные типы железорудных (железисто-кремнистых) формаций: вулканогенно-осадочную и осадочную. Присутствие видимого золота установлено в полевошпатовых кварцитах пестрой терригенной формации нижнепротерозойского яруса. Эти образования представляют древние метаморфизованные россыпи. В коре выветривания метаморфизованных основных и ультраосновных пород отмечается повышенное содержание никеля и титана. Марганец ассоциирует с карбонатными породами вулканогенно-осадочной формации протерозойского яруса. Графит наблюдается в осадочных толщах разных формаций. Однако, промышленное скопление его имеются только в нижней терригенной формации протерозойского яруса. Месторождения вермикулита связаны с корой выветривания биотитовых гнейсов и, главным образом, с мезокайнозойской корой выветривания биотитизированных ультраосновных пород. Высокое содержание железистых минералов, а также силлиманита, корунда, андалузита встречается в гнейсах кристаллических сланцах приуроченных к базальным толщам, которые возникали непосредственно после внутриформационных и межформационных перемиров. Скопление глинозема в них связано, по-видимому, с мобилизацией из древних кор выветривания.

#### К ВОПРОСУ ОБ АЛМАЗОНОСНОСТИ СЕДИМЕНТОГЕННЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

*Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А.*

Всесоюзный институт минерального сырья, МГ СССР  
Кокчетавская геолого-разведочная экспедиция МГ СССР

Алмаз широко известен в эндогенных включениях кимберлитовых трубок, однако в эклогитах докембрийских комплексов нахождение этого минерала, как полагают, не характерно, поскольку необходимые для его образования термоди-

намические условия, по-видимому, могут быть достигнуты лишь в самых глубоких горизонтах земной коры и в верхней мантии (В.С.Соболев, ред., 1970). В то же время одним из наиболее сложных вопросов оценки перспектив алмазоносности является выявление коренных источников кимберлитового типа для широко известных и нередко эксплуатируемых в промышленных масштабах россыпных месторождений. В ряде случаев такие источники не удается обнаружить несмотря на многолетние и дорогостоящие исследования. Допустимо высказать предположение, что коренные источники алмаза в этих случаях не относятся к кимберлитовому типу.

Новые данные по Кокчетавскому докембрийскому массиву представляют в этом плане значительный интерес. В последние годы здесь обнаружены мелкие кристаллы алмаза и их обломки в четвертичных аллювиальных и палеогеновых морских отложениях. Позднее они выявлены в циркон-рутиловых метаморфизованных россыпях среди кварцевых песчаников кокчетавской свиты позднего докембрия. Эта свита непосредственно, с размывом залегает на древнем глубокометаморфизованном комплексе, исследование которого позволило выявить присутствие алмаза в коренных породах - эклогитах (О.М.Розен, Ю.М.Зэрин, А.А.Зячковский, 1972). Опробование современных озерных отложений, непосредственно примыкающих к выходам алмазоносного эклогита подтвердило широкую распространенность здесь этого минерала. На основании этих данных представляется доказанным, что алмаз возникал одновременно с образованием эклогитов в докембрии, а затем, при их размыве, попадал в обломочные отложения огромного возрастного диапазона: от позднего докембрия до современных осадков.

Необходимо рассмотреть описанную находку на фоне существующих гипотез о происхождении эклогитов. Как полагают ряд исследователей, эти породы являются магматическими и подвергались метаморфизму (М.А.Абдулкабирова, 1949, И.Л.Перчук и соавт., 1969) или внедрялись в виде расплава, застывшего в условиях сверхвысоких давлений (Н.Л.Добрецов с соавт. 1970). В другой стороне, существует гипотеза осадочного происхождения эклогита за счет метаморфизма карбонатно-глинистых пород (И.Ф.Трусова, 1956, О.М.Розен, 1969). Также предполагают, что эклогиты являются отторженцами вещества верхней мантии (И.А.Вфимов 1964). Критический разбор этой последней точки зрения проведен ранее и здесь нет необходимости его повторять. Важно подчеркнуть, что остаются два варианта возможной кристаллизации алмаза: за счет сверхвысоких давлений при внедрении магмы основного состава и за счет метаморфизма различных исходных пород. В обоих возможных случаях общим является то, что процесс образования алмаза протекал по-видимому в условиях земной коры, поскольку мощность ее составляет в рассматриваемом районе более 40 км (М.Д.Морозов, 1969) и это расстояние определяет удаленность места образования алмаза от поверхности Мохэровичича, независимо от того, являются ли эклогиты интрузивами или пластами седиментогенных пород. Метастабильный алмаз в системе алмаз-графит может образоваться в широком интервале давлений и температур (Ф.П.Банди с соавт., 1955, Л.Ф.Верещагин, 1965), а алмазо-содержащие эклогиты кимберлитов нередко близки к эклогитам метаморфических комплексов (Н.А.Беляевский с соавт. 1972). Октаэдрическая форма кристалла указывает на плавное снижение температур и давлений (Г.Н.Безруков с соавт., 1970), что свидетельствует о возможности его образования в условиях мета-

морфизма. Если опираться на имеющиеся экспериментальные данные по синтезу алмаза, мы должны предположить, что местные сверхдавления (по В.С.Соболеву, ред., 1970) в земной коре достигают весьма больших величин, необходимых не только для образования эклогитов, но и для возникновения алмаза.

В этой связи нам представляется возможным подчеркнуть следующее. Сравнительно недавно было показано, что свободный углерод в докембрийских отложениях распространен весьма широко и имеет, по-видимому, в значительной своей части органическое происхождение (А.В.Сидоренко, Св.А.Сидоренко, 1968). Распространение углерода в эклогитах метаморфических комплексов в форме графита широко известно (П.Хан-Вайнхаймер, 1959). Весь изложенный выше материал свидетельствует о том, что алмаз является здесь новой неизвестной до сих пор в эклогитах метаморфических комплексов формой существования углерода и не исключено, что этот углерод имеет органическое происхождение. Безусловно, это предположение требует дальнейшей проверки и в этом отношении особый интерес могли бы представить проводимые в настоящее время исследования изотопного состава углерода.

Широкое, региональное распространение эклогитов в пределах Кокчетавского докембрийского массива, их залегание на дневной поверхности в виде картируемых на местности толщ, свит и т.п., выгодные географические условия — определяют высокую экономическую перспективность месторождений, являющихся предметом поиска.

Таким образом в результате проведенных работ показана возможность возникновения алмазоносных провинций, в которых коренным источником являются эклогитовые метаморфические комплексы. Целесообразно рекомендовать ревизию эклогитовых комплексов, в первую очередь Урала и Тянь-Шаня, на выявление россыпных алмазов и их коренных источников, связанных с эклогитами и родственными метаморфическими породами.

ОСОБЕННОСТИ МЕДЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛЕКСАНДРОВСКОЙ  
СВИТЫ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КОДАРО-УДОКАНСКОГО  
ПРОГИБА (Забайкалье)

*Савченко А.А., Саакян В.М., Ермаков Б.В.*

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья, МГ СССР. Читинское территориальное геологическое управление, МГ РСФСР

В Кодаро-Удоканском прогибе распространены породы удоканской серии, являющиеся стратотипом отложений нижнего протерозоя (по В.С.Федоровскому). Отложения удоканской серии, представленные в основном слабо метаморфизованными песчаниками, имеют ритмичное строение и расчленены на три подсерии (снизу вверх): кодарскую, чинейскую и кеменскую, каждая из которых отвечает макроритму. По литолого-фаціальным особенностям, породы удоканской серии подразделяются на восемь свит.

В целом для отложений удоканской серии, характерны относительно повышенные содержания меди — 0,0028% против 0,0003% кларкового содержания ее для песчаников. На этом фоне наличие почти на всех стратиграфических уровнях

содержаний меди, достигающих промышленных концентраций (а также исходя из определения формации, данных Н.С.Шатским и Н.П.Херасковым), дают основание рассматривать удоканскую серию как единую меденосную формацию. Отдельные стратиграфические уровни с повышенными концентрациями в этом случае представляют собой меденосные горизонты.

В частности, в александровской свите выявлены в Кодарском хребте три, а в Удоканском два меденосных горизонта, связанные с двумя фаціальными комплексами отложений – заливно-лагунного мелководья и подводной дельты.

Меденосные горизонты, приуроченные к отложениям подводной дельты и представленные в основном кварцитовидными мелко- и среднезернистыми песчаниками часто с кривой слоистостью, имеют более высокие содержания меди, чем горизонты, образовавшиеся в условиях заливно-лагунного мелководья, где преобладают алевролитистые разности пород преимущественно с горизонтальной слоистостью.

При региональных метаморфических преобразованиях меденосных песчаников и алевролитов александровской свиты, выраженных стадией кварц-альбит-биотитовой субфации фация зеленых сланцев по Тернеру, не наблюдается изменение валового содержания металла в рудоносной породе. Частичное перемещение рудного вещества в пределах рудоносных отложений с образованием микропрожилков и более крупных рудных выделений имеет место лишь на локальных участках при наложении контактового метаморфизма.

В размещении минеральных парагенезисов: халькопирит-пиритового, халькопирит-борнитового, борнит-хальковинного и халькопирит-магнетитового, в пределах рудоносного пласта наблюдается два типа вертикальной зональности, обусловленных, как и на Удоканском месторождении медистых песчаников, литолого-фаціальными условиями накопления рудоносных отложений в связи с трансгрессивными и регрессивными циклами развития палеобассейна. Для регрессивного цикла характерна смена в разрезе халькопирит-пиритового парагенезиса – халькопирит-борнитовым; для трансгрессивного – наблюдается обратная картина в размещении минеральных парагенезисов.

Появление на отдельных участках внутри рудоносного пласта халькопирит-магнетитового парагенезиса свидетельствует о резкой смене условий режима осадконакопления – завершении регрессивного цикла и начале трансгрессивного.

Рудоносные отложения отличаются от вмещающих их пород повышенной карбонатностью. При этом в пределах меденосного горизонта отмечается четкая химическая дифференциация в распределении меди, свинца и цинка. Максимальные содержания меди располагаются непосредственно над максимумами содержания в цементе песчаников карбонатов (кальцита, доломита). С последними постоянно коррелируются относительно повышенные содержания свинца и цинка.

Анализ фактического материала меденосных отложений александровской свиты показывает, что формирование их прошло в палеогеографических условиях и при физико-химических процессах характерных и для других стратиграфических уровней меденакопления удоканской серии нижнего протерозоя.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ АВТОРОВ

|                    |      |          |  |
|--------------------|------|----------|--|
| Абдулин А.А.       | 162  |          |  |
| Абдулаев Р.Н.      | 82,  |          |  |
| Аксаментова Н.В.   | 112  |          |  |
| Анфимов Л.В.       | 61   |          |  |
| Апельцин Ф.Р.      | 334  |          |  |
| Арипов А.А.        | 82,  |          |  |
| Ахмеджанов М.А.    | 82,  |          |  |
| Безгузов А.И.      | 99,  | 340      |  |
| Бекасова Н.Б.      | 93,  | 106, 138 |  |
| Бакмухаметов А.Е.  | 372  |          |  |
| Белевцев Я.Н.      | 29,  | 391      |  |
| Беломыцкий А.П.    | 385  |          |  |
| Белоножка Л.Б.     | 202, | 272      |  |
| Бельгов И.В.       | 77   |          |  |
| Белькова Л.Н.      | 122  |          |  |
| Беляев Г.М.        | 325  |          |  |
| Бергман И.А.       | 358  |          |  |
| Билибина Т.В.      | 33   |          |  |
| Бобылева М.И.      | 298  |          |  |
| Богданов Ю.Б.      | 106  |          |  |
| Богданова М.Н.     | 54   |          |  |
| Богданова С.В.     | 285  |          |  |
| Болотов В.И.       | 374  |          |  |
| Бондаренко Л.П.    | 74   |          |  |
| Борисов О.М.       | 82,  |          |  |
| Борисова С.Д.      | 253, | 257      |  |
| Барташевич О.В.    | 304  |          |  |
| Боршевский Ю.А.    | 30,  | 312      |  |
| Бурков В.В.        | 372  |          |  |
| Бурков Ю.К.        | 197  |          |  |
| Вассоевич Н.Б.     | 302  |          |  |
| Веселовская М.М.   | 127  |          |  |
| Верниковский В.Н.  | 159  |          |  |
| Виноградов В.И.    | 184  |          |  |
| Вишняков В.Н.      | 101  |          |  |
| Воинов А.С.        | 106  |          |  |
| Войтович В.С.      | 345  |          |  |
| Водынец В.Ф.       | 309  |          |  |
| Вронский Ю.С.      | 131  |          |  |
| Висоцкий И.В.      | 302  |          |  |
| Гаврилова Л.К.     | 241  |          |  |
| Галдобина Л.П.     | 12,  | 282      |  |
| Галимов Э.М.       | 279  |          |  |
| Ганеев И.Г.        | 242, | 246      |  |
| Гарифулин Л.П.     | 50   |          |  |
| Гвоздик Н.И.       | 148  |          |  |
| Гетлинг Р.В.       | 227  |          |  |
| Гиммельфарб Г.Б.   | 67,  | 249, 272 |  |
| Глебовицкий В.А.   | 81,  | 168, 314 |  |
| Голованов Н.П.     | 287  |          |  |
| Головенок В.К.     | 65,  | 170      |  |
| Горбачев О.В.      | 190, | 225      |  |
| Горбунов Е.З.      | 342  |          |  |
| Горлов В.И.        | 282  |          |  |
| Горохов С.С.       | 246  |          |  |
| Горошкин Б.И.      | 247  |          |  |
| Горощенко Г.Д.     | 72,  | 144      |  |
| Горянов П.М.       | 264  |          |  |
| Гриненко В.А.      | 333  |          |  |
| Гриненко Л.Н.      | 333  |          |  |
| Гудзенко В.Т.      | 91   |          |  |
| Давиденко И.В.     | 366  |          |  |
| Дагелайский В.Б.   | 74   |          |  |
| Дементьев П.К.     | 99,  | 340      |  |
| Дивисенко В.Е.     | 235, | 301      |  |
| Деплань Л.М.       | 342  |          |  |
| Дзоциндзе Г.С.     | 8    |          |  |
| Додатко А.Д.       | 44   |          |  |
| Донцов В.В.        | 318  |          |  |
| Донцова Е.И.       | 231  |          |  |
| Дриц В.А.          | 36   |          |  |
| Дроздова Т.В.      | 299  |          |  |
| Другов Г.М.        | 271  |          |  |
| Елизарьев Ю.З.     | 379  |          |  |
| Ермаков Б.В.       | 384  |          |  |
| Ермакова В.И.      | 304  |          |  |
| Ермолаев Б.А.      | 53   |          |  |
| Ефанова В.А.       | 254  |          |  |
| Ефимов И.М.        | 54   |          |  |
| Жук-Почекутов К.А. | 222  |          |  |
| Жуков Г.В.         | 381  |          |  |
| Журавлев Е.Г.      | 305  |          |  |
| Забродин В.Е.      | 288  |          |  |
| Загородный В.Г.    | 93   |          |  |
| Загулова О.П.      | 300  |          |  |
| Зайцев А.Г.        | 186, | 249, 272 |  |
| Закруткин В.И.     | 193  |          |  |
| Заседателей А.М.   | 336  |          |  |
| Захаревич К.В.     | 157  |          |  |
| Заячковский А.А.   | 386  |          |  |
| Зеленщикова К.Х.   | 254  |          |  |
| Зорин Ю.М.         | 382  |          |  |
| Ивлиев А.И.        | 69,  | 177      |  |
| Ильин А.В.         | 321  |          |  |
| Ильин Ю.И.         | 374  |          |  |
| Илюхин Л.Н.        | 91   |          |  |
| Казак А.П.         | 140  |          |  |
| Казанский Ю.П.     | 39   |          |  |
| Калашникова Н.Н.   | 227  |          |  |
| Калинин Ю.К.       | 281  |          |  |
| Каныгин Л.И.       | 118  |          |  |
| Карпенко С.Ф.      | 241  |          |  |
| Касимов М.А.       | 162  |          |  |

|                    |             |                   |               |
|--------------------|-------------|-------------------|---------------|
| Келлер Б.М.        | 10          | Найденков И.В.    | 208           |
| Клевцова А.А.      | 300         | Негруца В.З.      | 106, 140, 346 |
| Киракосян Т.А.     | 369         | Негруца Т.Ф.      | 52, 106, 140  |
| Кириллук В.П.      | 88          | Недомолкин В.Ф.   | 119           |
| Кицул В.И.         | 176         | Николаева К.А.    | 51            |
| Колесников В.Д.    | 318         | Немова Т.В.       | 72, 136       |
| Коников А.З.       | 79          | Ожогин В.А.       | 151           |
| Конинов Н.Д.       | 45,         | Дал А.М.          | 112           |
| Корнилов Н.А.      | 355         | Петров Б.В.       | 165           |
| Коробова Н.И.      | 376         | Петров Б.М.       | 45, 261       |
| Королев К.Г.       | 244         | Полквой П.А.      | 192           |
| Корчагина Ю.И.     | 302         | Половко Н.И.      | 150           |
| Корякин А.С.       | 37          | Полуновский Р.М.  | 56, 118       |
| Коссовская А.Г.    | 36          | Полянин В.А.      | 220           |
| Котина Р.П.        | 242, 246    | Полов В.М.        | 351           |
| Кошевой В.В.       | 290         | Попов Ю.Г.        | 318           |
| Краснобаев А.А.    | 145, 148    | Предовский А.А.   | 189           |
| Кривошеева З.А.    | 302         | Прияткина Л.А.    | 168           |
| Крылов И.Н.        | 165         | Прокопчук Б.И.    | 338           |
| Кудрявцев В.А.     | 48,         | Прусс А.К.        | 330           |
| Кузнецова Ф.В.     | 267         | Пушкин Г.Ю.       | 93, 109       |
| Кулиш Е.А.         | 97          | Пчелинцева Н.Ф.   | 213           |
| Куртов Г.С.        | 192         | Работнов В.Т.     | 71            |
| Кухарева Н.И.      | 44          | Радченко А.Т.     | 93            |
| Кувев В.Г.         | 323         | Райконов О.А.     | 162           |
| Лавриненко Л.Ф.    | 56          | Робонен В.И.      | 362           |
| Давыко Е.М.        | 88          | Розен С.М.        | 19, 275, 382  |
| Давинская Т.А.     | 286         | Розенберг Д.Ш.    | 56            |
| Дарская Е.С.       | 300         | Ронов А.Б.        | 279           |
| Девковская Н.Ю.    | 150         | Рудник В.А.       | 236, 325      |
| Девых Н.Н.         | 41          | Румянцева Г.В.    | 244           |
| Деонтьев Г.И.      | 104         | Русин А.И.        | 162           |
| Летников Ф.А.      | 156         | Саакян В.М.       | 384           |
| Добанова Г.М.      | 227         | Савельев А.А.     | 168, 296      |
| Добач-Дученко С.Б. | 165         | Савельева Т.В.    | 81            |
| Долухин А.С.       | 291         | Савченко А.А.     | 384           |
| Дуговая И.П.       | 391         | Салаткина В.Н.    | 48            |
| Лулева О.И.        | 22, 56, 163 | Салук Ю.И.        | 296           |
| Львова Н.А.        | 101         | Свириденко В.Т.   | 33            |
| Лысак А.М.         | 88          | Семейкин И.Н.     | 318           |
| Любцов В.В.        | 251         | Семеновко Н.П.    | 35            |
| Макарихин В.В.     | 296         | Семергеева Е.А.   | 44            |
| Макиевский С.И.    | 51          | Семихатов М.А.    | 293           |
| Малиновская Е.К.   | 242         | Сергеева Э.И.     | 111           |
| Маракушев А.А.     | 14          | Сергиенко И.З.    | 298           |
| Маждаев Л.В.       | 124         | Сердюченко Д.П.   | 24, 268, 349  |
| Махнач А.С.        | 41          | Серебряков С.Н.   | 293           |
| Меламедова В.С.    | 304         | Сиворонов А.А.    | 88            |
| Метелкина М.П.     | 338         | Сидоренко А.В.    | 4, 163        |
| Мигдисов А.А.      | 279         | Сидоренко Св.А.   | 23, 275, 312  |
| Миловский А.В.     | 16, 227     | Сидоренко С.А.    | 155, 249      |
| Милькевич Р.И.     | 81          | Симанович И.М.    | 59            |
| Мильштейн В.Е.     | 287         | Ситдииков Б.С.    | 220           |
| Мирская Д.Д.       | 132         | Скуфьин П.К.      | 128           |
| Модников И.С.      | 99, 340     | Соботович Э.В.    | 236           |
| Моралев В.М.       | 316         | Соколов Н.А.      | 181, 309, 349 |
| Московченко Н.А.   | 168         | Соколов Б.А.      | 302           |
| Мурзеев С.П.       | 179         | Соколов В.А.      | 12, 281       |
|                    |             | Соколов Ю.М.      | 314           |
|                    |             | Суслова С.Н.      | 211           |
|                    |             | Суходольская О.В. | 338           |

Тарасов Ю.С. 318  
 Төняков В.А. 9  
 Тимофеев Б.В. 296  
 Тимофеева Э.В. 361  
 Титов В.К. 33  
 Травин Л.В. 79  
 Тугаринов А.И. 7, 241  
 Турченко С.И. 54, 314

Федоров Е.Е. 121, 153  
 Фельдман В.И. 213  
 Федкова Т.А. 72  
 Филатова Л.И. 133  
 Филипповский В.И. 205, 220  
 Францессон Е.В. 338  
 Фролов В.Т. 85, 115  
 Фролов Д.К. 173

Халиулина О.В. 272  
 Хейсканен К.И. 12  
 Хильтова В.Я. 165

Чаттерджи Р. 216  
 Чеботарева Н.А. 121  
 Чернов В.М. 362  
 Чумаков Н.М. 62

Шангиреев Х.Г. 363  
 Шаров В.Н. 172  
 Шкандий Б.О. 166  
 Шкодзинский В.С. 176  
 Шалек Е.А. 79  
 Шулешко И.К. 147, 165  
 Шутов В.Д. 36

Щербак Н.П. 150  
 Щербакова И.П. 95  
 Якушин Л.Н. 334

Япаскурт О.В. 57  
 Яценко Г.М. 88, 159

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

|  |  |
|--|--|
| Абсолютный возраст   | 7, 261   |
| Австралия  | 85, 115  |
| Активизированные области-<br>металлогения  | 359  |
| Акцессории:  | 57, 91, 140, 251   |
| циркон   | 37, 72, 81, 138, 140, 145, 147, 148                              |
| рутил  | 387  |
| ильменит   | 387  |
| турмалин   | 140  |
| Алданский щит  | 48, 59, 97, 136, 184, 202  |
| Алмазность   | 45, 145, 338   |
| Амфиболиты   | 44, 127, 186, 208, 213, 227                                      |
| Анабарский щит   | 136  |
| Архей  | 48, 77, 79, 82, 88, 95, 97, 122, 131,<br>145, 186, 208, 220, 325 |
| Атмосфера докембрия  | 12, 16, 145, 184, 235, 264, 287, 288,                            |
| Аутигенная минерализация   | 140  |
| Африка   | 340, 342, 379  |
| Аэрофотометоды для расшифровки<br>первичной природы метаморфизо-<br>ванных пород   | 158, 155, 219  |
| Базальтоиды  | 14   |
| Байкало-Патомское нагорье  | 165, 170, 172  |
| Балтийский щит   | 59, 77, 106, 111, 202  |
| Барий  | 186  |
| Белоруссия   | 112  |
| Биосфера в докембрии   | 15   |
| Битумоиды  | 302, 312   |
| Бокситы  | 318  |
| Венд   | 82, 145, 302   |
| Витватерсранд  | 342  |
| Возрастное расчленение метамор-<br>фических пород, критерии                        | 236  |
| Восстановление условий осадко-<br>накопления                                       | 16, 106, 192, 251, 254   |
| Восточное Забайкалье   | 81, 157  |
| Восточная Сибирь   | 79, 101  |
| Вулканогенно-осадочные породы  | 52, 88, 112, 127, 128, 133, 173, 282<br>325,                     |
| Выветривание в докембрии   | 16, 37, 39, 44, 45, 52, 54, 81, 109,<br>132, 235, 318, 321       |
| Высокоглиноземистые породы   | 170  |
| Гана   | 342  |
| Геохимия гипергенеза   | 247  |
| Геохимия металукамитов   | 385  |
| Геохимическая классификация ме-<br>таосадочных пород                               | 189  |
| Геохимические критерии выясне-<br>ния первичной природы метаморфи-<br>ческих пород | 190, 213   |
| Гидросфера докембрия   | 9, 12, 77, 145, 184  |
| Гималаи  | 216  |
| Гипс   | 71, 81   |
| Глауконит  | 111  |
| Глинистые породы   | 39   |
| Глины- петрохимия  | 65   |

|  |   |
|--|---|
| Гранитизация                             | 29, 119, 124, 325   |
| Гранулитовая фация                       | 54, 131   |
| Граувакки                                | 211, 271  |
| Графит                                   | 101, 119, 254, 281, 301, 305, 312,  |
| <b>Железородная формация</b>             | <b>45, 88, 330, 358, 362, 363, 366</b>  |
| Западно-Сибирская плита                  | 305   |
| Золото                                   | 48, 213, 342  |
| Золоторудные месторождения               | 316, 351  |
| "Зонная плавка"                          | 77  |
| Зоны нарастающего метаморфизма           | 104, 124, 172, 384  |
| Именения осадков-постседиментационные    | 59, 61  |
| Изменение составе пород при метаморфизме | 29, 166, 168, 172, 231, 244, 334  |
| Изотопный состав:                        |   |
| кислорода                                | 30, 95, 231, 257, 361   |
| серы                                     | 45, 184, 333  |
| свинца                                   | 236, 241  |
| углерода                                 | 30, 186, 254, 301, 312  |
| Кавказ                                   | 192   |
| Казахстан                                | 57, 133, 148, 173, 213, 363, 369  |
| Калича                                   | 296   |
| Карелия                                  | 37, 52, 140, 157, 257, 281, 282, 296, 345, 350, 362, 366  |
| Карбонатиты                              | 202   |
| Карбонатные отложения-геохимия           | 186, 219, 272   |
| Карбонатные породы                       | 39, 61, 69, 101, 202, 219, 272  |
| Кварциты                                 | 48, 59, 99  |
| Кольский п-ов                            | 50, 51, 54, 69, 72, 74, 93, 95, 109, 111, 121, 128, 136, 138, 153, 155, 177, 186, 199, 211, 219, 251, 264, 272, 298, 366, 374 |
| Колчеданные формации                     | 359, 371  |
| Конгломераты                             | 45, 48, 50, 51, 52, 54, 56, 57, 115, 339, 340, 342, 345,  |
| Кремнисто-железистая формация            | 12, 118, 131, 264, 355, 366, 376  |
| Кристаллические сланцы                   | 81  |
| Ледниковые отложения                     | 62  |
| Литий                                    | 336   |
| Литогеоз докембрия                       | 4, 8, 9, 77   |
| Литолого-фациальный анализ               | 88, 99, 101, 104, 111, 118  |
| Литохимический метод пересчета анализов  | 19, 192, 193, 205, 216, 219, 254, 271   |
| Магнезит                                 | 359   |
| Марганец                                 | 186   |
| Медистые формации                        | 351, 384  |
| Медно-никелевая формация                 | 330   |
| Месторождения:                           |   |
| золоторудные                             | 316, 351  |
| метаморфогенные                          | 314   |
| ортотаморфические                        | 314   |
| реометаморфические                       | 314   |
| стратиформные                            | 351   |
| осадочно-метаморфические                 | 24  |
| Металлогения активизированных областей   | 351   |
| Метаморфизм                              | 14, 106, 131  |
| Метаморфогенные месторождения            | 314   |
| Метапесчаники - петрохимия               | 346   |

|   |   |
|---|---|
| Метасоматоз   | 119, 153, 227, 267, 314, 323, 325   |
| Методы выделения аксессуаров                                      | 147   |
| Методы восстановления первичной природы                           | 54, 88, 97, 106, 131, 165, 168, 190, 192, 199, 205, 211, 216  |
| Метод литолого-стратиграфический                                  | 50  |
| Мигматиты   | 82, 124   |
| Минералогические методы изучения докембрийских пород              | 138, 140  |
| Минеральный парагенезис метаморфических пород                     | 95, 244   |
| Молассовая формация   | 51, 57, 132, 340  |
| Нефтегазоносность докембрия                                       | III, 312  |
| Нефтеносность отложений докембрия                                 | 302   |
| Олеимо-Витимская горная страна                                    | 95, 272, 384  |
| Органическое вещество в докембрии                                 | 23, 298, 300, 302   |
| Органическая жизнь в докембрии                                    | 12  |
| Ортометаморфические месторождения                                 | 314   |
| Осадконакопление-эволюция   | 4, 7, 12, 241   |
| Осадочные аналоги метаморфических пород                           | 65, 104, 181, 190   |
| Палингено-метасоматические месторождения                          | 314   |
| Первично-осадочная природа метаморфических пород                  | 69, 74, 95, 119, 121, 124, 148, 153, 173, 186, 190, 192, 208, 220, 235, 246, 254, 282, 301, 336, 374                        |
| Первично-осадочное происхождение метаморфических пород - признаки | 19, 57, 59, 72, 85, 88, 118, 186, 190, 267  |
| Песчаники   | 59, 61, 81  |
| Петрохимия глин   | 65  |
| Петрохимия метаморфических пород                                  | 14, 97  |
| Планктон  | 290   |
| Прибайкалье   | 267   |
| Полиметаллические формации  | 359   |
| Протерозой  | 50, 51, 59, 62, 77, 82, 88, 91, 93, 99, 111, 112, 122, 128, 133, 140, 145, 173, 186, 220, 281, 296, 300, 325, 345, 366, 374 |
| Псаммитовые породы- геохимия                                      | 173   |
| Редкие земли и редкие элементы                                    | 330, 334  |
| Рео-метаморфические месторождения                                 | 314   |
| Ритмичность, цикличность осадконакопления в докембрии             | 48, 93, 99, 101, 104, 106, 109, 282, 395  |
| Рифей   | 10, 39, 61, 71, 77, 82, 122, 145, 251, 298  |
| Русская платформа   | 45, 99, 127, 159, 208, 220, 254, 261, 300, 301, 302, 355  |
| Северо-Байкальское нагорье  | 104, 157  |
| Сибирская платформа   | 12, 71, 91, 301, 318, 338,  |
| Сидериты  | 349, 351, 361, 369  |
| Сине-зеленые водоросли: строматолиты                              | 287, 288, 293, 296  |
| фитолиты  | 267, 288, 293, 296  |
| Скорость осадконакопления в докембрии                             | 10  |

|   |  |
|---|--|
| Содержание кислорода в горных породах                     | 235                                    |
| Солевозные формации докембрия                             | 71                                     |
| Сохранность состава пород при метаморфизме                | 65, 124, 165, 170, 176, 384            |
| Средняя Азия  | 122                                    |
| Статистические методы в геологии                          | 104, 173, 186, 192, 197, 202, 211, 227 |
| Стратиформные месторождения                               | 271, 366,                              |
| Стронций  | 351                                    |
| Сульфиды  | 186                                    |
|   | 54                                     |
| Таймыр  | 124, 376                               |
| Текстуры псевдоосадочные                                  | 59, 157                                |
| Термодинамика метаморфических реакций                     | 202                                    |
| Тиллиты   | 52, 62, 82,                            |
| Тянь-Шань   | 82,                                    |
| Углеродистые породы докембрия                             | 281, 309, 316, 349, 355, 376           |
| Украина   | 44, 56, 88, 99, 118, 247, 301, 355     |
| Урал  | 61, 131, 145, 227, 334, 338, 361, 369  |
| Урало-Шпицбергенская область                              | 288                                    |
| Уран  | 342                                    |
| Фитолитовая карбонатная формация                          | 293                                    |
| Флишевая формация   | 12, 39, 85, 104, 112, 115, 122, 216    |
| формации:   |  |
| колчеданные   | 351, 362                               |
| медистые  | 351                                    |
| полиметаллические   | 351                                    |
| формационный анализ метаморфических пород                 | 133                                    |
| Фосфориты   | 321, 351                               |
| Чарнокиты   | 74, 193, 267                           |
| Чукотка   | 119                                    |
| Щунгитовые породы   | 281, 282, 351                          |
| Эволюция химического состава Земли                        | 16, 97                                 |
| Эклогиты  | 74, 213, 271                           |
| Экспериментальное моделирование метаморфических процессов | 29, 166, 244, 246                      |
| Эулизиты  | 74                                     |

## СОДЕРЖАНИЕ

### А. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ И ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

|   |    |
|---|----|
| А.В.Сидоренко. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи.....  | 4  |
| А.И.Тугаринов. Этапы развития Земли по данным геохронологии.....  | 7  |
| Г.С.Дзюцендзе. Вулканизм и литогенез докембрия.....   | 8  |
| <b>В.А.Теляков</b> Геохимия гипергенеза в раннем докембрии.....   | 9  |
| Б.М.Келлер. Сравнение скоростей осадконакопления рифея и фанерозоя в свете данных абсолютной геохронологии.....   | 10 |
| В.А.Соколов, Л.П.Галдобина, К.И.Хейсканен. Типы и особенности эволюции литогенеза в докембрии.....  | 12 |
| А.А.Маракушев. Петрохимия метаморфических пород и связи с проблемой выделения формаций по составу исходных отложений.....   | 14 |
| А.В.Милловский. О первичных осадочных образованиях Земли и направленности геохимических процессов в геологической истории.....  | 16 |
| О.М.Розен. Генетические предпосылки диагностики первичной природы и условий осадконакопления метаморфических комплексов.....  | 19 |
| О.И.Дунева. Принципы палеогеографических реконструкций докембрия....  | 22 |
| Св.А.Сидоренко. Органическое вещество и докембрийский экзогенез.....  | 23 |
| Д.П.Сердюченко. Факторы образования осадочно-метаморфических месторождений в докембрийских толщах Земли.....  | 24 |
| Я.Н.Белевцев. Мобилизация рудогенных элементов из осадочных и метаморфических пород при метаморфизме и гранитизации ( по геологическим и экспериментальным данным)..... | 29 |
| Ю.А.Боршевский. Значение изотопных методов для решения проблем осадочной геологии докембрия.....  | 30 |
| Т.В.Билибина, Б.А.Ермолаев, В.Т.Свириденко, В.К.Титов. Осадочные образования в геологических формациях докембрия щитов и массивов..                                     | 33 |
| Н.П.Семененко. Типы осадочных и осадочно-вулканогенных формаций структурных ярусов докембрия Украины.....   | 35 |
| А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов, В.А.Дриц. Кристаллохимические особенности минералов как индикаторы перехода осадочных пород в метаморфические.....                           | 36 |

### Б. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

|   |    |
|---|----|
| А.С.Корякин. Кора выветривания в докембрии.....   | 37 |
| Ю.П.Казанский. Сопоставление основных особенностей выветривания и осадконакопления в рифее и дорифее.....   | 39 |
| А.С.Махнач, Н.Н.Левых. О дорифейской эпохе корообразования на территории Белоруссии.....  | 41 |
| А.Д.Долатко, Н.И.Кухарева, Е.А.Семергеева. Метаморфизованная кора выветривания на амфиболитах К <sub>0</sub> Криворожской серии.....                            | 44 |
| Н.Д.Кононов, Б.М.Петров. Раннедокембрийские конгломераты Воронежского кристаллического массива.....   | 45 |
| В.Ан.Курявцев, <b>В.Н.Салаткин</b> . Конгломераты среднего и верхнего докембрия западной части Алданского щита: состав, эволюция и роль в осадконакоплении..... | 48 |

|   |     |
|---|-----|
| Л.Л.Гарифуллин. Изучение состава галек основных пород конгломератов в связи с реконструкцией геологических разрезов ( на примере до эмбрия Кольского п-ова).....                            | 50  |
| С.И.Макшеевский, К.А.Николаева. Сарисийские конгломераты Кольского п-ова - образования орогенного этапа Беломорского геосинклинального цикла.....   | 51  |
| Т.Ф.Негруца. Литологические особенности и генезис сарисийских конгломератов Карелии в связи с проблемой тиллитов в раннем докембрии.....  | 52  |
| М.М.Ефимов, М.Н.Богданова, С.И.Турченко. Конгломераты и гравелиты гранулитового комплекса Порьей Губы (Кольский полуостров).....  | 54) |
| ✓ Л.Ф.Лавриненко, О.И.Дунева, Р.М.Полуновский, Д.Ш.Розенберг. Метаморфизованные обломочные породы в разрезе осипенковской свиты Приазовского кристаллического массива.....                  | 56  |
| О.В.Япаскурт. Типы метаморфизованных полимиктовых обломочных пород докембрия восточного крыла Майтубинского антиклинория и закономерности их положения в разрезе (Улутау, Ц.Казахстан)..... | 57  |
| И.М.Симанович. Проблема изучения кварцевых песчаных пород докембрия..   | 59  |
| Л.В.Анфимов. Постседиментационные изменения в кварцитовидных песчаниках Айской свиты Юго-Западной части Тараташского антиклинория..   | 61  |
| Н.М.Чумаков. Ледниковые отложения в раннем и позднем протерозое.....  | 62  |
| В.К.Головенко. Петрохимические типы глинистых отложений докембрия и условиях их образования.....  | 65  |
| Г.Б.Тиммельфарб. Общие особенности карбонатонакопления в докембрии на примере Алданского и Балтийского щитов.....   | 67  |
| А.И.Ивлиев. Условия формирования кремнисто-карбонатных образований в раннем докембрии Кольского п-ова.....  | 69  |
| В.Т.Работнов. Эвалоритовые образования докембрия.....   | 71  |
| Т.В.Немова, Г.Л.Горощенко, Т.А.Федкова. Терригенные породы высокой степени метаморфизма и вопросы восстановления их первичной породы.....   | 72  |
| Л.П.Бондаренко, В.Б.Дагелайский. Эулизиты и чарнокиты-парапороды в комплексе гранулитов ( Центральная часть Кольского полуострова)  | 74  |
| И.В.Бельков. Факторы и особенности литогенеза в раннем докембрии.....   | 77  |
| А.З.Коников, Л.В.Травин, Е.А.Шалек. Литология и формационные особенности архейских образований юга Восточной Сибири.....  | 79  |
| Р.И.Милькевич, В.А.Глебовицкий, Т.Е.Савельева. Позднедокембрийская кора выветривания Восточного Забайкалья.....   | 81  |
| М.А.Ахмеджанов, О.М.Борисов, Р.Н.Абдулаев, А.А.Арипов, А.К.Каямов, В. Хохлов. Стратиграфия и литолого-петрографическая характеристика докембрия срединного и южного Тянь-Шаня.....          | 82  |
| В.Т.Фролов. Пример архейского флиша Австралии.....  | 85  |
| ✓ Е.М.Лазько, В.П.Кирилюк, А.М.Лысак, А.А.Сиворонов, Г.М.Яценко. Литологические особенности нижнедокембрийских толщ Украинского щита.....   | 88  |
| Л.Н.Илюхин, В.Т.Гудзенко. Литология, минералогия и постседиментационные преобразования отложений позднепротерозойского возраста юго-восточной части Сибирской платформы.....                | 91  |
| Н.Б.Бекасова, В.Г.Загородный, Г.Ю.Пушкин, А.Т.Радченко. Основные черты литогенеза в среднем протерозое на Кольском полуострове.....   | 93  |
| И.П.Щербакова. Литологические и петрологические особенности железистых пород Чарской серии архея в бассейне рек Сагукан и Колар ( Олекмо-Витимская горная страна).....                      | 95  |
| Е.А.Кулиш. Реконструкция литологии Алданского нижнеархейского комплекса на регионально-петрохимической основе.....  | 97  |

|  |       |
|--|-------|
| П.К.Дементьев, А.И.Безгубов, И.С.Модников. Литолого-фациальные особенности нижних свит Курской и Криворожской серий нижнего протерозоя.....  | 99    |
| Н.А.Львова, В.Н.Вишняков. О некоторых литолого-фациальных особенностях слюдянской толщи.....   | 101   |
| Г.И.Леонтьев. К проблеме корреляции ритмичнослоистых различнометаморфизованных отложений докембрия ( на примере Мамско-Бодайбинской толщи Северо-Байкальского нагорья).....        | 104   |
| В.З.Негруппа, Ю.Б.Богданов, А.С.Войнов, Т.Ф.Негруппа. Основные этапы экзогенного развития Балтийского щита в докембрии и их геохронологические рубежи.....                         | 106   |
| Н.Б.Бекасова, Г.Ю.Пушкин. Основные этапы экзогенного развития имандра-варзугского комплекса (Кольский п-ов).....   | 109   |
| Э.И.Сергеева. Особенности верхнепротерозойского осадконакопления на территории восточной части Балтийского щита.....   | 111   |
| Н.В.Аксаментова, А.М.Пал. Основные черты строения и условия формирования жипковичской осадочно-вулканогенной свиты нижнепротерозойского возраста (БССР).....                       | 112   |
| В.Т.Фролов. Генетический анализ архейских отложений р-на Калгурли (Западная Австралия).....  | 115   |
| Р.М.Полуновский, Л.И.Каныгин. О первичной природе и условиях накопления осадочно-метаморфической толщи Приазовья.....  | 118 ✓ |
| В.Ф.Недомолкин. О первичной природе кристаллических пород Восточной Чукотки.....   | 119   |
| Е.Е.Федоров. О первично-осадочной природе полосчатости в щелочных гранитах Центральной части Кольского полуострова.....  | 121   |
| Л.Н.Белькова. Первичная природа докембрийских толщ Средней Азии....  | 122   |
| Л.В.Махлаев. Опыт реконструкции первичной литологии ультраметаморфитов докембрия Таймыра.....  | 124   |
| М.М.Веселовская. К вопросу о происхождении амфиболитов.....  | 127   |
| П.К.Скуфьин. Порыташская вулканогенно-осадочная толща в разрезе пород Печенегской серии.....   | 128   |
| Ю.С.Вронский, Н.А.Чебогарева. Состав и метаморфическая эволюция пород Куватальской толщи Тарагашского комплекса ( Южный Урал)..  | 131   |
| Д.Д.Мирская. Геологическое строение и типы формаций супракrustальных образований центральной части Кольского полуострова....   | 132   |
| Л.И.Филатова. Главнейшие формационные черты метаморфических протерозойских толщ Центрального Казахстана и некоторые особенности их седиментогенеза.....                            | 133   |
| Т.В.Немова. Опыт применения историко-геологического метода в изучении гранулитового комплекса Кольского полуострова.....   | 136   |
| Н.Б. Бекасова. Опыт применения минералогического метода при изучении осадочно-вулканогенных толщ имандра-варзугского комплекса..   | 138   |
| Т.Ф.Негруппа, В.З.Негруппа, А.П.Казак. Опыт оценки палеогеографических условий среднепротерозойского седиментогенеза Карелии по данным анализа состава аксессуарных минералов..... | 140   |
| Г.Л.Горощенко. Обломочные аксесории в метаморфических породах как показатель их генезиса.....  | 144   |
| А.А.Краснобаев. Реликтовые цирконы в докембрийских отложениях Урала — как показатель эпох размыва, возраста и состава пород областей сноса.....                                    | 145   |
| И.К.Шулешко. Методика морфологического изучения аксессуарного циркона метаморфических пород.....   | 147   |
| А.А.Краснобаев, Н.И.Гвоздик. Реликтовые цирконы первично обломочных метаморфических пород докембрия Центрального Казахстана.....   | 148   |

|  |     |
|--|-----|
| ✓ Н.П.Щербак, Н.Ю.Левковская, Н.И.Полово. Кластогенные цирконы и монациты метаморфических пород Украинского щита как критерий их возраста и генезиса.....  | 150 |
| В.А.Ожогин. Аэрометоды в исследовании первичной природы метаморфических и ультраметаморфических комплексов амфиболитовой фации.....  | 151 |
| Е.Е.Федоров. О возможности расчленения слоистых труднодифференцируемых метаморфических толщ с помощью комплексного использования разномасштабных аэрофотоматериалов ( на примере Кейвского синклинария)..... | 153 |
| С.А.Сидоренко. Седиментационные макроструктуры и текстуры гранулитового комплекса Кольского полуострова по данным аэрометодов ( опыт комплексного анализа).....  | 155 |
| К.В.Захаревич. Закономерности образования и методики изучения псевдоосадочных текстур в осадочных и осадочно-метаморфических комплексах.....   | 157 |
| В.Н.Верниковский, Г.М.Яценко. О влиянии фундамента на состав и площади распространения платформенных отложений верхнего докембрия Волыно-Подольской окраины Русской платформы.....                           | 159 |
| А.А.Аздулик, М.А.Касымов, О.А.Рийконен, А.И.Русин. О литологии докембрия Лугоджар ( Западный Казахстан).....   | 162 |

### В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

|   |     |
|---|-----|
| О.И.Лунева, А.В.Сидоренко. О типах метаморфизма и о значении изучения регионального метаморфизма для литологических исследований докембрия.....   | 163 |
| В.Л.Хильтова, С.Б.Лобач-Мученко, Б.В.Петров, И.Н.Крылов, И.К.Щуделько. Проблема сохранности первичного химического состава пород при региональном метаморфизме ( состояние проблемы и возможные пути ее решения)..... | 165 |
| Ф.А.Летников, Б.О.Шкандрий. О степени сохранности первичного состава докембрийских пород при развитии метаморфических процессов.....  | 166 |
| В.А.Глебовицкий, А.А.Савельев, Н.А.Московченко, Л.А.Прятыкина. Проблема сохранения и изменения состава осадочных пород при метаморфизме и масштабы миграции вещества.....   | 168 |
| В.К.Головенко. О сохранности химического состава глинистых отложений при региональном метаморфизме.....   | 170 |
| В.Н.Щаров. Об эволюции первично-осадочных пород в процессе прогрессивного регионального метаморфизма и главных тенденциях в изменении их состава ( на примере Байкало-Патомского нагорья ).....                       | 172 |
| Д.К.Фролов. Использование особенностей распределения микроэлементов в метаморфических породах при изучении их первичного состава ( на примере докембрийских образований Центрального Казахстана).....                 | 173 |
| ✓ В.И.Кишул, С.П.Мурзаев, В.С.Шкоцзинский. К проблеме устойчивости карбонатных пород в зонах метаморфизма.....  | 176 |
| А.И.Ильилов. Состав пород-показатель различной сохранности первичных текстур и возможной степени гомогенизации вещества в ультраметаморфических комплексах докембрия.....   | 177 |
| Н.А.Созинов. Изучение осадочных аналогов - как путь познания условий седиментации в докембрии ( на примере осадочных аналогов метаморфических пород основного состава).....   | 181 |
| В.И.Виноградов. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии.....  | 184 |
| А.Г.Зайцев. Геохимические показатели условий осадконакопления карбонатных отложений докембрия Восточной части Балтийского щита.....   | 186 |

|   |     |
|---|-----|
| А.А.Предовский. К геохимической классификации метасадочных пород докембрия.....   | 189 |
| О.В.Горбачев. Геохимические особенности метаморфизованных глинисто-карбонатных пород в связи с условиями седиментации на примере параамфиболитов и их отличия от сходных по составу магматогенных образований ..... | 190 |
| Г.С.Куртов, П.А.Полжвой. К методике реконструкции исходного состава и палеогеографической обстановки осадконакопления метаморфических пород.....  | 192 |
| В.В.Закруткин. Основные породы чернокитовых серий: специфика химизма и возможности дометаморфических реконструкций.....   | 193 |
| Ю.К.Бурков. Ассоциации химических элементов как показатели первичной природы метаморфизованных осадочных горных пород.....  | 197 |
| И.В.Давиденко. Использование валового состава метаморфических горных пород для выяснения их первичной природы.....  | 199 |
| Л.Б.Белоножко. Восстановление исходного состава метаморфизованных карбонатных пород докембрия на основе петрохимических данных....  | 202 |
| В.И.Филипповский. К использованию литохимического метода исследования первичной природы кристаллических пород докембрия.....  | 205 |
| И.В.Найденков. Первичная природа амфиболитов Белорусского кристаллического массива ( по данным их комплексного изучения).....   | 208 |
| С.Н.Суслова. Первичная природа и формационный анализ нижнепротерозойских гнейсов Тундровой серии Печенегского района Кольского полуострова.....   | 211 |
| В.И.Фельдман, Н.Ф.Пчелинцева. Критерии расчленения эколлитов и амфиболитов Кокчетавского поднятия по исходному материалу.....   | 213 |
| Чаттерджи Р.Н. Первичный состав пород серии Джугтог района Чор в низких Гималаях ( опыт литохимического исследования).....  | 216 |
| В.А.Полякин, Б.С.Ситдилов, В.И.Филипповский. Первичная природа кристаллических пород фундамента востока Русской платформы в пределах Татарского свода.....  | 220 |
| К.А.Жук-Почекутов. Петрохимические критерии различия пара- и ортоамфиболитов.....   | 222 |
| О.В.Горбачев. Геохимические критерии первичной природы амфиболитов  | 225 |
| Н.Н.Калашникова, А.В.Миловский, Р.В.Гетлинг, Г.М.Лобанова. Первичная природа амфиболитов обрамления Кемпирсайского массива гипербазитов на Урале.....   | 227 |
| Е.И.Донцова. Изотопно-кислородные эффекты в процессах осадочно-метаморфического породообразования.....  | 231 |
| С.Л.Борисова. Изотопный состав кислорода как показатель первичной природы амфиболитов.....  | 233 |
| В.Е.Динисенко. О поведении кислорода в процессах выветривания и метаморфизма на ранних этапах развития земной коры.....   | 235 |
| В.А.Рудник, Э.В.Соболевич. Свинцово-изотопные исследования как основа историко-геологического анализа и генетического расчленения горных пород докембрия.....   | 236 |
| С.Ф.Карпенко, А.И.Тугаринов, Л.К.Гаврилова. Эволюция изотопного состава свинца горных пород в связи с дифференциацией вещества земной коры в ходе осадконакопления.....   | 241 |
| И.Г.Ганеев, Р.П.Котина, Е.К.Малиновская. Роль экспериментальных моделирующих исследований в проблеме реконструкции первичной литологии глубокометаморфизованных пород докембрия.....                                | 242 |
| К.Г.Королев, Г.В.Румянцева. О некоторых метаморфических реакциях с участием летучих в сухих системах.....   | 244 |

|   |     |
|---|-----|
| И.Г.Ганеев, С.С.Горохов, Р.П.Котина. Экспериментальное исследование процесса образования парааклогитов по осадочным породам различного состава.....                             | 246 |
| Б.И.Горошников. О соотношении алюминия и титана в глиноземистых парапородах докембрия Украины.....  | 247 |
| Г.Б.Гиммельфарб, А.Г.Зайцев, С.А.Сидоренко. Первичная природа и условия формирования карбонатных пород гранулитовой формации в районе М.Порьей Губы ( Кольский полуостров)..... | 249 |
| В.В.Любцов. К литологии и геохимии рифейских отложений северо-запада Кольского полуострова.....   | 251 |
| К.Х.Зеленщикова, В.А.Ефанова. К восстановлению условий седиментогенеза протерозойской метаморфической толщи юго-восточной части Воронежского кристаллического массива.....      | 254 |
| С.Л.Борисова. О региональном характере изменения изотопного состава кислорода метаморфических пород комплекса Кейв (Кольский полуостров).....                                   | 257 |
| Б.М.Петров. Абсолютный возраст раннедокембрийских образований Воронежского кристаллического массива.....  | 261 |
| П.А.Горяинов. К вопросу о составе нижнепротерозойской атмосферы....   | 264 |
| Ф.В.Кузнецова. О литологическом и тектоническом контроле регионального метасоматоза в докембрийских породах на примере некоторых районов Прибайкалья.....                       | 267 |
| Д.П.Сердюченко. Геологические и минералого-химические особенности эвлизитов и других метаосадочных оливин-содержащих пород.....   | 268 |
| Г.М.Друтов, О.В.Халлиulina О.В. Применение метода оптимального (метаматического) разложения химического состава горной породы в литологии.....                                  | 271 |
| Г.Б.Гиммельфарб, Л.Б.Белоножко, А.Г.Зайцев. Некоторые геохимические отличия седиментогенных и эндогенных карбонатных пород.....   | 272 |

#### Г. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И ОСТАТКИ ОРГАНИЗМОВ В ДОКЕМБРИИ

|   |     |
|---|-----|
| О.М.Розен, Св.А.Сидоренко. Формации углеродистых отложений докембрия ( опыт анализа).....   | 275 |
| Э.М.Галимов, А.А.Мигдисов, А.Б.Ронов. Факторы, контролировавшие, изотопный состав углерода в докембрии и фанерозое.....             | 279 |
| Ю.К.Калинин, В.А.Соколов. Опыт типизации углеродистых пород Карелии.....  | 281 |
| Л.П.Галдробина, В.И.Горлов. Литология и условия образования шунгит-содержащих толщ докембрия Карелии.....                           | 282 |
| Т.А.Япинская, С.В.Богданова. Формация графитоносных высокоглиноземистых гнейсов востока Русской платформы.....                      | 286 |
| В.Е.Мильштейн, Н.Л.Голованов. Синие-зеленые водоросли и их роль в процессах докембрийского породо- и рудообразования.....           | 287 |
| В.Е.Забродин. О роли водорослей в отложении карбонатных осадочных формаций протерозоя.....  | 288 |
| В.В.Мелевой. Некоторые новые ископаемые микроорганизмы докембрия....  | 290 |
| А.С.Лонжун. Блофоссилии в первично-осадочных породах докембрия....  | 291 |
| С.Н.Серебряков, М.А.Семихатов. Фитогенные карбонатные породы рифея.....   | 293 |
| А.А.Савельев, Б.В.Тимофеев. Образования типа каличе на доятулийских корях выветривания и их палеофитологическая характеристика..... | 296 |
| В.В.Макарихин, Ю.И.Сагук. Органические образования среднепротерозойских пород Карелии как палеогеографический критерий.....         | 296 |

|   |     |
|---|-----|
| И.В.Сергиенко, И.И.Бобылева. Изучение аминокислот и углеводов в древнейших отложениях ( на примере кианитовых сланцев Кольского п-ова).....   | 298 |
| Т.В.Дроздова. Аминокислоты как показатель геохимической эволюции органического вещества древних отложений.....  | 299 |
| Е.С.Ларская, А.А.Клевцова, О.П.Загулова. Особенности распределения и преобразования органического вещества в древних толщах Русской платформы.....  | 300 |
| В.Е.Динисенко. Об изначально биогенной природе углерода графитовых гнейсов, гранитов, нефелиновых сиенитов и других кристаллических пород.....  | 301 |
| Н.Б.Вассоевич, И.В.Высоцкий, Ю.И.Корчагина, З.А.Кривошеева, Б.А.Соколов. Литогенез и нефтеносность вендских отложений московской синеклизы.....   | 302 |
| О.В.Барташевич, В.И.Брмакова, В.С.Меламедова. Физико-химические особенности органического вещества и нефтей протерозойских отложений центральных районов Московской синеклизы и Мезенской впадины.... | 304 |
| Е.Г.Журавлев. О природе $C_{org}$ в докембрийских и палеозойских породах фундамента Западно-Сибирской плиты.....  | 305 |
| В.Ф.Большаев. Геохимическое поведение азота в процессах преобразования органического вещества.....  | 309 |
| Н.А.Созинов. Малые элементы как показатель природы углеродистого вещества в метаморфизованных отложениях.....   | 309 |
| Ю.А.Борцовский, Св.А.Сидоренко. Изотопия углерода графитовидов докембрия.....   | 312 |

#### Д. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

|   |     |
|---|-----|
| Ю.М.Соколов, В.А.Глебовицкий, С.И.Турченко. Роль литолого-формационных и метаморфических факторов в локализации месторождений метаморфогенного типа.....  | 314 |
| В.И.Моралев. Литолого-стратиграфический контроль размещения месторождений золота и цветных металлов в осадочно-метаморфических комплексах докембрия.....  | 316 |
| Ю.Г.Попов, И.Н.Семейкин, В.В.Донцов, В.И.Колесников, Ю.С.Тарасов. Эпохи химического выветривания и перспективы бокситоносности докембрийских отложений впа Сибирской платформы и ее складчатого обрамления..... | 318 |
| А.В.Ильин. О генетической общности древних фосфоритов и осадочных руд триады элементов.....   | 321 |
| В.Г.Кушев. Первично-осадочные толщи докембрия как потенциальный источник флюидов и вещества рудных метасоматитов.....   | 323 |
| В.А.Рудник, Г.М.Беляев. Осадочно-вулканогенные комплексы как источник рудного вещества при гранитообразовании.....  | 325 |
| А.К.Прусс. Об источниках рудного вещества редкометалльных месторождений докембрия.....  | 330 |
| Л.Н.Гриненко, В.А.Гриненко. Источники серы в докембрийских породах и сульфидных рудах.....  | 333 |
| Ф.Р.Апельсин, Л.Н.Лкушин. Некоторые особенности мобилизации рудных элементов в процессах метаморфизма и гранитизации осадочно-вулканогенных пород.....  | 334 |
| А.М.Заседателев. О природе накопления лития в породах докембрия, вмещающих литиевые пегматиты.....  | 338 |
| И.П.Метелкин, Б.И.Прокопчук, О.В.Суходольская, Е.В.Францессон. Проблема докембрийских алмазонасных формаций.....  | 338 |

|  |     |
|--|-----|
| П.К.Дементьев, И.С.Модников, А.И.Безгубов. Геотектоническое положение формаций металлоносных конгломератов.....  | 340 |
| Е.З.Горбунов, Л.М.Депляни.Поисковые критерии золото-урановых продуктивных горизонтов в докембрийских конгломератах.....  | 342 |
| В.С.Войтович. Металлогения протерозойских конгломератов Карелии.....   | 34  |
| В.З.Негруца. Геохимия литогенеза метатерригенных пород Карельского комплекса в связи с металлогенической специализацией докембрийских кварцевых конгломератов.....                     | 34  |
| Д.П.Сердюченко, Н.А.Созинов. Роль углеродистого вещества в формировании седиментогенных месторождений докембрия.....   | 34  |
| В.М.Попов. Стратиформные месторождения докембрия.....  | 351 |
| Н.А.Корнилов. О физико-химических условиях железорудного осадконакопления в докембрии.....   | 355 |
| И.А.Бергман. Докембрийский железорудный осадочный процесс, его закономерности и следствия.....   | 358 |
| З.В.Тимофеева. Сидеритообразование в позднем докембрии.....  | 36  |
| В.М.Чернов, В.И.Робонен. О соотношении окисной и сульфидной форм железонакопления в раннем докембрии.....  | 36  |
| А.Е.Бекмухаметов, Х.Г.Шангиреев. Литология и вещественный состав железистых кварцитов карсакапайской серии в Аркалыкском районе.....   | 36  |
| В.Б.Дагелайский. Сравнительная петрохимия железных руд Приамурского (Кольский п-в) и Гимольского (Карелия) районов.....  | 36  |
| Т.А.Киракосян. Сидериты миогеосинцинальных комплексов верхнего рифей Северного Казахстана и западного склона Урала.....  | 36' |
| В.В.Бурков. Коры выветривания как источник вещества для образования осадочных и осадочно-метаморфических месторождений.....  | 372 |
| А.П.Белодилецкий, В.И.Болотов, Ю.И.Ильин. К литологии и металлогении нижнепротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса котлозероворонья в связи с вопросами его формирования..... | 374 |
| Н.И.Коронова. Титанистые парасланцы Таймыра как представители специфической докембрийской формации.....  | 376 |
| Ю.З.Елизарьев. Глиноземистые породы раннего докембрия Южной Африки (генезис и структурное положение).....  | 379 |
| Я.Н.Белевцев, И.П.Луговая. Изотопный состав кислорода и генезис окислов железа в железорудных толщах докембрия Украины.....  | 3   |
| Г.В.Жуков. Металлогения докембрийских стратифицированных формаций юго-восточной части Украинского щита (Приазовский блок).....   | 3   |
| О.М.Розен, Ю.М.Зорин, А.А.Заячковский. К вопросу об алмазности седиментогенных метаморфических комплексов.....   | 3   |
| А.А.Савченко, В.М.Саакян, Б.В.Ермаков. Особенности меденосных отложений александровской свиты нижнего протерозоя Кодаро-Удоканского прогиба (Забайкалье).....                          | 3   |
| АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ АВТОРОВ.....  | 3   |
| ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ.....  | 36. |

Сдано в печать 3/III 1973 г.

Подписано к печати 30/III 1973 г.

Т05146 Тираж 1000 экз. Формат 70x108/16 Печ.л.25,0 Цена 97 коп. Заказ 519

Копировально-картографическое предприятие  
Всесоюзного геологического фонда