

А. А. ПРЕДОВСКИЙ

**Р**

**РЕКОНСТРУКЦИЯ**

**УСЛОВИЙ**

**СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА**

**И ВУЛКАНИЗМА**

**РАННЕГО**

**ДОКЕМБРИЯ**

---

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ ИМ. С. М. КИРОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. А. ПРЕДОВСКИЙ

**РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ  
СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ВУЛКАНИЗМА  
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ**

МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ  
Проект 91  
«Металлогения докембрия»



*Глубокоуважаемому Виктору Валентиновичу  
с наилучшими успехами,  
автор*



*28.10.80?*

ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1980

Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л., „Наука“, 1980. 152 с.

Монография содержит обоснование и изложение разработанных автором новых методических приемов распознавания первичной природы метаморфизованных алюмосиликатных и карбонатных осадочных и вулканических горных пород раннего докембрия, а также первичных палеотектонических условий их формирования. Теоретические и методические положения иллюстрируются результатами петрогеохимического изучения метаморфических комплексов раннего докембрия востока Балтийского щита. Полученные данные использованы для периодизации раннего докембрия и расшифровки эволюции геотектонических условий седиментогенеза и вулканизма, а также для оценки некоторых металлогенических перспектив раннедокембрийских метаморфических комплексов названного региона. Лит. - 300 назв., ил. - 28, табл. - 13.

Предовский А. А. Reconstruction of the conditions of sedimentogenesis and volcanism of the early Precambrian. L., „Nauka“, 1980. 152 p.

The monograph contains substantiation and account of new methods of identification of protonature of metamorphosed aluminosilicate and carbonate sedimentary and volcanic rocks in the early Precambrian (the methods were developed by the author) and of the initial paleotectonic conditions of their formation. Theoretical and methodical aspects are illustrated by the results of petrogeochemical investigation of metamorphic complexes of the early Precambrian of the East of the Baltic Shield. The obtained data are used for the early Precambrian division into periods and for deciphering of the evolution of geotectonic conditions of sedimentogenesis and volcanism and for appreciation of some metallogenic prospects of the early Precambrian of metamorphic complexes of the named region.

Ответственный редактор  
канд. геол.-мин. наук В. Г. ЗАГОРОДНЫЙ

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение дометаморфической истории метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных докембрийских комплексов горных пород является актуальной задачей геологии докембрия, и в особенности того направления, которое разрабатывается акад. А. В. Сидоренко и его школой и названо им экзогенной геологией докембрия (Сидоренко, 1975 а, б). Рассматриваемая задача трудна для исследования, однако необходимо полное ее решение, с тем чтобы к различно метаморфизованным докембрийским супракрустальным толщам могли быть применены все методические приемы интерпретации условий их формирования и оценки перспектив рудоносности, используемые обычно для осадочных и вулканогенно-осадочных ассоциаций фанерозоя.

Вскрытие общих закономерностей докембрийского осадочного и вулканогенно-осадочного породо- и рудообразования важно не только для познания докембрия и связанных с ним месторождений полезных ископаемых. Как показывает теоретический анализ проблем экзогенной геологии докембрия (Сидоренко, 1977), целенаправленное изучение докембрийского экзогенеза имеет принципиальное значение для понимания совокупности коренных процессов развития Земли на протяжении всей ее истории — от архея до фанерозоя — и дает основу для раскрытия диалектической взаимосвязи экзогенных и эндогенных процессов и соответственно основных источников осадочно-метаморфического и эндогенного породо- и рудообразования в целом (Теляков, Сидоренко, 1977).

Последнее положение имеет важное руководящее значение. Оно базируется на большой длительности докембрийского этапа развития Земли, по-видимому охватывающего более 85% времени ее истории, а также на обоснованном А. В. Сидоренко выводе о принципиальном сходстве процессов и условий докембрийского и фанерозойского экзогенного породообразования. Неоднократно подчеркивалось, что этот принцип не противопоставляется выводам об эволюционных изменениях условий литогенеза во времени.

Неотъемлемой частью супракрустальных комплексов докембрия являются вулканические горные породы и в определенной мере связанные с ними вулканогенно-осадочные образования. Одновременное изучение осадочных и вулканических пород докембрийских комплексов

сов представляется необходимым по крайней мере по двум причинам — из-за существенного влияния синхронного и предшествующего вулканизма на седиментогенез, что уже достаточно убедительно показано для докембрия (Дзоенидзе, 1975; Робонен, Чернов, 1974; Светов, 1972; Предовский и др., 1974), а также в связи с тем, что расшифровка палеотектонических условий формирования по составу одновременно возникавших осадков и вулканитов является более достоверной. В последнем случае имеется в виду независимость оценок первичных условий формирования по генетически разнородным продуктам (Предовский, 1974). По-видимому, к двум указанным нужно было бы добавить и еще одну причину: только в вулканитах так или иначе отражен состав древнейших и позже возможно эволюционировавших глубинных зон Земли. Эта информация может быть полезной для анализа характера палеокоры и палеомантии, т.е. в конечном счете для геотектонических реконструкций докембрийских обстановок седиментогенеза и вулканизма.

Первым и весьма ответственным шагом к познанию затронутых выше проблем является правильное определение первичной природы метаморфизованных осадочных, вулканических и смешанных горных пород. Разнородный и подчас интенсивный региональный метаморфизм супракристалльных комплексов докембрия, сопровождавшийся нередко значительными дифференциальными движениями, привел к ощутимому изменению облика, внутреннего строения и минерального состава горных пород. В этих условиях наряду с совокупностью геологических, петрографических и минералогических признаков важное значение для распознавания первичной природы метаосадков и метамагматитов, по мнению многих авторов, приобретает химический состав пород — наиболее устойчивый и, вероятно, наиболее полный источник информации об их генетической принадлежности и первичных условиях формирования.

Сохранность исходного химического состава горных пород при региональном метаморфизме как условие использования его для расшифровки первичной природы метаморфитов — предмет многолетних дискуссий геологов, проходивших обычно под знаком решения вопроса об „изохимичности“ или „аллохимичности“ регионального метаморфизма. Результатом глубоких и аргументированных обсуждений проблемы явилась возможность сформулировать принцип не „изохимичности“ регионального метаморфизма, а сохранности при метаморфизме главных черт химического состава первично экзогенных образований, выражающийся в устойчивости уровня содержания и соотношений ведущих петрогенных компонентов состава горных пород и той части малых и редких элементов, которая в силу изоморфизма тесно связана с петрогенными. Содержание воды, летучих и малых элементов, не связанных изоморфно с породообразующими, в процессе метаморфизма нередко меняется весьма существенно. Изложенный вывод имеет характер приближения и не может пока быть облечен в универсальную количественную форму, что, по-видимому, возможно только при привлечении данных специальных экспериментов, которые еще

только начинают осуществляться (Докембрий и проблемы формирования земной коры, 1978). Однако вывод о сохранности принципиальных черт состава горных пород при метаморфизме примерно в том виде, в каком он изложен выше, признается значительной частью отечественных и зарубежных исследователей, в том числе: А. В. Сидоренко (Сидоренко, Лунева, 1961), В. К. Головенком (1977), Б. А. Горлицким (1970), С. Б. Лобач-Жученко и др. (1972), К. Б. Кеппежинским (1977), Б. В. Петровым и В. А. Макрыгиной (1975), В. Я. Хильтовой и др. (1972), Г. Чиннером (Chinner, 1967), Б. Батлером (Butler, 1965), Б. Ликом (Leake, 1958), Х. де Ла Рошем (1972), Д. М. Шоу (Shaw, 1956).

Рассматриваемая проблема не должна трактоваться упрощенно, поскольку, как недавно показано К. Б. Кеппежинским (1977), намечается тенденция „гомогенизации“ состава метаморфических толщ при росте температур метаморфизма, особенно резко проявляющаяся на границах разнородных горизонтов. Кроме того, на всех этапах исследования регионального метаморфизма признавалось, что на фоне как геохимически, так и механически сохранившихся блоков почти во всех случаях могут быть выделены граничные или тектонически нарушенные зоны разного масштаба, в том числе и весьма крупные, с четко проявленными процессами привноса и выноса вещества (Судовиков, 1964). На подобных явлениях, по-видимому, базируются выводы сторонников изменения исходного состава пород при метаморфизме (Маракушев, 1972; Маракушев и др., 1971; Фролова, 1962; Ramberg, 1952; Engel, Engel, 1958).

Есть и еще одно обстоятельство, которое, по-видимому, и привело в основном к представлению о значительном изменении состава пород при региональном метаморфизме. Здесь имеются в виду результаты исследования метаморфически зональных областей. Явные различия состава метасадочных пород из разных зон метаморфизма трактовались исследователями зональных областей как результат метаморфизма (Великославянский, 1972; Алешин, Карпов, 1970; Судовиков, 1954). К подобному подходу близок и П. Лаладю-Арг (1950), работы которого недавно специально критически рассмотрены В. К. Головенком (1977).

На основании совокупности новых данных по химизму метаморфических комплексов выводы сторонников „аглохимического“ характера регионального метаморфизма должны быть пересмотрены, так как ими не были приняты во внимание первичные неоднородности состава метасадочных толщ, обусловленные зональностью седиментогенеза и различием химизма литогенетических групп пород. Данный пример — убедительная иллюстрация неоднократно высказывавшейся А. В. Сидоренко (1974, 1975а, б, 1977) мысли о том, что познание природы метаморфических комплексов докембрия сдерживалось в значительной мере методологическими причинами, недооценкой роли в их образовании экзогенных факторов и процессов.

Обсуждаемый вопрос в настоящее время решается многими авторами в пользу преобладающего влияния на химизм метаморфитов

первичной, седиментогенной неоднородности состава метасадочных толщ. Одной из первых работ подобного плана была наша публикация (Предовский и др., 1967), в которой совместно с В.П.Петровым и О.А.Беляевым было аргументировано решающее влияние тектонической зональности Северного Приладожья и связанной с ней зональности протерозойского седиментогенеза на вариации химического состава метасадков из разных зон метаморфизма.

Устойчивость химического состава одновидных метасадков различных зон метаморфизма в настоящее время показана достаточно убедительно (Лобач-Жученко и др., 1972; Хильтова и др., 1972; Головенко, 1977; Кепежинская, 1977). Однако, как это следует из обстоятельной и весьма интересной сводки К.Б.Кепежинской (1977), работа в данном направлении должна быть продолжена в плане сбора данных по химизму более узких литогенетических групп метасадков, например, не метапелитов вообще, а первично гидрослюдистых, каолинитовых, монтмориллонитовых и других метапелитов, претерпевших региональный метаморфизм различных температур и давлений. Вместе с экспериментальными данными по моделированию процессов метаморфизма подобные сведения позволят приблизиться и к количественной оценке изменений состава горных пород под воздействием регионального метаморфизма.

Предлагаемая работа базируется на двух рассмотренных выше принципах: принципе качественного сходства докембрийских и фанерозойских процессов выветривания, осадконакопления и вулканизма (и следующем отсюда и уже частично обоснованном сходстве основных типов и продуктов этих процессов) и принципе сохранности главных особенностей химического состава горных пород при региональном метаморфизме. Признание данных принципов открывает путь к распознаванию первичной природы глубоко метаморфизованных осадочных и вулканических пород, утративших свой исходный облик и минеральный состав, и к „сквозному“ сравнению химического состава одновидных пород, относящихся к разным докембрийским и фанерозойским этапам развития планеты для выявления общих закономерностей эволюции осадочного и вулканического порообразования.

В работе рассматриваются некоторые методические возможности и результаты реконструкции первичной природы метаморфитов на основе изучения их химизма. При этом предполагается неизменное использование всей совокупности геологической информации по изучаемым объектам как обязательное условие достоверности получаемых результатов. Автор считает, что использование химизма для систематики и распознавания первичной природы метаморфизованных первично осадочных и вулканических образований является наиболее универсальным и общим приемом, не исключающим, однако, и новых методических подходов. По-видимому, в петрогеохимических особенностях горных пород содержится информация не только об их первичной природе, но и о важнейших условиях их формирования. В частности, существует возможность выявления по химизму ассоциаций горных пород основных черт палеотектонического режима времени их

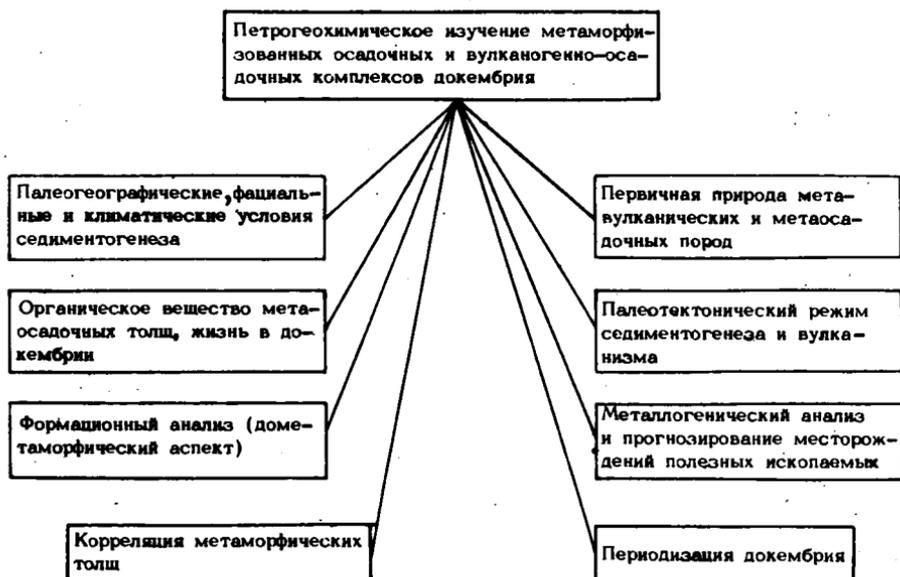


Рис. 1. Некоторые специальные направления исследований, входящие в круг экзогенной геологии докембрия и использующие в своем развитии петрогеохимические данные.

формирования (Предовский, 1974). В этом важность рассматриваемых ниже вопросов для формационного анализа докембрийских метаморфических комплексов применительно к дометаморфическому этапу их развития.

Данная работа затрагивает лишь часть большой проблемы использования химизма метаморфитов для вскрытия полной картины их происхождения и условий образования (рис. 1). Автор, сознавая скромность своего вклада, ограничивается главным образом рассмотрением двух вопросов – распознавания на петрогеохимической основе первичной природы метаморфизованных осадочных и вулканических пород и выявления в химическом составе отдельных групп пород и их ассоциаций признаков палеотектонической обстановки времени их формирования. Рассматривается также значение петрогеохимических интерпретаций для периодизации докембрия, формационного и металлогенического анализа.

В работе не рассматривается, но в необходимых случаях оговаривается значение для обсуждаемых вопросов органической составляющей метаосадочных горных пород докембрия. Эта специальная проблема нуждается в отдельном рассмотрении. Ряд принципиальных моментов освещен в обобщающей монографии Св.А. Сидоренко и А.В. Сидоренко (1975), которая подводит итоги первого этапа исследований биогенного органического вещества в осадочно-метаморфичес-

ких породах докембрия, намечает задачи дальнейшего изучения и содержит обзор литературных данных.

При исследовании состава первичной природы метаморфических пород докембрия постоянно ощущается недостаток данных по химизму неметаморфизованных вулканических и в особенности осадочных горных пород фанерозоя. Этот недостаток становится непреодолимым, когда возникает необходимость петрогеохимического сопоставления определенных формационных ассоциаций пород докембрия и фанерозоя. По-видимому, назрела насущная необходимость специального сравнительного изучения химизма осадочных и вулканогенно-осадочных формаций докембрия и фанерозоя.

Представляется достаточно ясным, что обсуждаемые вопросы имеют не только теоретическое, но и практическое значение, поскольку, как уже отмечалось, познание дометаморфической природы метаморфических комплексов докембрия делает возможным эффективное применение к ним методов металлогенического анализа и прогноза.

# ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ И СИСТЕМАТИКА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

## 1. Принципы и последовательность построения общей систематики осадочных и магматических горных пород

Если два рассмотренных во введении исходных принципа верны, то основой методического подхода к расшифровке первичной природы регионально-метаморфизованных горных пород может быть более или менее детально разработанная петрогеохимическая систематика важнейших типов пород, построенная на наиболее показательных и информативных петрогеохимических параметрах. Эти параметры, как показывает опыт исследований, должны отражать принципиальные черты химизма процессов формирования определенных групп и типов пород и, следовательно, главные тенденции состава ассоциаций этих пород.

Как уже отмечалось, систематика пород по химизму, по-видимому, является наиболее универсальной и всеобъемлющей. Появившиеся в последние годы работы по петрохимической классификации магматических пород (Белусов, 1974; Маракушев, 1973; Штейнберг, 1964) четко обозначили вновь возросший интерес к этой проблеме. Для исследования гетерогенных метаморфических комплексов докембрия и сравнения их с фанерозойскими и современными - новейшими ассоциациями горных пород петрогеохимическая систематика тем более необходима. Ряд важных соображений по рассматриваемому вопросу высказан А. Ф. Белоусовым (1974) в его работе, обосновывающей целесообразность петрохимического подхода к классификации эффузивов. Отсылая читателя к этой небольшой, но весьма содержательной публикации, отметим здесь некоторые существенные, по мнению названного автора, черты рациональной петрогеохимической систематики горных пород:

- 1 - ее универсальность относительно разных по степени раскristаллизации и минеральным преобразованиям пород;
- 2 - возможную высокую точность ее расчетных параметров, условность (обусловленность) и точность внутренних границ;
- 3 - ее удобство для любой генерализации и детализации, в том числе математической;
- 4 - возможность широкого использования различных отношений компонентов и пересчетных характеристик.

Автор не переоценивает значения излагаемых далее схем систематики горных пород по химизму и рассматривает их только как

рабочие варианты, предназначенные для распознавания первичной природы метаморфитов.

В то же время опыт составления этих схем оставил у автора твердое убеждение в том, что дальнейшая разработка петрогеохимических систематик различных классов и типов горных пород — насущно необходимая для геологической теории и практики задача. Успехи многолетнего и интенсивного микроскопического (петрографического, минералогического) изучения горных пород помимо позитивных результатов привели к появлению определенного разрыва между собственно петрографическим и петрогеохимическим направлениями исследования горных пород. Это выразилось в разработке весьма детализированных схем классификации на структурно-петрографической и минеральной основе, которые теперь нередко оказываются в противоречии с новыми петрогеохимическими данными. Так или иначе — отмеченный разрыв объективно существует и должен быть преодолен, с тем чтобы классификации на минеральной и химической основе диалектически дополняли друг друга.

По-видимому, необходимо сделать пояснения по поводу последовательности операций в общей процедуре распознавания первичной природы регионально метаморфизованных горных пород. С нашей точки зрения наиболее рациональна такая последовательность.

1. Выявление максимума геологических признаков изучаемой породы, в том числе текстурных, структурных, минеральных и „ассоциативных“ (по парагенезису пород).
2. Проверка сохранности общего состава по характерным соотношениям минералов метаморфических ассоциаций.
3. Определение химического состава.
4. Пересчет химического состава на избранные основные параметры, нанесение результатов на диаграммы и выбор возможного неметаморфизованного аналога по совокупности данных.
5. Проверка правильности выбора путем сравнения химического состава исследуемой породы с составом типичных неметаморфизованных аналогов или эталонных выборок типичных неметаморфизованных образований по содержанию и соотношению главных петрогенных и малых компонентов; по изотопным и другим характеристикам.
6. Проверка правильности выбора с использованием „ассоциативных“ признаков химизма. Здесь имеется в виду вариант изучения не единичных образцов и проб, а серий, представительных для конкретных парагенезисов пород, что увеличивает достоверность определения первичной природы весьма значительно, так как могут быть выявлены и сверены коррелятивные связи компонентов и основные характерные тенденции, выраженные в составе ассоциаций.

После процедуры распознавания проба или серия проб могут детально исследоваться петрогеохимически уже как представители той или иной узкой группы пород с целью получения наиболее полной информации и пересчета на возможный исходный минеральный состав.

Особо подчеркнем, что в общем случае пересчет химического состава метаморфитов на возможный исходный количественный минеральный состав, по-видимому, не может считаться первой или основной операцией по распознаванию их первичной природы, а должен завершать процедуру распознавания и базироваться на ее результатах. Этот вывод основан на сложности причин формирования и нередкой гетерогенности состава осадочных и смешанных туфогенно-осадочных горных пород, в отличие от большинства магматических. Поэтому расчет возможного исходного минерального состава будет корректным только после мотивированных выводов о первичной природе исследуемой породы и, следовательно, о принципиальных чертах ее возможного исходного минерального состава.

Таким образом, распознавание первичной природы метаморфической породы, по-видимому, должно рассматриваться как важнейший качественный этап исследования, который подводит нас к достоверному представлению о возможном минеральном составе исходной породы, подвергшейся метаморфизму.

Следующий — количественный этап реконструкции представляет собой попытку максимального приближения к действительному первичному минеральному составу метаморфизованной горной породы. В связи с этим он должен базироваться не на усредненных или обобщенных, а на конкретных примерах составов возможных минералов и учитывать тонкие особенности состава изучаемой породы и по возможности особенности состава породной ассоциации, в которую она входит. По-видимому, такие расчеты для магматических пород в целом представляют меньшие трудности в связи с известной определенностью процессов магматической кристаллизации, дифференциации и плавления.

Приемы возможных пересчетов на первичный количественный минеральный состав метаосадочных пород охарактеризованы в работах О. М. Розена (1970, 1975), исходящего, впрочем, из несколько иных предположений.

Поскольку принципы сходства процессов породообразования докембрия и фанерозоя, а также сохранности основных черт химического состава пород при региональном метаморфизме приняты нами в качестве методологической основы, постольку базой для систематики метаморфитов по их первичной природе должна стать принципиальная общая схема систематики неметаморфизованных горных пород. Иерархия и последовательность построения общей систематики показаны в табл. 1. В схеме систематики учтена необходимость взаимосвязанного подхода к классификации эндогенных (прежде всего магматических) и экзогенных горных пород. Это положение отстаивалось автором и ранее (Предовский, 1970, 1974). Оно получило отражение и в работах других исследователей, например О. М. Розена (1975, 1978), признавшего возможность рассмотрения на единой основе состава осадочных, метаморфических и магматических пород. Названный автор вслед за нами выделяет „основные“, „средние“ и „кислые“ осадочные породы, но использует для их разделения не показатель основности (фемичности), а прямое содержание кремнекислоты.

В схеме общей систематики сочетаются и последовательно чередуются принципы разделения по химизму и по другим признакам — по среде формирования, источнику энергии, механизму транспорта, строению и т.д.

Главные совокупности горных пород должны выделяться по среде формирования вещества и определяющему источнику энергии основного этапа образования. Здесь имеется в виду деление всех горных пород на экзогенные и эндогенные. К этим совокупностям может быть применено в качестве объединяющего понятие о круге пород. Так, например, можно говорить об образованиях эндогенного круга, объединяющего магматиты, метаморфиты, метасоматиты и гидротермалиты. В рассматриваемом нами случае в качестве эндогенных образований выступают лишь магматиты, так как для метаморфитов обсуждается их первичная природа, а метасоматиты исключаются в связи с тем, что они требуют специального методического подхода, обсуждение которого выходит за рамки настоящей работы.

Совокупность пород экзогенного круга включает образования коры выветривания (элювиальные) и собственно осадочные породы (в том числе и с существенной примесью туфогенного материала — туффитов).

Следующий уровень разделения пород, проходящий уже внутри эндогенного и экзогенного кругов, — тип. Типы пород по глубокому убеждению автора должны выделяться по ведущим признакам химического состава и только далее делиться по признакам, указывающим на особенности транспортировки и накопления. Такой подход соответствует и природной последовательности событий. Кроме того, он соответствует и принципу наибольшей универсальности именно химического состава. С этой точки зрения в пределах экзогенного и эндогенного кругов могут быть выделены такие типы, как алюмосиликатные, карбонатные, фосфатные, железистоокисные, сульфидные, сульфатные и др., а также смешанные. Особое место среди экзогенных образований занимают биогенные углеродистые.

Подтипы выделяются в пределах каждого типа. Это совокупности пород, объединяемые общими особенностями строения, которые обусловлены сходством механизмов мобилизации, транспорта и накопления материала. Так, например, среди каждого типа осадочных пород могут быть выделены: кластогенные, пелитовые (т.е. особо тонкозернистые, близкие к коллоидам), хемогенные, а среди магматитов — излившиеся и интрузивные образования.

Имеется определенная необходимость выделения рядов пород по преобладающему влиянию того или иного источника материала. В избранной последовательности разделения пород ряды, по-видимому, не имеют строгого положения. Так, можно говорить о ряде осадочных пород, формирование которых связано с размывом и перетолжением продуктов выветривания. Этот ряд может рассматриваться в качестве чистого терригенного, хотя при такой постановке вопроса в него могут входить не только собственно терригенные породы. По-видимому, существующая терминология должна быть усовершен-

Т а б л и ц а 1

Принципиальная схема и последовательность построения общей систематики неметаморфизованных горных пород

Элементы систематики	Примеры
1. Главные совокупности – по среде формирования и определяющему источнику энергии основного этапа образования	Экзогенные (элювиальные, осадочные), эндогенные (магматические)
2. Типы – по ведущим признакам химического состава	Алюмосиликатные, карбонатные, фосфатные, железистые, сульфидные, сульфатные
3. Подтипы – по механизму транспорта и накопления материала, определяющему общие особенности строения	Кластогенные, глинистые, хемогенные, вулканические, интрузивные
4. Ряды* – по основному источнику материала	Терригенно- и вулканогенно-осадочные, коровые, мантийные – для магматитов
5. Классы – по главным особенностям содержания и соотношения ведущих химических компонентов	Аркозы, граувакки, базальты, диориты
6. Подклассы – по существенным конкретным особенностям строения	Конгломераты, песчаники, туфы, порфириты
7. Группы и подгруппы – по существенным особенностям содержания и соотношения петрогенных и рудогенных элементов	Глинистые аркозовые песчаники, трахиандезиты. Подгруппы – плюс указания по деталям химизма (соотношение щелочей, железистость)
8. Виды и разновидности – по конкретным особенностям минерального состава, строения и специфическим чертам химизма	Мелкозернистые аркозовые песчаники с редкими гравийными зёрнами кварца и примесью пирита в цементе; роговообманковые андезиты с редкими содержащими хлорит миндалинами и акцессорным магнетитом

\* По-видимому, ряды в используемом смысле не имеют строгого доложения в данной последовательности.

ствована. Существуют ассоциации осадочных пород, в формировании которых весьма существенную роль играл вулканический – туфогенный материал. Такой ряд мог бы быть назван, например, туфогенно-осадочным. Возможно применение и других терминов, в том числе указывающих и на смешанный характер рядов. Применительно к магматитам можно говорить о породах корового и мантийного рядов. Особо стоит вопрос о возможности выделения в круге экзогенных образований биогенного ряда.

Следующий и весьма важный уровень разделения – классы, которые, по-видимому, должны выделяться по главным особенностям содержания и соотношения ведущих химических компонентов внутри подтипов пород. Так, для алюмосиликатных образований они выделяются прежде всего по уровню основности в старом, геологическом понимании этого термина. Для рассмотренных карбонатных пород классы могут выделяться по соотношению магнезии и извести. На примере обсуждения способа выделения классов видно, что вся систематика строится на принципе последовательного ветвления с применением все более локальных, специфических конкретных характеристик при каждом последующем разделении. Такой подход противоречит возможности „универсальной“ химической систематики всех пород одновременно. Разработка таких „всеобщих“ систематик и диаграмм на основе ограниченного числа параметров представляется автору неплодотворной в рассматриваемом аспекте и, по-видимому, может найти применение только при решении специальных задач с узко направленными целями.

Подклассы могут выделяться по конкретным и существенным особенностям строения пород. Так, в классе граувакковых пород кластогенного подтипа алюмосиликатного типа осадочных пород могут быть выделены псефиты, т.е. : конгломераты, брекчии, гравелиты, – а также псаммиты или песчаники и алевролиты. В классе базитов (базальтов) вулканического подтипа алюмосиликатных магматитов могут быть выделены подклассы туфов, порфиритов и т.п.

Обсуждение способа выделения подклассов наводит на мысль о том, что структура общей систематики может быть и несколько иной. После выделения типов дальнейшее разделение, с одной стороны, по химическому составу, а с другой – по условиям формирования и строению может осуществляться параллельно, но обязательно соподчиненно, что не меняет принципиального характера систематики, учитывающего оба этих направления классификации горных пород во взаимосвязи.

Группы и подгруппы предполагается выделять по существенным (но уже не по первостепенным) особенностям содержания и соотношения породообразующих и характеристических рудогенных и редких элементов, т.е. снова по признакам химизма пород. Из приведенных здесь и выше соображений следует вывод о том, что различные компоненты состава и их соотношения имеют разную классификационную значимость. Это положение фактически, без провозглашения, уже давно признано в петрохимической и петрологической литературе, а не-

давно прямо обсуждалось А.Ф. Белоусовым (1974). Вероятно, наступило время более точно оценить сравнительное классификационное значение компонентов и рассчитанных параметров хотя бы для алюмосиликатных осадочных и магматических горных пород. Задача эта является очень сложной и требует усилий многих исследователей, поэтому автор лишь формулирует ее. В дальнейшем изложении будут приведены примеры возможного решения отдельных вопросов этой задачи.

Примерами выделения групп пород могут служить андезиты и трахиандезиты в классе средних вулканических пород, песчаники разной степени относительной глиноземистости в классах граувакк и аркозов.

Подгруппами будут, к примеру, различающиеся по соотношению щелочей и железистости вариации внутри названных выше групп.

Наконец, виды и разновидности выделяются по конкретным особенностям минерального состава, по тонким чертам химизма, примесям и второстепенным чертам строения.

Предлагаемый подход к систематике горных пород, таким образом, учитывает их х и м и з м в качестве важнейшей и всеобщей особенности. Этот подход не вполне соответствует общепринятым нормам, но, как представляется автору, отражает некоторые новые тенденции и задачи исследования больших и разнородных совокупностей горных пород, к которым относятся и интересующие нас в первую очередь метаморфизованные супракристалльные комплексы докембрия.

Рассматриваемые ниже материалы и методические приемы касаются далеко не всего объема систематики горных пород и освещают данные по тем классам и группам, для которых уже имеется возможность обсуждать петрогеохимическую систематику и методы реконструкции первичной природы.

## 2. Реконструкция первичной природы алюмосиликатных метасадочных пород

### П о с т р о е н и е   о б щ е й д и а г р а м м ы   Ф А К

В связи с тем что одним из важных аспектов распознавания первичной природы метасадочных образований (парапород) является их отличие от первично магматических (ортопород), в общей схеме данного раздела материал и методические приемы по метасадкам рассматриваются в сопоставлении с метамагматитами. Поэтому в разделе содержатся необходимые попутные данные по магматитам, хотя специально они обсуждаются в следующем разделе. Изложенные в данном разделе материалы уже освещались в более ранней работе автора, отражавшей результаты предыдущего этапа исследований (Предовский, 1970). В ней на основе большого количества данных

по химическому составу пород и минералов были рассмотрены существенные признаки различия магматических и осадочных образований, критерии выделения среди них классов и групп. Полученные результаты в обобщенном виде были использованы для построения сводной диаграммы ФАК, рекомендованной в качестве рабочей основы для решения вопросов о первичной природе метаморфитов. В предыдущем разделе уже обсуждалась наиболее рациональная последовательность операций распознавания первичной природы регионально метаморфизованных пород. Здесь необходимо сделать некоторые пояснения по поводу основной диаграммы и положенных в ее основу параметров, поскольку упоминавшаяся работа 1970 г. из-за малого тиража в настоящее время мало доступна. Прошедшие годы показали, что предлагавшийся в ней метод является достаточно эффективным, если его понимать не как использование отдельной диаграммы, а как комплексный подход определенного содержания. Монография автора 1970 г. сопровождалась значительным количеством типичных примеров состава метаморфитов и неметаморфизованных образований определенной классификационной принадлежности, которые здесь не воспроизводятся.

На рис. 2 приводится с необходимыми уточнениями основной общий вариант диаграммы ФАК. Следует заметить, что она не построена на основании диагностической диаграммы А. Симонена (Simonen, 1953), как это считают некоторые исследователи (Розен, 1978). При ее разработке был лишь учтен принципиальный подход А. Симонена, который, вероятно, впервые при выборе расчетных параметров ориентировался на специфику отличия состава осадочных пород от магматических. До него состав осадочных образований обычно рассматривался с использованием диаграмм, предназначенных в основном для классификации магматических пород, примером чего являются метод П. Ниггли (Грубенман, Ниггли, 1933) и его применение многими авторами к изучению метаморфических пород.

В качестве основных параметров для построения диаграммы избрана основность или, точнее, фемичность пород ( $F$ ), их частная глиноземистость ( $A$ ) и соотношение щелочей ( $K$ ). Все расчеты производятся в формульных (молекулярных) количествах (Авидон, 1968). Выбор параметров был направлен на отражение наиболее общих черт различия состава осадочных и магматических пород с дополнительным учетом возможности внутреннего разделения тех и других. В предлагаемом варианте для увеличения разрешающей способности диаграммы параметры  $A$  и  $K$  выражены в виде разности, хотя возможно их использование и в виде отношения.

Поскольку акцент был сделан на отличие седиментационных образований от магматогенных и на более дробную классификацию первых, постольку основные параметры состава прежде всего должны были отражать специфику седиментационных и гипергенных явлений. В соответствии с фундаментальными выводами литологии и учения о выветривании (Гинзбург, 1957; Келлер, 1963; Петров, 1967; Польшов, 1934; Пустовалов, 1940; Ронов и др., 1966; Рухин, 1961; Стр-

хов, 1962; Швецов, 1958; Pettijohn, 1957) выявляются три тенденции преобразования вещества при выветривании и осадконакоплении. Первая из них — отделение кремнезема от фемических компонентов. Она проявляется как при выветривании пород в различных условиях, когда формируются железистые или кремнистые остаточные продукты, так и при осадочной дифференциации, примером которой могут служить кварцево-песчаные и бокситово-железистые формации осадков платформ.

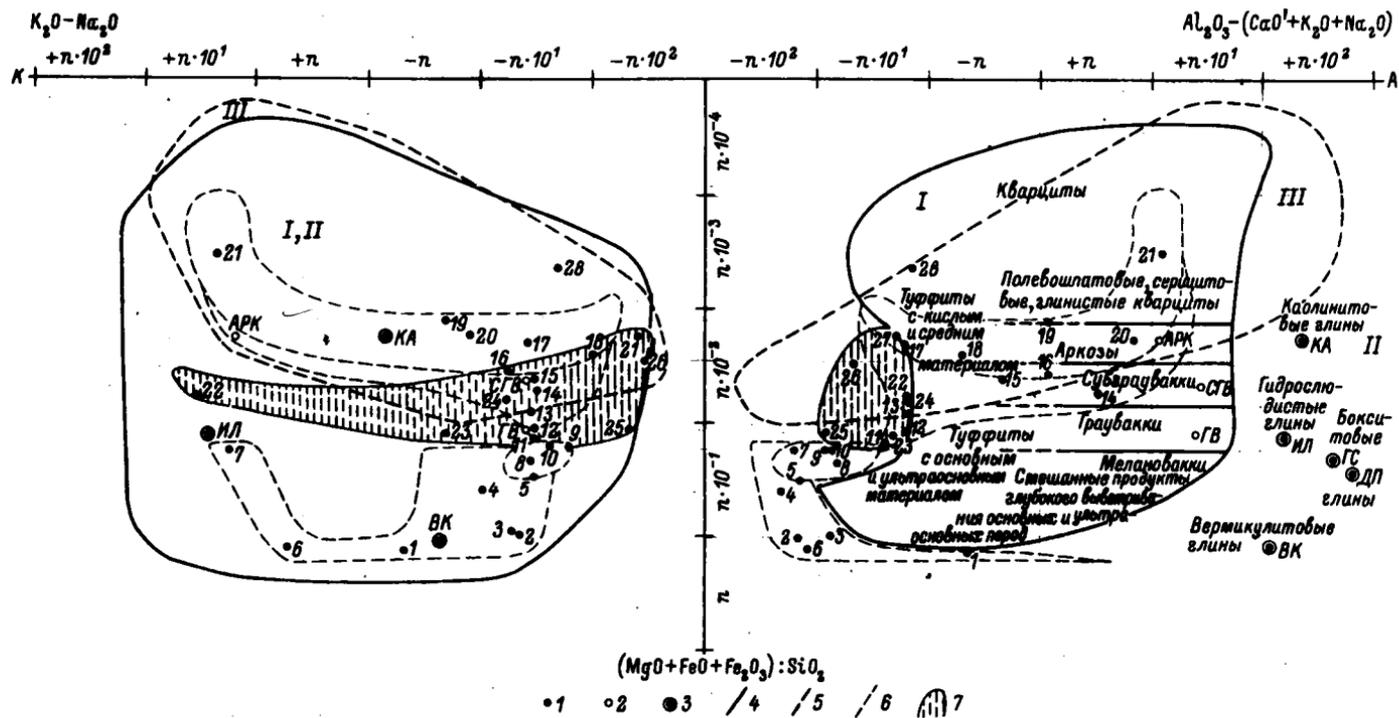
В результате реализации первой тенденции в ее общем виде алюмосиликатные осадочные образования, как нам представляется, образуют ряд, члены которого различаются прежде всего по соотношению кремнезема и фемических компонентов — окиси, закиси железа и магнезии. С этой точки зрения могут быть выделены различающиеся по основности (или фемичности) ультракислые, кислые, средние, основные и ультраосновные породы. При этом намечается тенденция у зернистых осадков образовывать все более кислые продукты при повышении общей зрелости — вплоть до мономинеральных кварцевых псаммитов. В этом отношении осадочные породы отличаются от магматитов, которые в меньшей степени проявляются в ультракислой зоне и в большей — образуют основные и ультраосновные продукты.

Оценка основности (фемичности) не менее важна и для алюмосиликатных магматитов, поскольку обеспечивает деление их на классы (см. выше).

Таким образом, фемичность рассчитывается нами, как отношение суммы окиси, закиси железа и магнезии к кремнезему (в формульных количествах) и является общим, фундаментальным параметром состава осадочных пород и магматитов. Она четко отражает различия пород по их основности и является более общим и корректным параметром, чем прямое содержание кремнезема или параметр  $b$  А. Н. Заварицкого (1950, 1955), что еще будет обсуждено далее. Принятая автором формула расчета —

$$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}{\text{SiO}_2}$$

— по-видимому, не является единственно возможной и может обсуждаться. Речь здесь идет о принципиальном решении вопроса. Иногда вызывает возражения раздельный расчет содержания окиси и закиси железа. Однако весь опыт петрохимии магматических и осадочных пород свидетельствует о существенно различных роли и значениях окиси и закиси железа в экзогенном и эндогенном пороодо- и минералообразованиях. Также не может быть принято в расчет мнение о трудностях раздельного определения окиси и закиси железа в ряде случаев. По-видимому, перед аналитикой, базирующейся на применении собственно химических и физических методов, должна быть поставлена как весьма актуальная задача прямого и достаточно точного определения содержания окиси и закиси железа в породах, рудах и минералах.



Величина параметра  $F$  изменяется в широких пределах – от десятитысячных долей до целых чисел. В упоминавшейся работе автора 1970 г. приведены таблицы, характеризующие вариации этого и других основных параметров состава для различных пород и распространенных породообразующих минералов.

Вторая важная тенденция экзогенеза – накопление в осадочных породах глинозема, как свободного, так и входящего в состав слоистых силикатов. Примером может служить накопление глинозема в гидрослюдистых, каолининовых и латеритных корах выветривания, а также в глиноземистых и бокситовых продуктах седиментации. Отражением этой тенденции является частная глиноземистость или параметр  $A$ , характеризующий в известной степени уровень выветривания исходных пород и масштаб осадочной дифференциации вещества. В отличие от прямого содержания глинозема он обнаруживает весьма значительные вариации и для магматитов. Он рассчитывается в формульных количествах как разность по формуле

$$A = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO'),$$

Рис. 2. Диаграмма  $FAK$  для реконструкции первичного состава метаморфизованных алюмосиликатных магматических и осадочных пород.

Точки составов: 1 – изверженные породы; 2 – осадочные породы; 3 – минералы; 4 – границы поля зернистых осадочных пород (в правой части диаграммы) и объединенного поля обломочных пород и глин (в левой части); 5 – граница поля хемогенных силицитов; 6 – границы полей магматических пород (снизу вверх – ультраосновных, основных, средних и кислых, кислых); 7 – границы поля щелочных магматитов. Поля осадочных и вулканогенно-осадочных пород: I – зернистые осадочные и смешанные породы; II – пелиты; III – хемогенные силициты; ГВ – граувакки; СГВ – субграувакки; АРК – аркозы (точки средних составов пород, Pettijohn, 1957); КА – каолинит; ИЛ – гидрослюды; ВК – вермикулит; ГС – гиббсит; ДП – диаспор (точки средних составов минералов, Дир. Хауи, Зусман, 1965–1966). Точки средних составов изверженных пород (Заварицкий, 1955): 1 – дунит; 2 – верлит; 3 – пикрит; 4 – диаллагит; 5 – эклогит; 6 – кимберлит; 7 – лейцитит; 8 – габбро; 9 – спилит; 10 – эссексит; 11 – бескварцевый диорит; 12 – кварцевый диорит; 13 – гранодиорит; 14 – дацит; 15 – олигоклазовый гранит П.Эскола (Wahl, 1936); 16 – известково-щелочной гранит; 17 – комендит; 18 – трондьемит; 19 – аплит; 20 – риолит; 21 – пегматоидный гранит Северного Приладожья (Предовский и др., 1967); 22 – витербит; 23 – средний известково-щелочной сиенит; 24 – трахит; 25 – луаврит; 26 – уртит; 27 – мариуполит; 28 – анортозит.

где  $CaO'$  - молекулярное количество извести, уменьшенное в случае присутствия карбонатной примеси на величину, равную молекулярному количеству  $CO_2$ . Параметр А родственен параметру  $t$  в системе пересчета П. Ниггли, но отличается от параметра  $t$  более широким диапазоном изменения. Ощущается необходимость уточнения относящихся к рассматриваемому вопросу терминов, таких как „глиноземистые гнейсы“, например, поскольку породы с высоким содержанием глинозема могут обладать низкими значениями параметров  $t$  и А, и наоборот. Параметр А в том же виде и, вероятно, одновременно с нами ввел в работу Е. А. Кулиш (1973).

Благодаря поправке на карбонатность (уменьшение  $CaO$  на величину  $CO_2$  производится до уровня  $CO_2 = CaO$ ; при  $CO_2 > CaO$  последний компонент исключается из расчета) параметр А позволяет достоверно сопоставлять силикатную часть пород, содержащих различную примесь карбонатного вещества. Величина параметра А меняется от  $n \cdot 100$  до  $-n \cdot 100$ .

Третья существенная тенденция - накопление кали относительно натра на определенных стадиях выветривания и в различных осадочных породах. Она имеет сложное выражение, поскольку при выветривании калинатровое отношение первоначально обычно возрастает, достигая максимума на гидрослюдистой стадии, а затем, при предельном разложении пород, снижается. К исключениям из отмеченной закономерности относятся некоторые профили выветривания основных-ультраосновных пород с гидрослюдистыми зонами, резко обедненными калием (Афанасьев, Атаманов, 1967; Хожанов и др., 1967). В связи с широким распространением в зонах выветривания гидрослюдистых образований при их перемыше и седиментационной дифференциации возникают осадки, в той или иной мере обогащенные кали относительно натра. Кроме того, существует механизм обогащения калием гидрослюд в условиях морского осадкообразования.

Параметр К отражает указанную тенденцию накопления кали относительно натра в осадочных продуктах. Для изверженных пород он характеризует принадлежность к калиевому, натровому или известково-щелочному рядам. Этот параметр вычисляется как разность формульных количеств:  $K = K_2O - Na_2O$  - и также изменяет свое значение в широких пределах, от  $-n \cdot 100$  до  $n \cdot 100$ .

Предлагаемая диаграмма является, по существу, сдвоенной (рис. 2), построенной по трем осям, соответствующим избранным главным параметрам F, А и К. При этом вертикальная ось F является общей для обеих зон.

Состав породы на диаграмме изображается двумя фигуративными точками, расположенными в пределах правой и левой зон, которые далее именуются зонами AF и KF. Сходными в данной системе координат считаются такие составы геологически однотипных пород, фигуративные точки которых на обоих полях диаграммы совпадают или весьма близки. При всех сопоставлениях поле AF является основным, а KF - вспомогательным и контрольным.

С помощью диаграммы и параметров состава возможно проведение нескольких операций, в том числе следующих:

- 1) распознавание первичной природы метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород;
- 2) сопоставление состава осадков с составом пород областей питания и синхронных вулканитов;
- 3) характеристика состава ассоциаций вулканогенных и осадочных пород;
- 4) исследование эволюции осадочного и вулканогенно-осадочного процесса во времени и пространстве.

При распознавании первичной природы метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород следует иметь в виду, что диаграмма, как и предлагаемый метод в целом, рассчитаны на применение в совокупности с комплексом геологических сведений и рассматриваются автором прежде всего как основа для наглядного сопоставления аналитических данных по разнообразным породам. Эффективность применения метода возрастет при переходе от единичных анализов к группам. Последовательность процедуры распознавания первичной природы уже была рассмотрена выше.

Для проведения перечисленных выше операций оказалось необходимым выделение в пределах основных зон диаграммы полей, соответствующих составам неметаморфизованных магматических и осадочных пород. Это было сделано с использованием многочисленных опубликованных анализов типичных и в достаточной мере изученных пород и минералов.

Поля составов различных изверженных пород выделены по опубликованным в различное время частным и средним химическим анализам (Заварицкий, 1955; Морковкина, 1964; Пап, Борковская, 1968; Доильницына, Инина, 1967) и данным автора. Общее количество использованных частных анализов, в том числе входящих в средние, составляет около 5000. В качестве вспомогательных были использованы усредненные составы минералов по 650 анализам из справочника „Породообразующие минералы“ (Дир, Хауи, Зусман, 1965–1966). В параметрах  $F$ ,  $A$  и  $K$  составы типичных магматических пород и породообразующих минералов помещены в таблицах в работе автора 1970 г.

Заслуживают обсуждения некоторые особенности расположения полей изверженных пород. Первая из них состоит в весьма компактном характере поля нормальных по щелочности основных пород. Она свидетельствует о высокой гомогенности этого типа глубинных образований. Можно отметить также, что в целом базиты различаются более по параметрам  $A$  и  $K$ , чем по параметру  $F$  при данном масштабе изображения. Вторая особенность заключается в том, что поля всех изверженных пород, за исключением кислых в правой части диаграммы, четко отграничены от полей различных силикатных осадочных образований. Третья особенность выражена в том, что в правой части диаграммы поля кислых осадков и магматических пород частично перекрываются. Это является прежде всего

отражением двойственной связи кислых изверженных и осадочных пород. Наиболее полное перекрытие отмечается в зоне точки 14 (дацит). В эту зону попадают многие точки анализов докембрийских пород, описываемых различными авторами как диориты и гранодиориты, в то время как классические диориты-гранодиориты по Р.А. Дэли (точки 11-13) ложатся на линию габбро-плагиогранит. Это обстоятельство, по-видимому, связано с тем, что многие докембрийские породы, относимые к диоритам-гранодиоритам, вероятно, частично возникают благодаря переплавлению метаморфических пород соответствующего состава. Среди этих пород имеются метаосадки. Приведенные соображения перекликаются с данными К. Менерта и В. Буша (K. Mennert, W. Busch, 1966 г.), Дж. Роджерса (J. Rojers, 1965 г.) и Г. Винклера (1969). Можно отметить, что в используемых координатах породы группы диоритов-андезитов отличаются от дацитов более по параметру А, чем по F. Существенным является также перекрытие полей осадков и гранитов в районе точек 20-21.

Следует оговорить существование некоторых специфических разновидностей изверженных пород, точки составов которых в зоне АF располагаются за пределами поля магматитов обычного типа. Это относится к существенно плагиоклазовым породам - лабрадоритам, анортозитам, альбитофирам, а также к особым магниезиальным габбро-норитам и норитам, являющимся, вероятнее всего, дифференциатами ультраосновной магмы. Точки составов этих пород в зоне АF размещаются правее общей границы распространения изверженных образований, чаще всего в зоне туффитов различной основности. Примером может служить состав анортозита, отмеченного на рис.2 точкой с номером 28.

Опыт нанесения на диаграмму FAK составов регионально метаморфизованных магматических пород, что было предпринято нами для нескольких тысяч анализов хорошо изученных докембрийских образований, показывает, что положение пар фигуративных точек в зонах АF и KF хорошо совпадает с данными для неметаморфизованных аналогов этих пород. Резкие расхождения обнаруживаются лишь тогда, когда породы претерпели наложенные изменения аллохимического характера. При изменениях, связанных со щелочным метасоматозом, фигуративные точки в поле АF смещаются от нормы в сторону снижения значения А, а в поле KF - в сторону снижения или увеличения параметра К в соответствии с калиевым или натровым типом процесса. В случае серицитизации и карбонатизации плагиоклазов, проявленных интенсивно, параметр А возрастает, иногда весьма заметно, что проявляется, например, при некоторых низкотемпературных изменениях основных и средних пород. Следует еще иметь в виду уменьшение параметра А при эпидотизации полевых шпатов. Впрочем, как уже отмечалось, диаграмма не предназначена для пород, претерпевших ощутимый метасоматический привнос и вынос компонентов.

Поля составов различных неметаморфизованных или весьма слабо метаморфизованных осадочных пород выделены по химическим анализам, опубликованным в ряде сводных работ (Ронов и др., 1965; Рухин, 1961; Страхов, 1962; Швецов, 1958; F. Pettijohn, 1949 г., 1963; Hill e.a., 1967 г.). Общее число использованных для этой операции анализов, включая входящие в средние, превышает 4000. Количество сопоставлявшихся с ними анализов метаморфизованных пород из разных источников, в том числе принадлежащих автору, составляет около 1500. Как вспомогательные характеристики изучены усредненные составы некоторых минералов (Дир, Хауи, Зусман, 1965-1966), приведенные в параметрах F, A и K в таблицах работы автора 1970 г.

Отмечавшееся ранее перекрытие общего поля осадков с кислыми изверженными породами в районе точек 14-20 (дацит-риолит), по-видимому, прежде всего обусловлено двусторонней генетической связью в системе гранитоиды-осадки, т.е. ролью процессов седиментации в длительном развитии сиалической оболочки Земли, что в теоретическом аспекте уже рассматривалось А.В. Сидоренко (1975а, б, 1977).

Граница поля глин и зернистых осадочных пород на приводимом варианте диаграммы уточнена в соответствии с реальными составами природных глинистых пород, обычно содержащих примесь кластогенного материала. Это обстоятельство оговаривалось нами и ранее (Предовский, 1970), но не было отражено на первом варианте диаграммы. Подробнее о положении полей зернистых и глинистых пород на диаграмме FAK будет сказано ниже.

Предлагаемый подход, как отмечалось, прошел апробацию в практике исследований и оказался эффективным. Ю.Л. Руденко (1977, 1978) на основе излагаемого подхода разработана система реконструкции первичной природы алюмосиликатных метаморфитов широкого спектра, базирующаяся на пересчете количественного минерального состава пород на вероятные параметры химического состава и как будто дающая положительные результаты. На базе точной оценки основности пород наша методика была апробирована В.И. Фельдманом (1976 г.).

Существенно карбонатные породы описываются отдельно в разд.3. Последующие примеры систематики и распознавания пород рассматриваются как фрагменты будущей общей систематики и системы распознавания.

#### К л а с т о г е н н ы е о с а д о ч н ы е п о р о д ы и их метаморфизованные аналоги

Кластогенные алюмосиликатные осадочные породы или алюмосиликатные кластолиты как подтип включают широкий спектр образований - от псефитов (конгломератов и брекчий) до алевролитов. Для распознавания первичной природы их метаморфизованных аналогов

по совокупности геологических и петрогеохимических признаков должна быть уточнена их систематика по химизму. Однако такая систематика для кластогенных пород, хотя и появился ряд работ (Розен, 1975, 1978; Шванов, 1974), находится лишь на начальной стадии развития, несмотря на высокую актуальность этой задачи.

Примером, подтверждающим выказанный тезис, может служить монография „Граувакки“ (1972). Эта весьма полезная работа, содержащая большую и интересный фактический и теоретический материал и ряд важных выводов, тем не менее иллюстрирует выявившееся в литологии воистину драматическое противоречие между результатами длительного предшествовавшего петрографического изучения осадочных пород и их сравнительно позднего и все еще недостаточно развернувшегося петрогеохимического исследования. В рассматриваемой монографии главным классификационным признаком граувакк считается присутствие определенного количества (более 25% по объему) обломков пород, независимо от химического состава последних и породы в целом. Отсюда следует, например, что идентичные по минеральному и химическому составу обломочные осадки, образовавшиеся при разрушении гранитов, будут в зависимости от количества обломков пород именоваться то аркозами, то граувакками, т.е. относиться к весьма отдаленным группам осадков, для которых в отечественной и мировой литературе давно опубликованы и приняты существенно различающиеся данные по средним и типичным минеральным и химическим составам (Швецов, 1958; Рухин, 1961; Pettijohn, 1957, 1963). Не вызывает сомнений, что наличие обломков пород указывает на недостаточную зрелость осадков, но можно ли считать это основным классификационным критерием, игнорируя химический состав (хотя возможны классификации специального назначения, учитывающие и этот признак)? Думается, что нет. В противном случае, как это произошло с книгой „Граувакки“, в разряд этих пород попадают осадочные образования самого различного химического состава, и сам термин „граувакка“ теряет определенность в петрогеохимическом плане. В то же время совокупность современных данных по химизму кластогенных осадочных пород отчетливо указывает на возможность их систематики по химическому составу и прежде всего по основности (фемичности).

В рассматриваемом плане уместно подчеркнуть, что классификация песчаников и других зернистых пород, приведенная в „Петрографии осадочных пород“ М. С. Швецова (1958), по существу, содержит ряд кластогенных пород, расположенных в порядке возрастания фемичности (от мономинеральных кварцевых через олигомиктовые и аркозовые к полимиктовым граувакковым), хотя это и выражено на языке минерального состава пород и не сопровождается прямыми указаниями на изменение их химизма. Напомним, что эта работа М. С. Швецова воспроизводит его же данные 1934 г., которые в свое время были восприняты и внедрены в работу американскими литологами, в том числе и Ф. Дж. Петтиджоном.

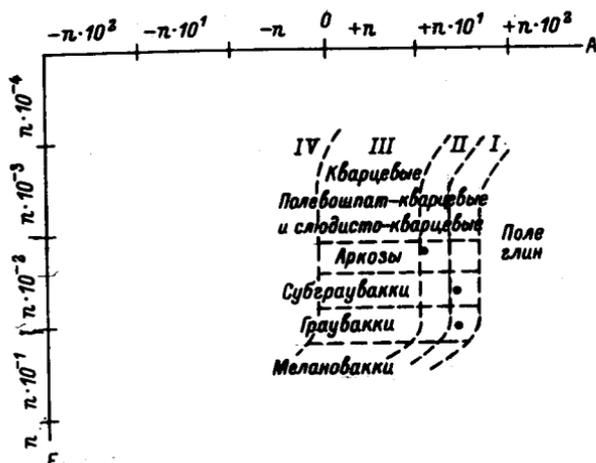


Рис. 3. Соотношение полей кластогенных осадочных образований в зоне AF.

По вертикали – классы по фемичности от кварцевых пород до мелановакк. По горизонтали – различия по частной глиноземистости, приближенно оцениваемой как показатель глинистости пород: I – высокоглинистые, II – глинистые, III – малоглинистые, IV – переходные к туфритам и туффиты. Точками показаны средние значения для соответствующих классов пород в целом (Pettijohn, 1957, 1963).

Анализ многих других существующих классификаций кластогенных пород (Страхов, 1957; Крашенинников, 1968; Логвиненко, 1967; Рухин, 1961) показывает, что подавляющее их большинство фактически отражает изменение основности в ряду зернистых пород, среди которых наиболее кислыми являются мономиктовые кварцевые осадки (параметр F снижается до величины 0,0001), а наиболее основными – некоторые мелановакки (F до 0,6). С учетом существующих представлений и практики геологических работ по своей фемичности кластогенные алюмосиликатные породы могут быть разделены на несколько классов и групп (табл.2, рис.3). Выделение класса мелановакк произведено впервые нами (Предовский, 1970) и впоследствии подтверждено, по существу, другими исследователями (Розен, 1978; Lockwood, 1971). Граница класса мелановакк и глины повышенной основности является неопределенной и должна быть уточнена по мере накопления фактических данных.

Относительно минерального состава различающихся по основности классов алюмосиликатных кластолитов необходимо отметить сле-

Т а б л и ц а 2

Разделение классов кластогенных алюмосиликатных осадочных пород по фемичности

Классы пород	Пределы значений параметра F
Кварцевые	0,001-0,007
Полевошпат-кварцевые, слюдисто-кварцевые, глинисто-кварцевые	0,007-0,015
Аркозовые	0,015-0,045
Субграувакковые	0,045-0,080
Граувакковые	0,080-0,250
Мелановакковые	0,250-~0,600

дующее. Содержание кварца в собственно кварцевых, полевошпат-кварцевых и слюдисто-кварцевых породах составляет от 65 до 100% по объему. В аркозах содержание кварца меняется в пределах 35-65%, а полевых шпатов - от 25 до 60% и более. В субграувакках и граувакках в общем случае повышается роль обломков пород среднего и основного состава (10-50%) и глинистого цемента (10-50%). Содержание кварца снижается до 5-50, а полевых шпатов - до 5-40%. Необходимо допускать существование не только граувакк, но и аркозов, состоящих из обломков пород. В таком случае аркозы и другие кластолиты размерности псаммитов и алевролитов можно именовать лититовыми или литоидными.

Таким образом, по основности (фемичности) среди алюмосиликатных кластолитов могут быть выделены породы ультракислые (кварцевые, полевошпат-кварцевые, слюдисто-кварцевые), кислые (аркозы и субграувакки), средние (граувакки) и основные (мелановакки). Ультраосновные осадки данного класса крайне редки и, по-видимому, в ряде случаев будут уже относиться к подтипу пелитолитов.

Выделение групп рассматриваемого класса может быть произведено по величине частной глиноземистости (параметр А), определяющей „степень загрузки“ глинозема известью и щелочами (рис.3). Величина частной глиноземистости выделяет среди пород каждого класса группы, образующие ряд от туффитов (наименьшая величина А) до обычных кластолитов и далее до высокоглинистых. Граница глин с обычным уровнем основности (от 0,040 до 0,300) в соответствии с геологической практикой проводится на уровне значения  $A=70$ . Примером выделения групп могут быть силикатные алевропсаммиты грауваккового уровня основности. В пределах этой подгруппы выделяются средние туффиты (величина А от -10 и приближенно до -5), туффитовые граувакки (от -5 до 0), обычные граувакки (от 0 до 10), глинистые (от 10 до 40) и высокоглинистые граувакки (от 40 до 70), последние с повышенным количеством

глинистого цемента и постепенно переходящие в песчанистые глины и собственно глины.

Дальнейшее разделение граувакковых групп на подгруппы и виды по химизму может быть произведено по содержанию глинозема, сумме и соотношению щелочей, железистости, степени окисления железа, содержанию извести, карбонатного вещества и наиболее информативных малых элементов (хрома, никеля, ванадия, титана, циркония).

Выше уже оговаривалась приближенность оценки глинистости по величине частной глиноземистости. У этого обстоятельства две причины. Первая – неодинаковость величины параметра А у разных классов и групп глин, что подробнее рассматривается в дальнейшем изложении, а также возможность влияния метаморфогенной потери небольших количеств углекислоты карбонатов, влияющей на форму учета извести относительно глинозема.

Последний из затронутых вопросов является весьма сложным и может уверенно и достаточно точно решаться лишь по сериям химических анализов пород, представляющих природные ассоциации с варьирующим первичным количеством карбонатного вещества. В подобных случаях может быть выявлен и тип последнего (по соотношению извести, магнезии и закиси железа) и внесены соответствующие поправки в аналитические данные на основании анализа составов пород с помощью специальных диаграмм типа А –  $CaO$  (Предовский, 1970).

Приведенные данные в равной мере относятся к кластолитам всех рангов по размерности. Применение их к брекчиям, конгломератам и гравелитам осложняется лишь особыми требованиями к достоверности опробования и подсчета содержания обломков пород и составляющих минералов. Рассмотрение последних вопросов не является задачей настоящей работы.

Далее рассматриваются некоторые особенности определения классификационной принадлежности и определения первичной природы отдельных классов кластолитов.

**К в а р ц е в ы е к л а с т о л и т ы.** Это существенно кремнеземистые обломочные породы, продукт высокой осадочной дифференциации с высоким содержанием кварца. Величина параметра F для чистых разностей меняется в пределах от 0,007 до 0,0004. В очень редких случаях она снижается до 0,0002 в особо чистых кварцитах или повышается до 0,010–0,020 в красноцветях. Параметр А обычно колеблется в пределах от –4 до 70, уменьшаясь в специфических породах, например в эпидотсодержащих кварцитах, до –50 и возрастая до 150 в редких чистых разностях, содержащих в качестве примеси в кремнеземистом цементе серицит, каолин или продукты их метаморфической перекристаллизации. Параметр К изменяется также в широких пределах, обычно от –30 до 20, превышая последнее значение в присутствии гидрослюдистого цемента.

Особой разновидностью кварцевых кластолитов являются породы, существенно обогащенные глинисто-карбонатной примесью. Благодаря повышению содержания железа и магния, входящих в состав глин и карбонатов цемента, параметр F у таких пород возрастает до

0.020–0.70 и более, что в принятых координатах приводит к смешению точек их состава в поле аркозов и даже субграувакк. Различить их с настоящими субграувакками и аркозами в метаморфизованном состоянии можно с помощью дополнительных диаграмм  $A-SiO_2$  и  $A-Na_2O$  (Предовский, 1970).

Граница между кварцевыми и полевошпат-кварцевыми кластолитами проходит на уровне содержания натра около 0.8–0.9 вес. %.

В целом расположение на диаграмме ФАК точек составов кварцевых кластолитов и их метаморфизованных аналогов позволяет уверенно проводить интерпретацию последних. Существенно кварцевые кластолиты в метаморфизованном состоянии могут оказаться сходными с хемогенными метасилицитами (рис. 2, III). Методы различения метапсаммитов и метасилицитов должны, по-видимому, строиться с обязательным учетом геологической ситуации и составов ассоциирующих пород. Критерии различения кварцевых метапсаммитов и метасилицитов приведены в работах Е. А. Кулиша (1973), Е. А. Шалек и Л. В. Травина (1977).

Аркозовые и полевошпат-кварцевые кластолиты. В неметаморфизованном состоянии аркозы и близкие к ним полевошпат-кварцевые породы отличаются от предыдущего класса существенно кварцевых пород в основном по соотношению полевошпатовой и кварцевой составляющих. В классических аркозах количество полевого шпата в процентах от объема несколько превышает количество кварца.

В общем аркозы и родственные им образования являются наиболее обогащенными полевым шпатом среди зернистых осадков. С существенно кварцевыми кластолитами их связывает ряд постепенных переходов. Второстепенными в обычных случаях примесями являются карбонатно-глинистый цемент и обломки пород, которые свойственны аркозам более, чем кварцитам. Необходимо отметить, что среди аркозов, как и других алевропсаммитов, по составу полевошпатовой части могут быть выделены породы двух линий – калишпатовые и плагиоклазовые. Для плагиоаркозов, например, содержание  $Na_2O$  может достигать 3.50%,  $K_2O$  – снижаться до 0.40%, а величина параметра  $K$  уменьшаться до  $-40$ . Величина параметра  $F$  для собственно аркозов обычно составляет 0.010–0.035. Параметр  $A$  меняется в пределах от  $-4$  до 70, а  $K$  – от 40 до  $-40$ , чаще оставаясь в зоне положительных значений.

Специфической разновидностью аркозов и близких к ним осадков являются породы, обогащенные глинисто-карбонатной примесью. Примером могут служить приводимые Ф. Дж. Петтиджоном (Petrijohn, 1963) составы высококарбонатных псаммитов, близких к плагиоаркозам и, по-видимому, не вполне точно названных указанным автором вслед за Л. Кайе и П. Ниггли карбонатными субграувакками, что уже обсуждалось нами (Предовский, 1970). В ряде случаев увеличение глинистой примеси в цементе аркозов ведет к аномальному росту параметра  $F$ .

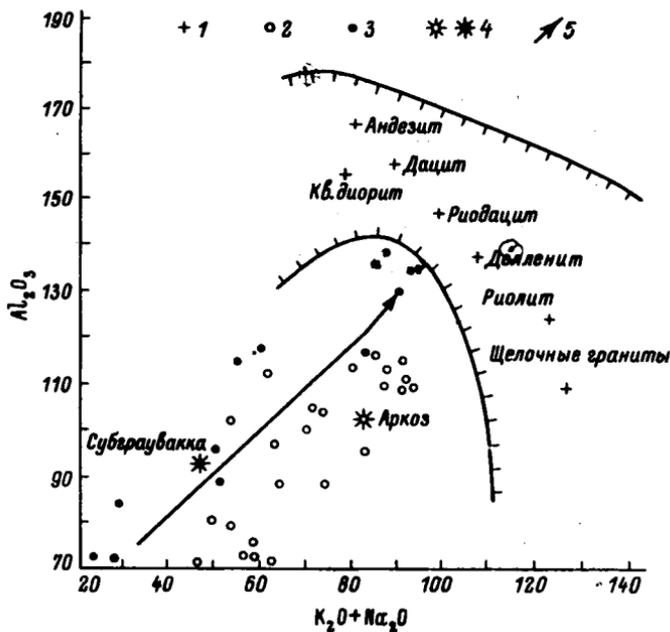


Рис. 4. Диаграмма глинозем–сумма щелочей (в формульных количествах) для отличия обычных субграувак и аркозов от средних и кислых магматитов.

1 – составы магматитов по А.Н. Заварицкому (1955), В. Ф. Морковкиной (1964) и Ю. М. Шейнманну (1968); 2 – аркозы; 3 – субграувакки; 4 – средние составы аркозов и субграувакк по Ф. Дж. Петтиджону (Pettijohn, 1957, 1963); 5 – направление изменения состава нормальных субграувакк и аркозов при уменьшении содержания кварца.

По совокупности геологических признаков и расположению точек составов на основной диаграмме метаморфизованные аркозы и родственные породы в большинстве случаев могут быть удовлетворительно опознаны. Исключение составляют некоторые первично безглинистые и плагиоаркозы, которые весьма сходны с кислыми вулканитами, туфами, а также первично умеренно карбонатные аркозы, утратившие двуокись углерода в процессе метаморфизма.

Разделение кислых кластогенных алюмосиликатных осадочных пород (субграувакк и аркозов) и магматитов близкого состава, перекрывающихся на диаграмме ФАК, существенно для различения их метаморфизованных аналогов. С этой целью могут быть использованы соотношения глинозема и суммы щелочей (рис. 4). Дело в том, что при поверхностном разрушении кислых магматических пород,

даже при минимальном проявлении процессов химического разложения (которое практически имеет место всегда), продукт разрушения кислых магматитов неизбежно обогащается наиболее стойким компонентом — кварцем. Благодаря этому и возникает различие в размещении полей аркозов-субграувакк и средних-кислых магматитов в координатах глинозем-сумма щелочей, видное на рис.4. На нем хорошо видно и различие тенденций составов сравниваемых типов пород: для совокупности аркозов-субграувакк характерна в общем прямая корреляция содержаний глинозема и суммы щелочей, а для магматитов кислого и среднего состава — обратная. В направлении стрелки на рисунке аркозы и субграувакки, специфически обогащенные полевыми шпатами, могут распространяться и дальше в зону магматитов, сохраняя ту же тенденцию. Впрочем, такие породы редки и входят в состав ассоциаций, содержащих и обычные разновидности, т.е. обнаруживающих в целом тенденцию прямой корреляции глинозема и суммы щелочей.

К решению рассмотренной задачи могут быть привлечены данные по содержанию малых элементов. Для лейкократовых пород такими элементами могут быть барий и стронций. Выполненное под руководством автора Н.Е. Козловым (1979) исследование закономерностей распределения названных элементов в средних и кислых осадочных породах, магматитах и метаморфитах показало, что они эффективно различаются не только по глинозему и сумме щелочей, но и содержанию бария.

Закljučая рассмотрение аркозов, необходимо отметить, что систематика песчанников, в том числе и аркозов, по химизму и петрографическим особенностям, предложенная Ф.Дж.Петтиджоном, П.Поттером и Р.Сивером (1976), вызывает принципиальные возражения как базовая, так как она построена не на первостепенных особенностях химического состава. Ее два параметра — отношение натра и кали и отношение кремнезема к глинозему — с развиваемых нами позиций не являются главными для осадочных алюмосиликатных клас-толитов и поэтому должны использоваться лишь для вспомогательных диаграмм и классификаций. Этот пример еще раз показывает, что наш подход, основанный на последовательном применении принципа главенства химизма, в ряде случаев вступает в противоречие с преимущественно петрографическими нормами. Однако применение этого принципа неизбежно при работе с глубокометаморфизованными осадочными образованиями, в значительной мере утратившими первичные особенности строения. Поэтому, в частности, и признак „ли-тоидности“, к которому обращается Ф.Дж.Петтиджон и его коллеги подобно авторам книги „Граувакки“, не может быть использован для целей общей систематики. Кроме того, по-видимому, вообще нельзя настаивать на прямой зависимости положения осадочных пород в систематике их по химизму от уровня их зрелости. Оценки уровня зрелости осадочных образований — это отдельная и специ-альная, хотя и весьма важная задача.

Субграувакки и граувакки в известной мере родственны между собой и в неметаморфизованном состоянии отличаются от аркозов в среднем большей ролью обломков средних и основных пород (10–50% от общего объема против 1–5% в обычных аркозах) и глинистого цемента (10–50 против 5–15% в аркозах), а также меньшим, как правило, содержанием обломочного кварца (5–50, в среднем около 28%, против 25–60% в аркозах). Количество обломков полевого шпата в субграувакках и граувакках в среднем изменяется в пределах 5–40%.

Между собой субграувакки и граувакки различаются главным образом тем, что, с одной стороны, в субграувакках в среднем больше обломочного кварца и меньше глинистого цемента, а с другой – в граувакках обломки пород имеют более основной состав и глинистый цемент, как правило более магнезиально-железистый. Различие в содержании обломков пород и полевого шпата в субграувакках и граувакках, по-видимому, является незначительным для их разделения признаком.

Субграувакки с развиваемой автором точки зрения отличаются от других зернистых осадков прежде всего по параметру  $F$ , который для них изменяется в пределах от 0,045 до 0,080. Лишь особые разновидности субграувакк, аномально обогащенные карбонатно-глинистым цементом, обладают более высокими (до 0,159–0,200) значениями параметра  $F$  и в связи с этим могут быть приняты за граувакки. Параметр  $A$  для субграувакк меняется обычно в пределах от  $-4$  до 70, а  $K$  – от 0 до  $-50$ .

Граувакки отличаются от нормальных субграувакк по величине параметра  $F$ , которая для них находится в пределах от 0,080 до 0,250. Величины параметров  $A$  и  $K$  для граувакк в общем сходны с субграувакками. Есть противоречие между границами, разделяющими субграувакки и граувакки по минералогическо-петрографическим признакам и химизму. По-видимому, при последовательном проведении принципа всеобщности значения химизма кластолиты субграуваккового класса, у которых фемичность превысила 0,080 из-за железо-магнезиального глинистого цемента, следует уже относить к грауваккам.

Метаморфические аналоги субграувакк и граувакк в большинстве случаев распознаются достаточно отчетливо. Наибольшие затруднения при этом вызывают породы с низкими значениями параметра  $A$  (от 0 до 10), которые могут указывать на неопределенность отличия пород только по составу от кислых вулканитов и их туфов (для субграувакк) или на возможность существенной примеси туфового материала кислого (для субграувакк), среднего и основного (для граувакк) состава. Существуют все переходы между субграувакками, граувакками и смешанными туфогенными осадками.

Приведенные выше сведения для кластогенных осадочных пород показывают, что одним из обстоятельств, вызывающих трудности при классификации и интерпретации состава их метаморфических аналогов, является неоднородное распределение глинистой и карбонатной примеси в цементе. Эта примесь, вызывающая аномальный рост

параметра  $F$ , а вследствие потери двуокси углерода при метаморфизме и изменение величины параметра  $A$ , может быть распознана, как отмечалось ранее, при использовании вспомогательных диаграмм типа  $A-CaO$ ,  $A-Na_2O$  (Предовский, 1970), а также на основе учета специфических особенностей состава конкретных ассоциаций метасадочных пород.

**Мелановакки.** Наметилаь, что уже обсуждалось выше, определенная необходимость выделения очень основных граувакк которые обладают весьма высокими значениями параметра (более 0,250). Происхождение этих пород может быть связано с процессами выветривания пород и пирокластике основного и ультраосновного состава. В неметаморфизованных разностях мелановакк обломки основных, ультраосновных пород и темных минералов должны количественно преобладать над полевошпатовыми. По-видимому, как среди мелановакк, так и среди граувакк могут быть разновидности, в которых вместо обломков основных и ультраосновных пород могут присутствовать обломки железо-магнезиальных минералов, т.е. граувакки и мелановакки, выделяемые по особенностям химизма, могут быть в общем случае и не лититовыми.

При расшифровке первичной природы метаморфизованных алюмосиликатных кластолитов вид обозначающих их терминов может меняться. Так, при возможности распознавания первичного гранулометрического характера породы путем изучения реликтовых черт строения или исследования первичных аксессуарных минералов тяжелой фракции порода может именоваться, например, аркозовым метасаммитом или граувакковым метаалевролитом. При утрате признаков первичной гранулометрической принадлежности вследствие метаморфизма порода может называться просто метааркозом или метасубграуваккой. Реконструированные названия являются как бы „вторым именем“ метаморфитов. Первым является их традиционное наименование как метаморфических образований. Оба названия – метаморфическое и реконструированное – являются правомочными и могут использоваться совместно (параллельно) или раздельно в зависимости от назначения конкретного текста.

## Распознавание первичной природы метапелитов

Методика реконструкции первичной природы алюмосиликатных метапелитов, несмотря на существенные достигнутые результаты, нуждается в дальнейшем развитии в связи с большим значением исследований метаморфизованных первично глинистых пород для познания докембрийских процессов выветривания, осадконакопления, корреляции докембрия и для совершенствования научного прогнозирования месторождений полезных ископаемых, связанных с метаморфическими комплексами докембрия (Сидоренко, 1975а, б; Сидоренко, Розен, 1977; Розен и др., 1978).

В данном разделе автор не задается целью систематического обзора методов изучения химического состава метаморфизованных глинистых пород, что, кстати, недавно предпринималось В. К. Головенком (1977). Наша задача — описание нового варианта методики распознавания первичной природы метапелитов на основе данных по составу специально подобранных 14 эталонных выборок групп неметаморфизованных глинистых минералов, пород и близких к ним неглинистых слоистых силикатов, которые могут встретиться в составе природных глинистых продуктов. Предпосылки излагаемого методического подхода были рассмотрены ранее (Предовский, 1976б).

Для определения первичной природы опознанных таким образом метапелитов не может быть прямо использована современная, минералогическая, классификация неметаморфизованных глинистых пород и минералов, поскольку она предусматривает обязательный учет не только химических, но и определяемых рентгеновским методом кристаллохимических особенностей вещества (Франк-Каменецкий, 1961, 1964), а последние безвозвратно утрачиваются при наложении процессов регионального метаморфизма. Поэтому для разделения метапелитов между собой на современном этапе исследования за основу должен быть взят химический состав этих продуктов. Обозначение выделяемых групп также должно отражать их химизм. Такие группы лишь с определенной долей условности могут сопоставляться с минералогическими группами глин и близких к ним образований. Изложенные соображения в известной мере совпадают с выводами О.М. Розена (1975), избравшего, однако, иной путь интерпретации состава метапелитов.

Исходя из рассмотренных предпосылок, автор предпринял попытку выделить группы пелитов на основе заимствованных из большого количества литературных источников примерно 900 полных химических анализов неметаморфизованных глин и близких к ним образований, в том числе высокоглиноземистых, бокситовых пород. В числе использованных работ была и сводка по химизму глинистых минералов Ч. Уивера и Л. Полларда ('Ch. Weaver, L. Pollard, 1973 г.). После необходимой отбраковки использовано 718 полных химических анализов неметаморфизованных природных продуктов, включая усредненные. Их распределение по группам показано в табл. 3 и 4. Выбор данных эталонных 14 групп обусловлен тем, что в исходном составе алюмосиликатных метапелитов докембрия в качестве существенных составных частей могли участвовать не только собственно глинистые, но и близкие к ним природные образования, например хлориты (Гаррелс, Маккензи, 1974). Цель использования эталонных групп — не только в качественном определении первичной природы метапелитов, но в конечном счете в обеспечении подхода к количественной оценке их первичного минерального состава.

Достаточно детальная классификация метапелитов по их первичному химическому и минеральному составу весьма необходима не только для литологических и палеогеографических реконструкций, но и для изучения процессов метаморфизма, что вытекает, напри-

мер, из исследований К. Б. Кепежинскаса (1977). Выводы названного автора по метапелитам, как нам представляется, ясно указывают на то, что для правильного понимания эволюции состава метапелитов при метаморфизме необходимо изучение этого вопроса на примере отдельных групп метапелитов по их первичной принадлежности, а не на основе данных по метаморфизованным метапелитам вообще.

Необходимы краткие пояснения по составу эталонных групп. Как уже отмечалось, эти эталонные группы лишь с определенной долей условности сопоставляются с минералогическими группами (минеральными видами) глин и близких к ним образований. Основным здесь является сходство химизма.

Группа I (обозначаемая также индексом  $Al$ ) соответствует латерит-бокситовым глинам и бокситам. Усредненные характеристики состава, как и для остальных групп, приведены в табл.3 и 4. Группа II ( $StAl$ ) объединяет каолиновые и другие кандитовые глины. Группа III ( $KAl$ ) соответствует калиевым диоктаэдрическим иллитам, группа IV ( $KAl'$ ) – близким к ним, но „загрязненным” смешаннослойным материалом и весьма распространенным глинистым породам. Группа V ( $NaAl$ ) отвечает браммалиту, группа VI ( $AlAlk$ ) – монтмориллонитовым глинам, исключая высокожелезистые разновидности, группа VII ( $Fe^{++}MgK$ ) – биотиту и гидробиотиту, группа VIII ( $Fe^{+++}MgK$ ) – глаукониту и селадониту. На приводимых диаграммах (рис.5 и 6) для перечисленных групп показаны границы полей и точки усредненных составов.

Для расшифровки состава первично хлоритовой и вообще бесщелочной железо-магнезиальной составляющей метапелитов предусматривается использование еще шести эталонных групп. Группа IX ( $FeMgAl$ ) отвечает обыкновенным хлоритам, близким к клинохлору – пеннину, группа X ( $MgAl$ ) – глиноземисто-магнезиальным образованиям, близким к вермикулиту, палыгорскиту и сапониту, группа XI ( $FeAl$ ) – железо-глиноземистым образованиям типа шамозита, группа XII ( $MgFe$ ) – промежуточная (выделенная условно), группа XIII – высокожелезистым септохлоритам типа гриналита и, наконец, группа XIV ( $Mg$ ) – образованиям собственно магнезиального уклона, к которым отнесены сепиолит, серпентин и тальк. Группировка бесщелочных железо-магнезиальных продуктов имеет предварительный характер и нуждается в дальнейшем уточнении. По-видимому, необходимо расширение группы X или ее разделение на две группы с выделением наиболее глиноземистых разновидностей  $MgAl$  – ряда, переходных к амезиту.

Данные по эталонным группам использованы для составления вспомогательных диаграмм, обладающих необходимой наглядностью и предназначенных для сопоставления изучаемых примеров с эталонными. Применение диаграмм является лишь частью общей процедуры распознавания, о которой будет сказано ниже.

Диаграмма, представленная на рис.5, является значительно уточненным вариантом диаграммы FAK для метапелитов, опубликованной ранее (Предовский, 1970). Она показывает положение в избран-

Т а б л и ц а 3

Медианные значения содержаний (вес.%) и соотношений (формульные количества) компонентов в 14 эталонных группах глинистых минералов, пород и некоторых слоистых силикатов\*

Компоненты и некоторые параметры состава	Эталонные группы и число использованных проб						
	I(46)	II(105)	III(86)	IV(68)	V(35)	VI(103)	VII(32)
SiO <sub>2</sub>	2.78	45.35	50.00	57.96	46.58	58.665	36.965
TiO <sub>2</sub>	1.69	0.010	0.445	0.62	0.12	0.23	1.880
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	62.80	37.910	25.910	19.045	39.020	18.375	17.315
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.72	0.540	3.535	3.875	0.59	3.375	2.410
FeO	0.05	0.010	0.610	0.050	0.050	0.215	12.865
MgO	0.08	0.140	2.425	1.875	0.160	2.880	12.915
CaO	0.17	0.190	0.345	0.950	0.600	1.575	0.160
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.100	0.340	0.670	6.40	0.760	0.450
K <sub>2</sub> O	0.01	0.100	6.60	2.735	1.10	0.420	8.955
F = (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO + MgO) : SiO <sub>2</sub>	1.091	0.010	0.109	0.094	0.017	0.102	0.835
A = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - (CaO + Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O)	610.09	357.69	167.87	123.32	257.932	126.498	65.850
K = K <sub>2</sub> O - Na <sub>2</sub> O	-0.055	-0.055	64.12	17.363	-93.106	-5.092	87.827
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	1.993	3.32	5.132	2.017	5.30	3.664
(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO) : MgO	10.66	1.301	0.68	0.859	1.331	0.335	0.626
MgO : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.004	0.009	0.242	0.239	0.010	0.412	1.810
Al(1)	94.65	96.86	58.623	57.053	74.393	56.048	21.319
Fe <sup>+++</sup> (2)	3.45	0.0897	4.616	8.166	0.808	6.701	1.717
Fe <sup>++</sup> (3)	0.112	0.036	1.882	0.275	0.137	1.081	22.427
Mg(4)	0.319	0.873	13.68	14.509	0.750	24.303	40.564
Na(5)	0.017	0.276	1.288	3.445	20.096	4.368	0.941
K(6)	0.26	0.416	16.51	8.666	2.271	1.462	11.813

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Компоненты и некоторые параметры состава	Эталонные группы и число использованных проб						
	VIII(64)	IX(35)	X(59)	XI(34)	XII(5)	XIII(11)	XIV(45)
SiO <sub>2</sub>	49.765	27.560	52.18	23.81	39.68	30.08	52.97
TiO <sub>2</sub>	0.010	0.010	0.05	0.035	0.07	0.05	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.840	19.870	11.20	19.36	3.60	0.10	0.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.975	3.850	2.24	7.275	19.82	28.74	0.50
FeO	2.785	12.390	0.10	31.04	1.50	32.83	0.11
MgO	3.525	16.230	14.15	4.435	15.49	0.01	29.95
CaO	0.600	0.170	0.59	0.085	0.71	0.01	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.295	0.010	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K <sub>2</sub> O	6.340	0.010	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
F = (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO + MgO) : SiO <sub>2</sub>	0.292	1.542	0.357	1.493	0.658	1.152	0.759
A = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - (CaO + Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O)	-10.891	193.43	84.081	181.095	-3.512	0.535	2.300
K = K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	60.203	-0.055	-0.055	-0.055	-0.055	-0.055	-0.055
SiO <sub>2</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.537	2.416	7.202	1.944	20.739	421.482	151.693
(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO) : MgO	1.639	0.630	0.070	4.61	0.502	2323.195	0.009
MgO : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.038	1.967	3.162	0.635	7.213	0.253	147.617
Al(1)	19.237	22.736	22.406	24.524	8.443	0.214	0.671
Fe <sup>+++</sup> (2)	27.787	2.598	3.158	5.598	21.181	24.391	0.336
Fe <sup>++</sup> (3)	9.391	19.537	0.247	54.724	4.041	61.066	0.205
Mg(4)	21.576	44.566	72.215	13.973	60.899	0.043	97.685
Na(5)	1.237	0.021	0.047	0.022	0.031	0.023	0.026
K(6)	17.220	0.014	0.031	0.014	0.021	0.015	0.0017

\* Здесь и в табл.4 последние шесть строчек, отмеченные символами химических элементов, показывают долю информативных компонентов в их общей условной сумме 100%, составленной из формульных количеств соответствующих окислов. Цифры в скобках указывают очердность компонентов в гистограммах рис.7.

Таблица 4

Содержание (вес.%) и соотношение (формульные количества) компонентов в 14 эталонных группах глинистых минералов, пород и некоторых слоистых силикатов (1 - среднее арифметическое, 2 - среднее квадратичное отклонение)

Компоненты и некоторые параметры состава	Эталонные группы и число использованных проб													
	I (46)		II (105)		III (86)		IV (68)		V (35)		VI (103)		VII (32)	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO <sub>2</sub>	5.28	6.84	46.89	8.04	50.29	3.97	57.69	5.57	47.07	3.34	57.44	5.66	37.46	2.37
TiO <sub>2</sub>	1.94	1.82	0.45	0.73	0.51	0.44	0.74	0.54	0.19	0.24	0.31	0.34	2.18	1.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58.89	20.03	35.69	4.92	26.72	5.21	19.12	3.54	38.80	1.16	18.21	4.07	17.01	3.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.52	15.34	0.84	1.22	3.70	2.83	4.29	2.25	0.83	0.67	3.66	1.94	2.88	2.72
FeO	1.48	3.97	0.07	0.20	0.95	1.15	0.82	1.20	0.15	0.17	0.31	0.38	11.60	7.52
MgO	0.30	0.51	0.21	0.29	2.32	1.23	2.00	1.16	0.26	0.26	3.19	1.52	14.90	7.22
CaO	0.39	0.61	0.41	0.68	0.54	0.56	1.56	2.11	0.68	0.48	1.53	1.05	0.38	0.49
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.17	0.20	0.26	0.50	0.46	0.84	0.74	6.09	1.15	1.14	1.00	0.63	0.74
K <sub>2</sub> O	0.08	0.19	0.25	0.42	8.04	9.19	2.76	1.09	1.21	0.74	0.73	0.71	8.78	1.31
F = (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO + MgO) : SiO <sub>2</sub>	4.684	10.117	0.015	0.020	0.113	0.057	0.095	0.056	0.018	0.010	0.113	0.042	0.879	0.122
A = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - (CaO + Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O)	568	199	337	55	159	105	117	64	257	23	125	57	57	37
K = K <sub>2</sub> O - Na <sub>2</sub> O	-0.5	2	-0.5	5.15	77	99	16	17	-85	21	-11	15	83	21
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.14	2.33	0.86	3.36	0.98	5.32	1.21	2.06	0.18	5.68	1.67	3.91	0.98
(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO) : MgO	42.51	99.13	4.11	9.77	1.85	6.79	1.95	8.48	3.05	4.37	0.49	0.43	0.82	1.07
MgO : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.04	0.02	0.02	0.24	0.14	0.28	0.16	0.02	0.02	0.47	0.25	2.44	1.60
Al (1)	82.21	20.12	95.23	4.81	58.99	8.82	59.85	10.65	75.40	3.07	57.48	10.48	20.66	4.91
Fe <sup>+++</sup> (2)	13.32	17.30	1.46	2.09	5.38	4.14	8.50	4.24	1.03	0.82	7.83	4.27	2.31	2.45
Fe <sup>++</sup> (3)	2.95	7.25	0.25	0.77	2.93	3.56	3.20	4.51	0.41	0.49	1.43	1.66	20.54	13.71
Mg (4)	1.20	1.97	1.45	1.95	13.11	6.60	15.00	7.02	1.29	1.29	25.05	10.37	43.81	17.35
Na (5)	0.20	0.38	0.86	1.09	1.85	1.72	4.26	3.82	19.36	3.19	5.90	4.98	1.24	1.40
K (6)	0.12	0.27	0.76	1.36	17.74	7.43	9.19	3.09	2.52	1.56	2.61	2.63	11.44	1.61

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Компоненты и некоторые параметры состава	Эталонные группы и число использованных проб													
	VIII(64)		IX(35)		X(59)		XI(34)		XII(5)		XIII(i1)		XIV(45)	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO <sub>2</sub>	49.87	3.85	28.18	5.26	47.50	9.41	23.94	4.03	38.87	8.49	29.49	7.82	51.73	7.45
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.85	0.17	0.29	0.19	0.30	0.37	0.88	0.13	0.15	0.10	0.12	0.02	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.09	5.09	20.85	5.57	11.72	4.83	18.84	5.08	3.65	2.82	0.45	0.86	0.72	0.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.22	5.53	6.76	7.44	2.66	2.50	10.91	12.09	19.98	9.46	27.16	12.16	0.75	0.85
FeO	2.75	1.40	13.79	7.35	0.88	1.53	27.23	12.73	5.10	6.43	29.29	15.60	0.49	0.64
MgO	3.87	1.77	17.22	7.38	16.81	9.29	4.38	2.97	13.48	7.35	0.92	1.56	30.78	8.32
CaO	0.87	1.06	0.38	0.38	0.99	0.97	0.28	0.35	1.02	0.87	0.33	0.74	0.25	0.36
Na <sub>2</sub> O	0.63	0.91	0.05	0.07	0.15	0.25	0.12	0.22	0.01	0.00	0.01	0.00	0.38	1.42
K <sub>2</sub> O	6.20	1.82	0.06	0.12	0.22	0.78	0.11	0.27	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.08
F = (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO + MgO) : SiO <sub>2</sub>	0.294	0.079	1.466	0.400	0.656	0.506	1.438	0.371	0.925	0.645	1.353	0.645	0.941	0.369
A = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - (CaO + Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O)	-2.3	62	196	55	92	58	186	50	17	32	-1.8	-5.6	-3.9	25
K = K <sub>2</sub> O - Na <sub>2</sub> O	55	27	-0.2	1.3	-0.1	8	-0.7	4.1	-0.05	0.00	-0.05	0.00	-5.7	23
SiO <sub>2</sub> : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.01	17.38	2.47	0.86	8.87	6.76	2.22	0.86	37.82	47.15	376.71	225.55	262.38	266.90
(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO) : MgO	3.04	6.73	0.86	1.17	0.08	0.08	21.53	87.11	1.10	1.37	1493.50	1408.33	0.02	0.02
MgO : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.92	3.16	2.18	1.08	4.73	5.31	0.61	0.44	19.55	24.02	14.01	20.65	240.33	267.47
Al (1)	21.96	12.14	24.08	7.27	23.61	11.98	26.27	7.53	7.12	5.17	1.43	3.82	0.92	0.75
Fe <sup>+++</sup> (2)	26.88	9.19	5.95	8.24	3.43	3.34	10.83	14.09	28.14	23.27	33.57	23.36	0.68	0.92
Fe <sup>++</sup> (3)	9.28	4.31	22.34	11.71	1.75	2.78	48.86	20.33	9.45	10.32	61.34	26.61	0.88	1.17
Mg (4)	23.06	9.33	17.46	15.29	70.28	12.39	14.49	9.53	55.23	22.11	3.52	5.33	96.46	4.96
Na (5)	2.53	3.69	0.10	0.14	0.52	1.03	0.26	0.47	0.03	0.02	0.03	0.01	1.82	4.01
K (6)	16.29	5.04	0.07	0.18	0.40	0.99	0.188	0.53	0.02	0.01	0.02	0.01	0.05	0.12

ных координатах, рассчитанных в формульных количествах полей и усредненных значений состава всех 14 эталонных групп.

На рис.6 помещена диаграмма  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} : \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{MgO}$  (все параметры также в формульных количествах), предназначенная главным образом для работы с бесщелочными магнезиально-железистыми образованиями. На ней показаны их поля, усредненные составы (римские цифры) и условные единичные стандартные составы основных минеральных видов.

Наиболее целесообразной представляется следующая очередность приемов распознавания первичной природы метапелитов. После пересчетов и нанесения точек и полей составов на диаграммы изучается их размещение относительно эталонных групп вначале на наиболее общей диаграмме (рис.5), а затем - на диаграмме, представленной на рис.6. После этого составы изучаемых объектов сравниваются с составами эталонных групп (табл.3 и 4), к которым они близки, исходя из положения на диаграммах. При этом оценивается возможность присутствия как чистых эквивалентов эталонных типов, так и их смесей. Если сходство обнаруживается, то возможно дальнейшее уточнение выводов путем сравнения с отдельными конкретными природными образованиями из разных районов и типов разрезов.

Как уже отмечалось (Предовский, 1970), наиболее достоверные результаты могут быть получены при анализе не одиночных примеров, а серий химических анализов, соответствующих природным ассоциациям метаосадочных пород, поскольку в последнем случае на решение вопроса влияют множественные, ассоциативные признаки состава. Особенно важно это обстоятельство в случае присутствия сложных и варьирующих по составу природных смесей.

В процедуру качественного распознавания первичной природы метапелитов может быть включен еще один методический прием, основанный на использовании характерных соотношений наиболее информативных компонентов состава (Предовский, 1976б). На рис.7 показаны такие соотношения глинозема, окиси и закиси железа, магнезии, натра и кали, для которых рассчитана доля их формульных количеств, условно приведенных к 100%, по анализам отдельных проб, входящих в охарактеризованные выше эталонные группы. Соответствие определяемого метапелита одной из четырнадцати эталонных групп или какому-либо их сочетанию может быть установлено путем простого сравнения или математического определения схождения по соотношению информативных компонентов.

В плане общей систематики подтип алюмосиликатных пелитов и их метаморфизованных аналогов может быть приближенно разделен по основности на классы. Наиболее кислые (группы I и V) будут иметь значение фемичности округленно от 0,001 до 0,050. Средний по фемичности класс объединит гидрослюдистые и близкие к ним образования (группы III, IV, VI и частично VIII) со значениями фемичности от 0,050 до ~0,300. Наиболее основные глины будут иметь в составе значительную долю примеси хлоритовых и других железо-магнезиальных продуктов (группы VII, IX-XIV) и значения фемич-

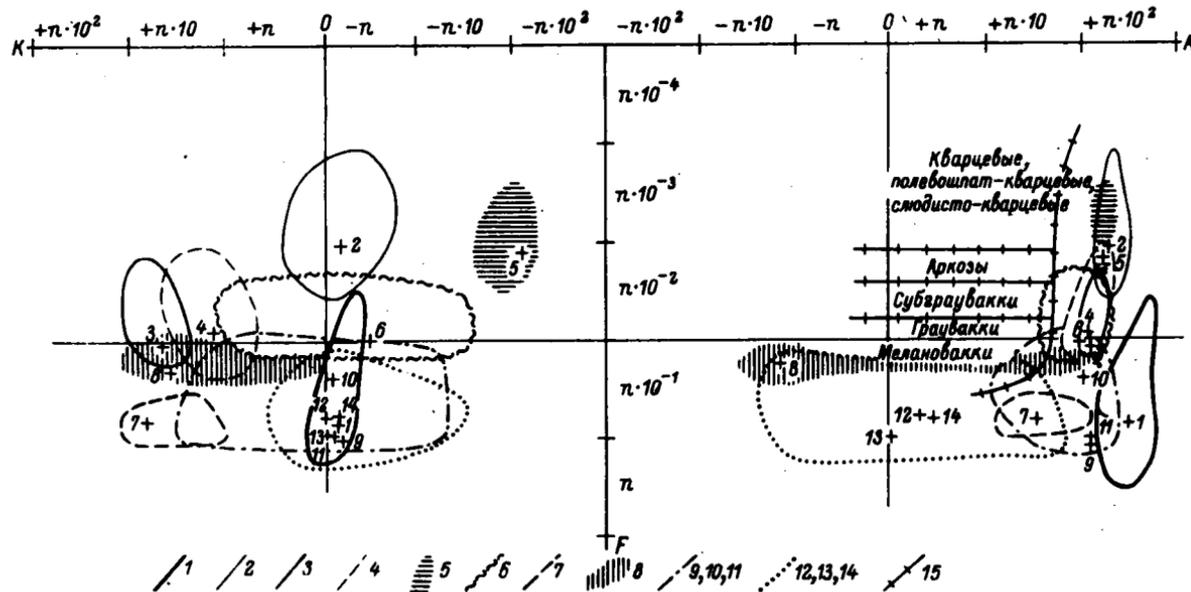


Рис. 5. Диаграмма FAK для распознавания метапелитов по сопоставлению с эталонными группами глин и близких к ним образований.

Границы полей и средние составы эталонных групп соответственно тексту: 1 - латеритные глины - бокситы; 2 - каолинит; 3 - диоктаэдрический калиевый иллит; 4 - смешанные гидрослюдистые глины калиевого уклона; 5 - браммалит; 6 - монтмориллонитовые глины; 7 - гидробитит; 8 - глауконит-селадонит; 9-11 - общее поле для трех групп (соответственно порядку перечисления: клинохлор-пеннин, вермикулит-нальгорскит-сапонит, шамозит); 12-14 - собственно железистые и магниальные образования (соответственно перечислению: промежуточная FeMg-группа, гриналит-хронштедтит, серпентин-гальк-сепиоцит); 15 - границы поля глин и групп обломочных пород.

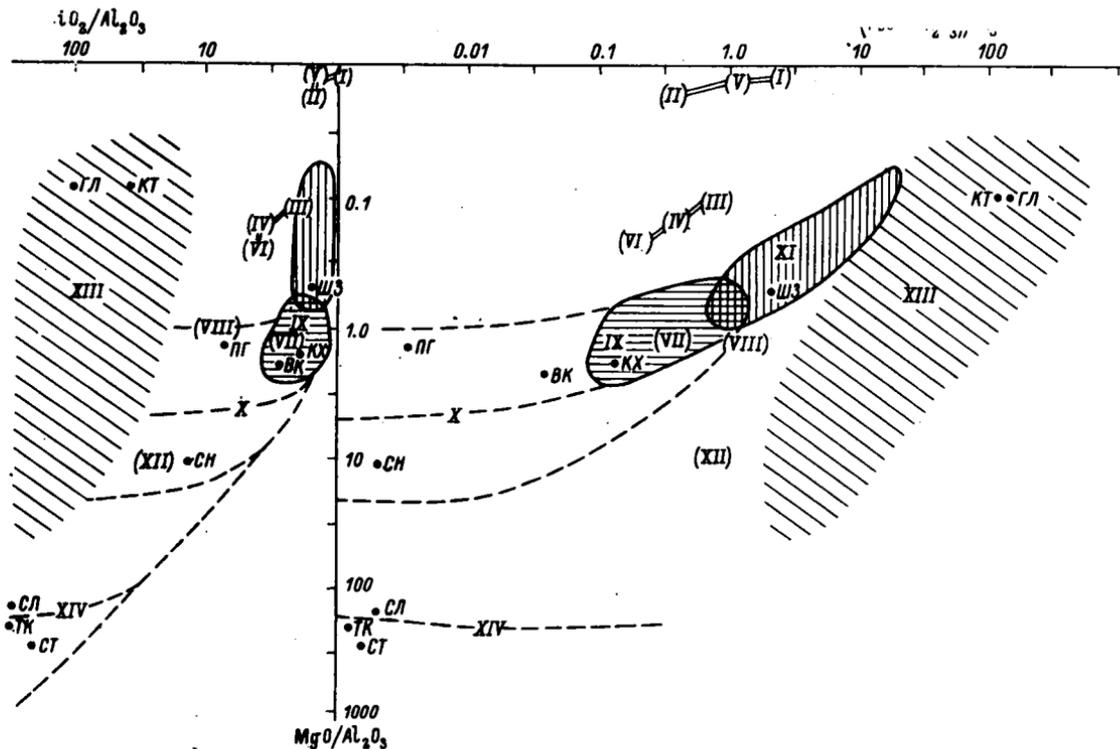


Рис.8. Диаграмма  $StO_2:Al_2O_3 - MgO:Al_2O_3 - (Fe_2O_3 + FeO):MgO$  для разделения бесшелочных глиноземисто-железисто-магнезиальных образований.

Римские цифры - положение средних составов эталонных групп в пределах общих полей. Положение единичных стандартных составов: КХ - клинохлор; ВК - вермикулит; ПГ - пальгорскит; СН - сапонит; ШЗ - шамозит; КТ - кроншtedтит; ГЛ - гриналит; СТ - серпентин; СЛ - сепиолит; ТК - тальк. Римские цифры в скобках - положение средних составов эталонных групп с I по VIII и средний состав промежуточной группы XII.

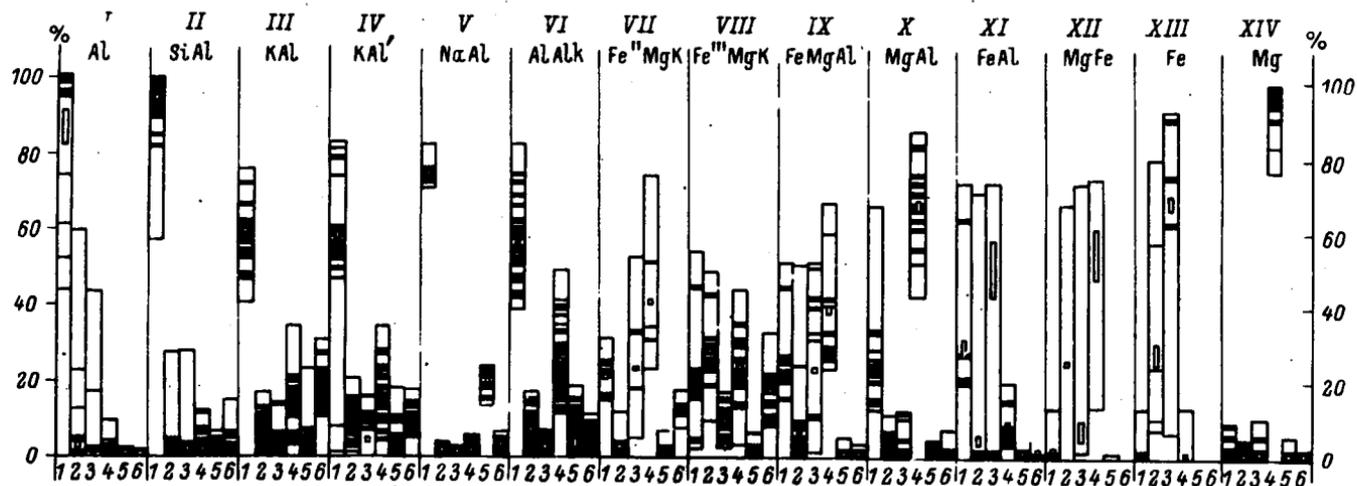


Рис. 7. Соотношение информативных компонентов в эталонных группах глин и близких к ним образований.

По вертикальной оси - вклад информативных компонентов (окислов) в условную сумму 100% их формульных количеств. Сплошная заливка - наиболее распространенные значения, штрихи - единичные значения. Показаны также участки средних значений, определенных разными методами. Вверху гистограмм - обозначения эталонных групп, внизу арабскими цифрами - информативные компоненты (1 - глинозем, 2 - окись железа, 3 - закись железа, 4 - магнезия, 5 - натр, 6 - кали).

ности от 0,100 до целых единиц. Особо должен рассматриваться класс собственно высокоглиноземистых образований, как переходный от алюмосиликатных к глиноземным породам (группа I), который в природных условиях в силу своего происхождения имеет обычно повышенную фемичность из-за примеси окислов железа и иногда силикатов железа и алюминия.

Метаморфизованные аналоги глин удобнее всего и в силу традиций именовать метапелитами. Иногда используются термины „метаклины“ и „метаргиллиты“. Они представляются автору менее соответствующими целям рациональной номенклатуры, так как термин „метапелит“ в более общем плане отражает первичную гранулометрическую принадлежность метаморфизованной породы. В конкретных случаях могут быть использованы понятия, точнее указывающие на первичную природу метаморфита, такие, например, как „первично гидрослюдистый метапелит“, „первично каолининовый метапелит“. Названия метапелитов по их первичной природе являются правомерными, по-видимому, могут употребляться наравне с минералого-петрографическими наименованиями метаморфитов.

При распознавании первичной природы метапелитов оказывается полезным изучение закономерностей распределения малых элементов, в частности бария и стронция, что было показано, например, в работе Н. Е. Козлова и др. (1977), методической основой которой явилась систематика метапелитов, разработанная автором (Предовский, 1976а). При этом было установлено, что различия содержаний бария и стронция в ряду первично каолининовых-гидрослюдистых-монтмориллонитовых метапелитов являются существенным дополнительным критерием их распознавания.

Разработанные методические приемы были положены в основу составления комплекса программ для ЭВМ, цель которых – распознавание природы метапелитов и количественный расчет их первичного минерального состава. Эта часть исследований проводилась совместно с математиком-программистом Е. В. Мартыновым. Первый этап работы отражен в совместной публикации (Предовский, Мартынов, 1979). Дальнейшая работа показала, что высказанные на основе чисто геологических данных в начале настоящей главы соображения о необходимости двухэтапного решения вопроса о первичном количественном минеральном составе метаморфитов подтверждаются и в процессе разработки программ для ЭВМ, т.е., по-видимому, имеют принципиальное значение. Напомним, что суть двухэтапного проведения полной процедуры распознавания первичной природы метаморфитов заключается в том, что на первом, „качественном“, этапе, имеющем поисковый характер, производится отбор наиболее вероятных первичных компонентов породы по ее общему химизму в сопоставлении с типичными примерами или представительными выборками (эталонными группами) составов минералов и пород. На втором этапе, имеющем уже более явный математический характер, производится расчет возможного содержания первичных компонентов породы, в качестве которых используются те же, но ограничен-

ные в количестве эталонные группы или их приближенные к данному случаю варианты (уточненные по принадлежности к минеральным видам и разновидностям или скорректированные с учетом конкретных особенностей исследуемых породных ассоциаций).

Нижеприводимый текст излагает обоснование и существо разработанной на основе совместных исследований Е. В. Мартыновым процедуры.

При решении вопроса о первичном минеральном составе метаморфизованной горной породы ставится задача — определить с приемлемой степенью достоверности процентное содержание первично составлявших ее минеральных компонентов, отражением которых являются эталонные группы. Из значительного числа последних необходимо выбрать возможные аналоги первичных минеральных компонентов. В качестве характеристики каждой эталонной группы выберем вектор медиан содержаний химических элементов соответствующей эталонной группы.

Исследуемую горную породу можно описать вектором  $n$ -мерного пространства:  $X \in R^n$ , где  $n$  — количество химических элементов породы. Количество выбранных эталонных групп обозначим буквой  $m$ .

Множество  $\{Z_j\}_{j=1}^m$  — множество характеристик эталонных групп, причем  $Z_j \in R^n, j=1, \dots, m$ .

Множество  $\{\alpha_j\}_{j=1}^m$  — множество искоемых параметров, для которого выполнены следующие условия:

$$(1) \sum_{j=1}^m \alpha_j = 1;$$

$$(2) \alpha_j \geq 0, j=1, \dots, m.$$

Каждое  $\alpha_j$  имеет смысл процентного содержания  $j$ -й эталонной группы, деленного на 100.

Множество параметров  $\{\alpha_j\}_{j=1}^m$  предлагается искать из условия

$$(A) \min \|X - \sum_{j=1}^m \alpha_j Z_j\|^2, \quad \text{где}$$

$$C = \{(\alpha_1, \dots, \alpha_m) \mid \sum_{j=1}^m \alpha_j = 1; \alpha_j \geq 0, j=1, \dots, m\}.$$

К сожалению, решение задачи минимизации (A) не всегда единственно. Например, если один из векторов  $Z_j$  является выпуклой линейной комбинацией других векторов из множества  $\{Z_j\}_{j=1}^m$ , то решение задачи (A) неоднозначно.

Это означает, что при применении прямого пересчета химического состава горных пород на минеральные группы необходимо либо искать все возможные решения из условия (А), либо брать первое попавшееся без гарантии достоверности результатов. В первом случае встает задача выбора из найденного множества решений, которое может быть очень велико, некоторого истинного решения.

В другом случае исследователь рискует сделать неверный выбор и, следовательно, получить искаженную картину действительности.

Единственный выход из данной ситуации следующий: включить в решение задачи еще один этап, который позволит сделать решение задачи определения минерального состава однозначным. На этом этапе проводится отбраковка групп, отражающих состав минералов, заведомо не входящих в исследуемую породу. Таким путем можно добиться достоверного решения задачи определения содержаний первичных минералов в исследуемой породе. Отбраковка групп проводится либо диаграммным методом, либо с использованием ЭВМ по алгоритму, описанному в нашей работе (Предовский, Мартынов, 1979).

Изложенное позволило составить комплекс программ для решения задачи реконструкции первичного состава метапелитов. Для решения задачи минимизации (А) был использован метод штрафных функций (Полак, 1974).

Разработанные методики применялись автором к изучению метапелитов докембрия восточной части Балтийского щита. В качестве примера могут быть приведены результаты изучения первичной природы метапелитов кейвского сланцевого комплекса Кольского полуострова. Интерпретация петрогеохимических данных с использованием совокупных результатов геологических, литологических и геохимических работ была проведена автором совместно с А.П.Белолипецким и Ю.И.Ильиным на основе материалов названных исследователей (Белолипецкий и др., 1979).

Широкое распространение первично глинистых и в том числе первично каолинитовых отложений в составе кейвского сланцевого комплекса признается всеми его исследователями (Харитонов, 1966; Бельков, 1963; Мирская, 1975). В некоторых публикациях (Предовский, 1970; Головенко, 1977) предпринимались попытки более дробного разделения кейвских метапелитов по их первичной принадлежности.

Новые материалы по геологии и геохимии кейвского сланцевого комплекса (Бельков и др., 1976) позволяют вернуться к рассмотрению первичной природы метапелитов Кейв. В качестве стратиграфической основы здесь используется схема И.В.Белькова (1963), которая расчленяет сланцевый комплекс на семь пачек (А - Ж снизу вверх), последовательно перекрывающих друг друга (рис.8, а).

В пачке А устанавливаются два различных типа метапелитов, расположенных на двух уровнях разреза (рис.8, б). Метапелиты первого типа, представленные темными гранат-мусковитовыми сланцами, приурочены к низам пачки. Цвет сланцев обусловлен присутствием распыленного углеродистого вещества. В отдельных случаях

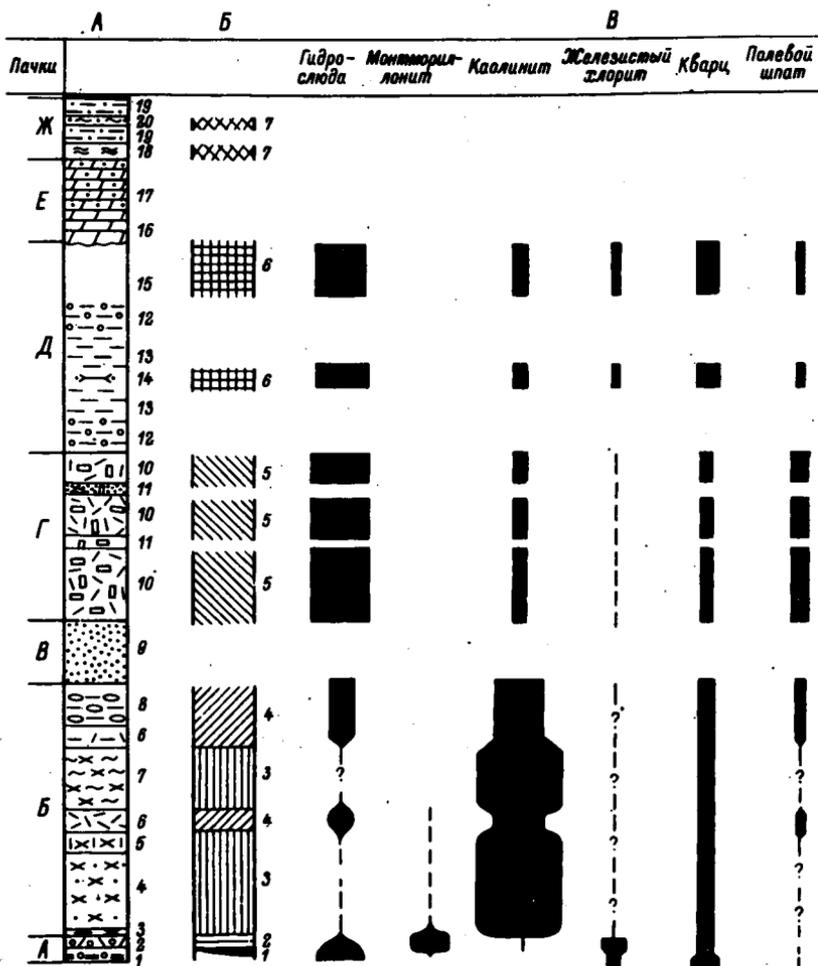


Рис. 8. Общая колонка (а), колонка распределения типов метapelитов (б) сланцевого комплекса Кейв и вариации первичного содержания минералов в исходных породах (в). Колонки „а“ и „б“ составлены с использованием материалов И. В. Белькова (1963).

Колонка „а“: 1 - гранат-мусковитовые сланцы; 2 - гранат-ставролитовые сланцы; 3 - мелкозернистые слюдяно-кианитовые сланцы; 4 - крупно- и мелкоконкреционно-параморфические кванитовые сланцы; 5 - сноповидно-волокистые кванитовые сланцы; 6 - порфиробластические ставролит-кианитовые плагосланцы; 7 - параллельно-волокистые, шестоватые, мелкоконкреционные с прослоями сноповидно-волокистых кванитовые сланцы; 8 - призматическизернистые ставролит-кианитовые плагосланцы; 9 - мусковитовые кварциты; 10 - крупнопорфиробластические кванит-ставролитовые плагосланцы; 11 - мусковит-кварцевые сланцы со ставролитом и кванитом;

в сланцах проявлена градационная слоистость с присутствием гра-  
вийных зерен кварца в основании слоев. Главными минералами слан-  
цев являются кварц (45–60), мусковит (до 35), гранат (5–10%). В  
незначительном количестве присутствуют биотит (иногда до 10%),  
ставролит, ильменит, углеродистое вещество, пирротин, рутил, апа-  
тит. Примеры химического состава гранат–мусковитовых сланцев  
приведены в табл.5 (анализы 1, 2). Метапелиты первого типа ас-  
социируют с метаплагиоаркозами и первично глинистыми метааркоза-  
ми (гранат–слюдяно–кварцевые сланцы с плагиоклазом).

Изучение состава метапелитов первого типа, проведенное по 6  
полным химическим анализам пород с использованием диаграмм  
(рис.5–7), характеристик 14 эталонных групп неметаморфизованных  
глин и близких к ним образований и приближенных расчетов первич-  
ного минералогического состава позволяет предположить, что гра-  
нат–мусковитовые сланцы низов пачки А первично являлись глинами  
с существенной (более 25%) примесью обломочного кварца с подчи-  
ненным количеством обломков полевого шпата (до 5%). В самом гли-  
нистом веществе преобладал (более 80%) гидрослюдистый материал  
с примесью смешаннослойных образований, обусловивших несколько  
пониженное содержание глинозема и кали. Второстепенным компо-  
нентом глинистого вещества, по-видимому, был железистый хлорит  
(до 10–15%). Приводимые количественные оценки являются прибли-  
женными. Они отражены на обобщенной колонке (рис.8, в).

Метапелиты второго типа, представленные гранат–ставролитовы-  
ми сланцами, слагают практически всю верхнюю часть разреза пач-  
ки А. Сланцы обладают обычно черным, реже светло–серым, розово-  
то–серым цветом в зависимости от содержания углеродистого веще-  
ства и граната и нередко обнаруживают нечетко выраженную парал-  
лельную слоистость. Состоят из кварца (25–60), ставролита (10–25,  
до 50), граната (8–20, до 40), мусковита (2–3, до 5%). В качестве

---

12 – мусковит–кварцевые сланцы; 13 – двуслюдяные сланцы; 14 –  
двуслюдяные сланцы со ставролитом и кианитом; 15 – двуслюдяные  
ставролит– и гранатсодержащие, слюдяно–гранатовые и двуслюдя-  
ные порфиробластические ставролитовые сланцы; 16 – доломиты;  
17 – переслаивающиеся доломитовые и существенно диопсидовые  
породы, карбонатизированные метапесчаники и метапесчаники; 18 –  
двуслюдяные сланцы с гранатом и ставролитом; 19 – гранат–дву-  
слюдяные гнейсы, кварцито–гнейсы; 20 – двуслюдяные гематитовые,  
частью с гранатом и ставролитом, сланцы.

Колонка „б“: 1 – метапелиты первого типа (нижней части разре-  
за пачки А); 2 – метапелиты второго типа (верхней части разреза  
пачки А); 3 – метапелиты третьего типа (нижней и средней частей  
разреза пачки Б); 4 – метапелиты четвертого типа (средней и верх-  
ней частей разреза пачки Б); 5 – метапелиты пятого типа (пачки  
Г); 6 – метапелиты шестого типа (пачки Д).

второстепенных и акцессорных минералов присутствуют биотит, ильменит, рутил, углеродистое вещество, апатит, циркон, магнетит, сфен, пирит. Примеры химического состава сланцев приведены в табл. 5 (анализы 3, 4).

Исследование химического состава метапелитов второго типа по 14 полным химическим анализам показывает, что гранат-ставролитовые сланцы верхов пачки А в первичном состоянии представляли собой глины с незначительной примесью (до 15–20%) обломочного кварца. В глинистой части пород преобладал (до 60%) монтмориллонит с несколько повышенной железистостью. Второстепенными компонентами, вероятно, были железистый хлорит (до 20–25%) и каолинит.

Пачка Б во всем своем объеме сложена метапелитами, которые представлены разнообразными высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами. По составу среди метапелитов пачки Б выделяются два типа (третий и четвертый в общем ряду), занимающие определенное стратиграфическое положение. При сравнении полей составов метапелитов пачек А и Б выявляется их существенное различие.

Метапелиты третьего типа слагают нижнюю и практически всю среднюю части разреза пачки Б и представлены разновидностями углеродистых существенно кианитовых сланцев, выделяемых по морфологии агрегатов кианита: мелкозернистыми слюдяно-кианитовыми в основании разреза, крупно- и мелкоконкреционно-параморфическими, сноповидно-волокнистыми, параллельно-волокнистыми и шестоватыми и др. Сланцы нередко обладают параллельной слоистостью. Главными минералами кианитовых сланцев являются кианит (30–70), кварц (25–70), мусковит (до 25%), второстепенными – ставролит, биотит, углеродистое вещество, плагиоклазы. Среди акцессорных минералов отмечаются ильменит, рутил, циркон, апатит, рудные.

Исследование химического состава метапелитов третьего типа (табл. 5), проведенное по 84 полным химическим анализам, показывает; что эти кианитовые сланцы первично были наиболее обогащенными каолинитовыми разновидностями среди всех метаосадочных пород кейвского комплекса. В неметаморфизованном состоянии эти отложения представляли собой довольно широкий спектр глинистых пород и в среднем состояли на 70–80%, а в отдельных прослоях и горизонтах на 90% из каолинита с постоянной примесью обломочного, вероятно, тонкозернистого кварца (15–20) и меняющейся по количеству калиевой гидрослюда (0–25%). Важной характеристикой метапелитов пачки Б является широкое распространение сульфидов и органического вещества, содержание и закономерности распределения которого были наиболее полно освещены и проанализированы в принципиально важной работе Св. А. Сидоренко и А. В. Сидоренко (1975). Названными авторами на основе современных методов исследования была показана первично биогенная и седиментогенная природа органического вещества в сланцах кейвского комплекса.

Метапелиты четвертого типа отдельными маломощными пластами располагаются среди метапелитов третьего типа в средней части

Т а б л и ц а 5

Химический состав метapelитов кейвского сланцевого комплекса  
(коллекции А.П.Белолипецкого, И.В.Белькова, Ю.И.Ильина)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	344	668	414	9/30г	323	419	712	282	802	435	445	130/1
SiO <sub>2</sub>	74.30	71.48	61.28	57.18	65.79	63.72	58.74	54.57	57.59	57.69	77.97	60.04
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.55	0.80	1.03	0.80	1.42	2.29	2.13	2.45	1.75	0.29	1.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.18	13.45	20.77	26.40	30.68	30.75	31.90	31.12	25.56	25.40	12.48	17.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.80	1.89	4.89	6.89	1.53	1.34	0.95	0.56	1.17	3.33	1.16	3.23
FeO	5.20	8.58	8.73	2.12	0.68	1.09	2.38	3.18	2.81	2.30	1.57	3.03
MnO	0.08	0.08	0.31	Следы	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.025	0.015	0.06
MgO	0.00	0.00	0.90	0.73	0.00	0.21	0.08	0.70	0.58	1.43	0.72	1.75
CaO	0.23	0.25	0.23	0.60	0.29	0.10	0.22	0.95	1.20	0.80	0.17	1.58
Na <sub>2</sub> O	0.28	0.25	0.02	0.72	0.02	0.13	0.71	2.51	2.64	2.10	0.62	2.65
K <sub>2</sub> O	2.26	1.66	0.02	0.28	0.04	0.33	1.02	1.63	2.75	2.02	2.65	2.07
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.26	0.28	0.10	0.00	0.08	0.12	0.12	0.06	0.25	0.42	0.42	0.18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.19	1.17	1.41	-	0.76	0.79	1.26	2.02	0.57	2.79	1.90	
П.п.п.	-	-	-	3.46	-	-	-	-	1.57	-	-	1.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.06	0.31	0.04	0.07	0.09	0.10	0.12	0.22	0.04	0.07

Т а б л и ц а 5 (продолжение)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	344	668	414	9/30г	323	419	712	282	802	435	445	130/1
CO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	-
S <sub>общ</sub>	0.03	0.00	0.00	-	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	-
F	0.03	0.07	Следы	-	0.00	0.03	0.02	0.04	0.04	Следы	0.02	-
Сумма	100.36	99.72	99.52	99.72	100.73	100.12	99.80	99.61	99.45	100.20	100.05	100.29

П р и м е ч а н и е. 344 - гранат-мусковитовый сланец, г.Тяпшманюк (метапелит I типа); 668 - гранат-мусковитовый сланец со ставролитом и биотитом, г.Колокольная (метапелит I типа); 414 - гранат-ставролитовый сланец, г.Песцовая (метапелит II типа); 9/30г - ставролит-гранатовый сланец, г.Воргельурта, из материалов И.В.Белькова (1963) (метапелит II типа); 323 - сноповидно-волокнистый кианитовый сланец, г.Шуурурта (метапелиты III типа); 419 - мелкоконкреционно-параморфический кианитовый сланец, г.Песцовая (метапелит III типа); 712 - призматическизернистый ставролит-кианитовый плагиосланец, г.Нусса (метапелит IY типа); 282 - призматическизернистый ставролит-кианитовый плагиосланец, г.Шуурурта (метапелит IY типа); 802 - крупнопорфиробластический кианит-ставролитовый сланец, г.Тавурта (метапелит Y типа); 435 - крупнопорфиробластический кианит-ставролитовый плагиосланец, г.Песцовая (метапелит Y типа); 445 - двуслюдяной сланец со ставролитом и кианитом, г.Песцовая (метапелит Y1 типа); 130/1 - двуслюдяной сланец с гранатом и ставролитом, к северу от пос.Каневка, из материалов И.В.Белькова (1963) (метапелит Y1 типа)

разреза пачки Б и полностью слагают ее верхнюю часть. Они представлены порфиробластическими ставролит-кианитовыми плагиосланцами и призматическизернистыми слюдястыми плагиосланцами. Главными минералами пород являются кианит (10-30), кварц (35-50), плагиоклаз (5-30), мусковит (10-35), ставролит (5-20%). В незначительном количестве присутствуют биотит (до 5%), углеродистое вещество, ильменит, рутил, апатит, циркон.

Изучение состава метapelитов четвертого типа на основе 47 полных химических анализов показывает, что они в принципе близки к метapelитам третьего типа, но отличаются от них повышенной основностью и щелочностью. В неметаморфизованном состоянии относящиеся к четвертому типу сланцы представляли собой непрерывный ряд от сравнительно обогащенных каолинитом до существенно гидрослюдистых глин. В приближенном среднем составе рассматриваемых пород основными компонентами, по-видимому, были каолинит (50-70), калиевая гидрослюда типа иллита (15-30), обломочные кварц и полевой шпат (15-30%). В качестве второстепенной примеси, вероятно, в небольших количествах присутствовал железистый хлорит (около 5%). Рассеянное углеродистое вещество в метapelитах четвертого типа также присутствует, но в количествах меньших, чем в метapelитах средней и нижней частей пачки Б (Бельков, 1963; Сидоренко, Сидоренко, 1975).

Пачка В, согласно перекрывающая предыдущую, сложена однородными мусковитовыми кварцитами (первично существенно кварцевые псаммиты с гидрослюдистым цементом) по всему разрезу пачки. Метapelиты на этом уровне разреза сланцевого комплекса Кейв отсутствуют. Располагающаяся выше пачка Г практически полностью сложена метapelитами. В этой пачке предварительно выделен один, пятый, тип метapelитов, представленный крупнопорфиробластическими кианит-ставролитовыми слюдястыми плагиосланцами.

Главными минералами сланцев являются кварц (20-50), мусковит (10-20, до 40%), плагиоклаз (10-30), ставролит (10-35), кианит (10-20%). Постоянно присутствуют биотит (иногда до 5-10%), ильменит, рутил, циркон, апатит, углеродистое вещество. Вторичные минералы - хлорит (до 5%), эпидот.

Из рассмотрения химизма метapelитов на основе 37 химических анализов вытекает, что по своему составу они наиболее близки к метapelитам четвертого типа (пачка Б), отличаясь от них несколько большей основностью и щелочностью. В усредненном первичном составе метapelитов пятого типа основным компонентом, по-видимому, являлся гидрослюдистый материал (30-80%). Второстепенными были каолинит (10-30), обломочные кварц (15-20) и плагиоклаз (10-20%). Возможно, в качестве незначительной примеси присутствовал железистый хлорит (около 5%). Количество рассеянного органического вещества в метapelитах рассмотренного типа, по-видимому, было еще меньшим, чем в пачке Б.

Состав пород пачки Д, сохранившихся на Больших Кейвах в наиболее погруженных участках главной синклинали, неустойчив и изме-

няется по простиранию (Бельков, 1963). Главными минералами породы являются кварц (55–70), мусковит (6–20), ставролит (~10), биотит (2–6%). В незначительном количестве отмечаются ильменит, рутил, циркон, апатит, углеродистое вещество.

Из-за небольшого объема имеющихся аналитических данных (7 полных химических анализов) все метапелиты пачки Д объединены условно в один, шестой, тип. Состав их широко варьирует. При дальнейших исследованиях среди метапелитов пачки Д, вероятно, могут быть выделены по крайней мере два типа. На данной стадии изученности можно дать следующую приближенную оценку среднего первичного состава метапелитов шестого типа. По-видимому, преобладающим компонентом исходных пород была гидрослюдистая глина (60–70), а второстепенными – каолинит (5–20) и железистый хлорит (5–10%). Обломочная часть пород, вероятно, слагалась кварцем (около 20–30) и полевым шпатом (5–10%). По данным петрографического изучения, совпадающим с результатами предыдущих исследований, метапелиты пачки Д, по-видимому, отличаются наименьшим содержанием органического вещества среди других метапелитов комплекса.

В связи с тем что породы пачек Е и Ж весьма существенно отличаются от рассмотренных выше образований остальной части кейвского сланцевого комплекса, а также в связи с тем, что новыми данными Л. А. Гаскельберг и В. Г. Гаскельберга, В. Г. Загородного и других исследователей подтверждается предположение Л. Я. Харитоновой (1966) об их принадлежности к имандра-варзугскому комплексу, они в настоящей статье детальнее не рассматриваются.

Проведенное исследование и совокупность результатов предыдущих работ позволяют сделать некоторые общие выводы относительно эволюции состава метапелитов в разрезе кейвского сланцевого комплекса и первичных условий формирования исходных глинистых пород. С точки зрения первичного состава метапелитов в пределах собственного кейвского комплекса могут быть выделены три основных уровня. Первый соответствует пачке А, вверх по разрезу которой наблюдается резкий переход от существенно гидрослюдистого к хлорит-монтмориллонитовому составу исходных глинистых продуктов. Одновременно с этим резко снижается роль обломочной полевошпатово-кварцевой части в первичном составе глин. В. К. Головенком (1977) на основании проведенного им опробования и изучения разрезов специфический состав верхов пачки А интерпретируется как результат латеритного характера родоначальных процессов выветривания, а сами породы – как осадочные ферриалиты. Исследования А. П. Белопищского и Ю. И. Ильина не подтвердили данных В. К. Головенки, приведенных в табл. 16 указанной выше работы, а интерпретация результатов достаточно детального изучения пачки А, как показано выше, приводит к представлению о важной роли хлорит-монтмориллонитовых глин в составе ее верхней части.

Второй уровень сланцевого комплекса, выделяющийся по первичному составу метапелитов, соответствует пачке Б и характеризуется в целом преобладанием каолинитовой составляющей в исходных гли-

нистых породах при тенденции роста вверх по разрезу значения гидрослюдистого компонента.

Третий обобщенный уровень распространения метapelитов объединяет пачки Г и Д, которые отличаются ведущей ролью первично гидрослюдистого вещества с резко подчиненным значением каолинита. Вверх по разрезу в исходных глинах увеличивается содержание обломочного кварца и несколько уменьшается содержание обломочного полевошпатового материала.

Приведенные выводы не противоречат существованию выделенных И. В. Бельковым (1963) трех макроритмов в разрезе собственно кейвского сланцевого комплекса. Первый из них, соответствующий червуртской свите, объединяет пачки А и Б, которые можно рассматривать в качестве нижней, трансгрессивной части разреза комплекса. Второй макроритм, соответствующий пачкам В и Г (выхчуртская свита), и третий макроритм, представленный пачкой Д (песчовотундровская свита), по совокупности признаков образуют регрессивную часть разреза комплекса. Таким образом, в рассматриваемом объеме сланцевый комплекс является полным трансгрессивно-регрессивным макроритмом.

В обосновании трансгрессивно-регрессивной модели кейвского сланцевого комплекса важное значение имеют эволюция и особенности состава метapelитов. Так, наиболее обогащенные биогенным органическим веществом метapelиты пачки Б (Сидоренко, Сидоренко, 1975), первично отлагавшиеся в условиях восстановительных бассейновых фаций, полностью приурочены к трансгрессивному макроритму и наиболее типично развиты в нижней и средней частях его разреза. В базальном уровне этого макроритма располагаются первично обогащенные обломочным материалом метapelиты, ассоциирующие с метапсаммитами и кварцевыми гравелитами.

В пределах регрессивных макроритмов вверх по разрезу уменьшается роль первично глинистого материала, резко снижается примесь органического вещества, возрастает роль первично обломочной части пород.

Характерно, что распределение титана и некоторых других малых элементов в целом согласуется с распределением глинистого вещества.

Приуроченность подавляющей части первично каолинитового материала к трансгрессивному макроритму удовлетворительно объясняется синхронным размывом и переотложением продуктов предшествовавшего глубокого выветривания, что соответствует и взглядам других исследователей (Бельков, 1963; Головенко, 1977). Резкое уменьшение роли каолинита, сменившегося в первичном глинистом материале гидрослюдистым веществом в регрессивной части разреза, объясняется вовлечением в процессы размыва менее выветрелых пород в области питания. Этому соответствует и присутствие обломочной полевошпатовой примеси в первичном составе глин низов первого регрессивного макроритма.

Больше всего вопросов вызывают природа и условия формирования метапелитов верхов пачки А. Если проведенная нами реконструкция протосостава метапелитов верна, то происхождение пород верхов пачки А не может связываться с размывом и переотложением наиболее зрелых зон коры выветривания в области питания. Хлорит-монтмориллонитовый первичный состав метапелитов приводит к предположению о том, что этапу интенсивного размыва и переотложения каолининовых кор выветривания предшествовало непосредственно с ним же связанное накопление в кейвском бассейне весьма специфических железистых глин, возникших в результате разложения вулканических туфов или пеллов. Не исключено аутигенное образование железистых хлоритов и глинистых минералов вследствие особых условий в бассейне седиментации, возникших под влиянием поствулканических явлений.

Некоторые особенности  
состава и эволюции  
алюмосиликатных метасадочных  
пород раннего докембрия  
восточной части Балтийского щита

Проведенные автором исследования и специальный анализ литературных данных позволяют в качестве примера результатов использования петрогеохимических методов в комплексе с геологическими рассмотреть некоторые общие черты состава и закономерности эволюции химизма первично терригенных раннедокембрийских алюмосиликатных метасадочных пород восточной части Балтийского щита. При этом метапелиты, представляющие особый интерес, рассматриваются подробнее, чем метаморфизованные кластолиты. Интерес к ним связан со значением первично глинистых пород наряду с реликтами кор выветривания для выявления и познания стратиграфических перерывов и эпох выветривания в докембрии (Sederholm, 1931; Полканов, 1935; Кратц, 1963; Негруца, Войнов, 1975; Сидоренко, 1974; Сидоренко, Лунева, 1961; Сидоренко, Чайка, 1970; Харитонов, 1966; Эскола, 1967).

В древнейшем, доархейском с точки зрения автора, фундаменте докембрия региона (Бельков и др., 1971; Горяинов, 1970; Предовский, 1970, 1971) глубоко метаморфизованные и гранитизированные терригенные породы угадываются лишь предположительно, в основном по реликтовым чертам их химизма. Без дополнительного глубокого изучения судить об их природе и первичных условиях формирования затруднительно. Попытки реконструкции условий седиментогенеза этого времени, названного И. В. Бельковым и М. И. Дубровским протогеем (Бельков, 1975), должны быть продолжены с применением новых методических приемов.

В нижне- и верхнеархейских супракристалльных комплексах (в смысле решений Уфимского совещания - Келлер и др., 1977), лежа-

шихся на древнейший фундамент, метаморфизованные терригенные осадочные породы устанавливаются достоверно и представлены широким спектром разновидностей, сопоставимых по химизму с фанерозойскими (Бельков и др., 1977). К рассматриваемому уровню относятся метаосадки амфиболито-гнейсовых ассоциаций кольской и беломорской серий, железорудных толщ Приимандровского района, лебяжинского и колмозерско-воронинского комплексов и гранулитовых ассоциаций сальнотундровского и кандалакшско-колвицкого комплексов.

Высокая степень метаморфизма и недостаточная литологическая изученность метаосадочных пород данного уровня не позволяют охарактеризовать их с точки зрения первичной гранулометрии. Однако общие черты их химизма и реликтовые особенности строения указывают на то, что среди них первично присутствовали как зернистые, алевро-псаммитовые, так и глинистые образования. Присутствие конгломератов установлено в различных частях общего разреза в ряде районов.

Конгломераты рассматриваемого уровня обычно имеют олигомиктовый или полимиктовый состав обломочной части. Среди галек и обломков - древнейшие плагиограниты, гранодиорито- и диорито-гнейсы, амфиболиты (Батиева, Бельков, 1958; Бельков, Загородный, 1977; Богданова, Ефимов, 1977; Гарифулин, 1971; Макиевский, 1973; Сидоренко, Лулева, 1961; Сидоренко и др., 1972). Наиболее древние из конгломератов отличаются преобладанием плагиогранитных обломков. В верхних частях разрезов данного уровня состав обломочной части конгломератов усложняется: чаще встречаются кварцевые обломки, фрагменты различных гнейсов, сланцев, метавулканитов основного, среднего и кислого состава. Типы цементов изучены недостаточно. В ряде случаев отмечается присутствие в цементе туфогенного материала среднего состава. Конгломераты древнейших комплексов нередко пространственно ассоциированы с вулканическими породами и характеризуются прерывистым распространением, небольшой и весьма изменчивой мощностью.

Первично зернистые терригенные метаосадки рассматриваемого уровня, представленные гнейсами, сланцами и кислыми гранулитами (Антонюк, 1976; Белолипецкий и др., 1973; Бельков, 1963; Беляев, 1971; Богданова, Ефимов, 1976; Виноградов, 1977; Макиевский, 1973; Мирская, 1975, 1977; Предовский, 1970, 1976а; Федкова, 1977), часто пространственно ассоциированы с метавулканитами от основного до кислого состава. Судя по химизму, эти метаосадочные породы первично являлись в основном граувакками, в меньшей мере субграувакками и еще реже аркозами с варьирующим содержанием карбонатно-глинистой примеси. Особенности этих пород являются часто выраженное преобладание натрия над калием, умеренная или низкая степень окисления железа, несколько повышенное содержание извести и пониженное - кремнезема. Среди аркозов обычны плагиоразновидности. Нередки переходы от терригенных пород к туффитам, что ча-

ше всего проявляется для граувакк. Для последних, кроме того, характерно присутствие высокоглинистых разностей.

Распределение первично терригенных зернистых пород по основности в разрезе рассматриваемого уровня является сложным, однако можно сказать, что наиболее кислые разновидности тяготеют к верхним частям разреза. Это обусловлено, с одной стороны, гомодромной эволюцией состава вулканических продуктов, а с другой — нарастающей к концу данного отрезка времени стабилизацией тектонического режима и повышением степени осадочной дифференциации.

Первично глинистые метаосадки обсуждаемого уровня, представленные разнообразными глиноземистыми кристаллическими сланцами и гнейсами, обнаруживают значительно меньшую связь в пространстве с метавулканиитами по сравнению с первично зернистыми метаосадками. Они явно тяготеют к частям разреза и этапам развития, связанным со стабилизацией тектонического режима, и локализируются в основном на двух подуровнях.

Первый подуровень появления метапелитов — низы и средняя часть хетоламбинской толщи архейского беломорского комплекса и ее аналогов на Кольском полуострове и в Карелии. Интересующие нас породы присутствуют в виде прерывистых и линзовидных прослоев, обычно небольшой мощности, представлены гнейсами и кристаллосланцами с кианитом, силлиманитом, кордиеритом, гранатом, ставролитом, мусковитом, биотитом, эпидотом, цоизитом (Шуркин и др., 1962). Если, как отмечено выше, в их числе рассматривать метапелиты железорудных серий, то среди исходных глин окажутся образования широко варьирующего состава от  $SiAl$ - до  $AlAlk$ -пелитов (калиевого и слабо выраженного натрового уклона) и до  $Fe^{++}MgK$ - и смешанных пелитов, нередко с существенной ролью хлоритового материала ( $FeMgAl$ - и  $FeAl$ -групп) и примесью карбонатного и кремнеземистого материала. Фемичность метапелитов рассматриваемого подуровня в среднем составляет около 0.100, колеблясь от 0.010 до 0.800 (рис.9). Разновидности умеренно выраженного калиевого уклона (группы  $KAl'$  и  $Fe^{++}MgK$ ), как правило, встречаются среди метапелитов невысокой основности. Примеры характерных составов с указанием первичной природы приведены в табл.6. Для типичных образований в целом достаточно четко выражена обратная зависимость между фемичностью—частной глиноземистостью и основностью—относительной калиевоcтью (параметр  $K$ ). Рассмотренные породы — продукты опережающего и отчасти синхронного выветривания различных пород, в том числе основных и кислых туфогенов.

Характер ассоциаций пород указывает на возможную существенную роль в появлении исходных глинистых продуктов также и процессов поствулканического гидротермального разложения материнских пород областей сноса.

Второй подуровень развития метапелитов — лоухская толща и ее аналоги, т.е. верхи разреза кольско-беломорского комплекса архея. Для этого подуровня характерно рассеянное распределение рассмат-

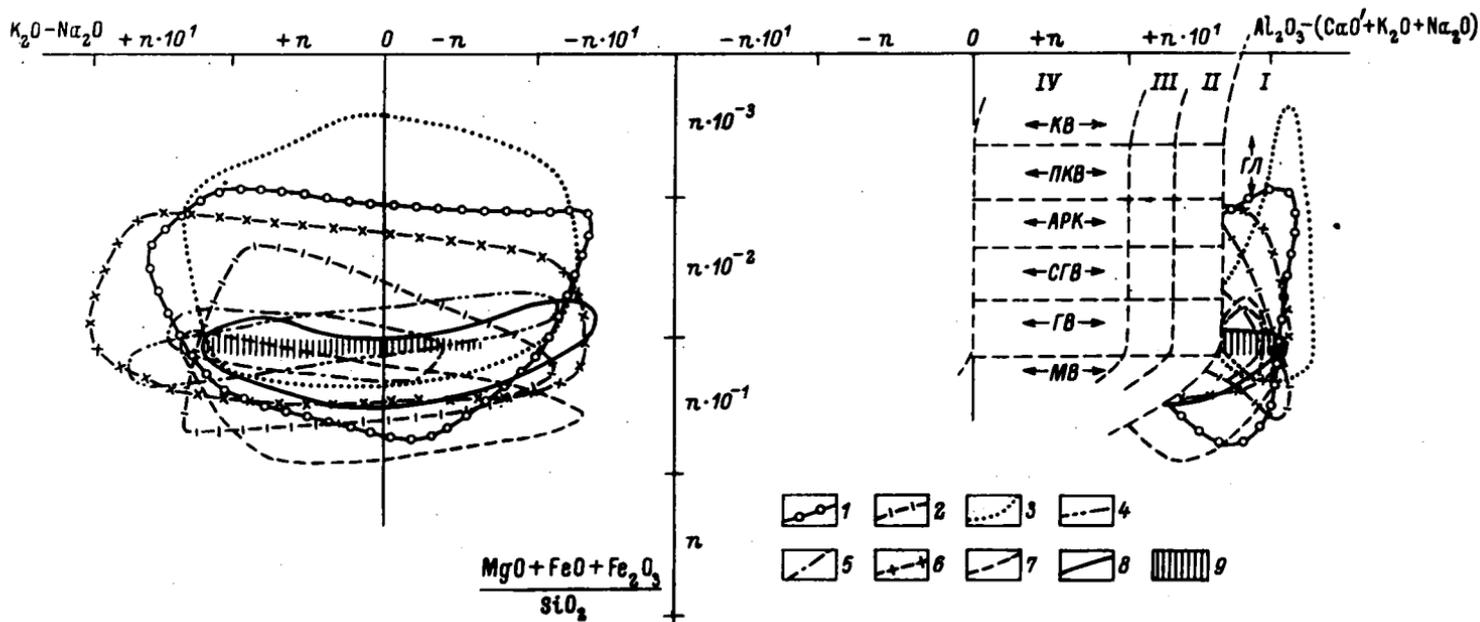


Рис. 9. Поля составов метапелитов докембрия на диаграмме ферричность-соотношение щелочей-частная глиноземистость (по данным 450 типичных проб).

Границы полей метапелитов следующих уровней (см. текст): 1 - хетоламбинского, 2 - лоухского, 3 - тикшезерско-кейвского, 4 - бергаульского, 5 - сариолийского, 6 - ниже- и среднеятулийского, 7 - заонежско-суйсарского, 8 - ладожского, 9 - рифейского. Зоны составов кластолитов: KB - кварцевых, ПКВ - полевошпат-кварцевых и слюдисто-кварцевых, АРК - аркозовых, СГВ - субграувакковых, ГВ - граувакковых, МВ - мелановакковых. Субвертикальные зоны: I - собственно глин, II - высокоглинистых, III - нормальных, IV - малоглинистых и безглинистых зернистых пород.

Т а б л и ц а 6

Типичные примеры состава метapelитов архея  
(последние две пробы - лоухский подуровень)

Компоненты и параметры состава	Пр.2230	Пр.3-24	Пр.8-1	Пр. 523-1	Пр.321-64
SiO <sub>2</sub>	69.88	69.96	41.98	53.48	36.02
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.46	0.24	1.12	2.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.85	16.78	15.22	20.97	26.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.51	1.20	1.45	1.74	4.71
FeO	0.80	1.64	32.93	9.79	12.74
MnO	0.01	0.09	0.60	0.16	0.17
MgO	0.27	1.21	2.92	4.07	7.76
CaO	0.32	0.62	3.48	0.84	0.93
Na <sub>2</sub> O	0.18	1.88	0.21	1.47	0.51
K <sub>2</sub> O	0.24	4.74	0.10	3.63	4.16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.48	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> - 0.17	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> - 0.08	2.58	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> - 0.14
S <sub>общ</sub>		Не определялась			0.90
П.п.п.	Не опр.	2.22	1.33	Не опр.	3.81
Сумма	100.10	100.45	100.54	99.47	99.77
F	0.018	0.052	0.772	0.278	0.664
A	253	75	83	129	192
K	1	21	2	14	36

П р и м е ч а н и е. Пр. 2230 - глиноземистый кварцит. Печугубское месторождение железистых кварцитов, Кольский полуостров (первично SiAl -пелит типа каолина с примесью кремнезема), колл. П. М. Горяинова; пр.3-24 - мусковит-полевошпат-кварцевый сланец, Гимольское месторождение железистых кварцитов, Карелия (первично AlK -пелит, вероятно, иллитового типа), колл. В. М. Чернова; пр.8-1 - гранатит, Гимольское месторождение железистых кварцитов, Карелия ( FeAl -метapelит, первично существенно железисто-хлоритовый с примесью кремнезема), колл. В. М. Чернова; пр.523-1 - гранат-силлиманит-биотитовый гнейс, верховья р.Лотты, Кольский полуостров ( Fe<sup>++</sup>MgK -метapelит первично магнезиально-железистого гидрослюдистого типа), колл.С.И.Макиевского; пр.321-64 - кианит-гранат-биотитовый гнейс, северо-западное Беломорье, Карелия (первично Fe<sup>++</sup>MgK -пелит или смешанный, возможно, с примесью SiAl -пелита или гидроокислов алюминия), колл. Ю.Б.Богданова.

риваемых пород, что, по-видимому, обусловлено сочетанием процессов седиментации и синхронного выветривания. Метапелиты представлены гнейсами и сланцами с гранатом, биотитом, ставролитом, в целом отличаются повышенной фемичностью (средняя величина  $F$  около 0.240 при разбросе от 0.035 до 0.800). По первичной природе это  $Fe^{2+}MgK$ , смешанные до  $FeMgAl$  пелиты, близкие к железо-магнезиальным гидрослюдистым и смешанным монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистым образованиям. Для некоторых разновидностей есть основания предполагать первичную примесь гидроокислов алюминия. Типичным ассоциациям метапелитов, представители которых показаны в табл.6, свойственна нередко проявляющаяся прямая связь частной глиноземистости и относительной калиевоности с основностью (рис.9). На рассматриваемом подуровне, по-видимому, впервые в разрезе докембрия в широком масштабе развиты четко выраженные  $Fe^{2+}MgK$ -пелиты. Совокупность данных указывает на чередование в истории лоухской толщи этапов вулканической активности и стабилизации тектонического режима.

Анализ общей эволюции состава метапелитов кольско-беломорской части разреза докембрия указывает на то, что если в нижних частях разреза метапелиты в своем составе преимущественно отражают влияние предшествовавших процессов выветривания, то на уровне лоухской свиты и ее аналогов усиливается влияние синхронного вулканизма на образование глинистого материала, которое к верхам разреза ослабевает и уступает место нарастающему выветриванию.

Особое место в общем разрезе и истории докембрия региона занимают метатерригенные породы тикшезерско-кейвского уровня, наиболее типично представленные в разрезе кейвской сланцевой толщи и относящиеся к переходной архейско-нижнепротерозойской части общего разреза докембрия региона. В схеме, принятой Уфимским совещанием 1977 г. (Келлер и др., 1977), этот уровень завершает разрез архея.

В качестве наиболее представительных для рассматриваемого этапа развития региона используются данные по высокоглиноземистой части разреза кейвской серии (Бельков, 1963; Бельков и др., 1976) и ее аналогов - тикшезерской, червуртской, чулинской (Богданов, 1974) и других серий и свит, а также любезно переданные автору Ю.Б.Богдановым анализы филлитов паданской толщи в Карелии. При этом в согласии с рядом авторов (Кратц, 1963; Негруца и др., 1973; Харитонов, 1966) допускается, что для начала рассматриваемого этапа показательны метаосадочные породы тикшезерско-кейвского уровня, а для завершения - тунгудско-бергаульского, представителями которого являются паданские филлиты. Отметим, что на Кольском полуострове к ним стратиграфически близки образования сейдореченской свиты Имандра-Варзугской зоны и ее аналогов, как, например, арваренчской свиты Мончегорского района, что предполагалось и ранее (Харитонов, 1966). Принятая нами интерпретация стратиграфических соотношений рассматриваемых образований может

Т а б л и ц а 7

Типичные примеры состава метапелитов тикшезерско-кейвского (первые четыре пробы) и бергаульского уровней разреза архея-нижнего протерозоя

Компоненты и параметры состава	Пр.83-52	Пр.29	Пр.10	Пр.8-3	Пр.1495
SiO <sub>2</sub>	62.62	57.22	34.48	52.21	48.76
TiO <sub>2</sub>	1.21	1.28	1.63	1.68	1.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.30	33.86	32.10	30.68	20.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.67	0.16	3.17	6.21	6.55
FeO	0.20	0.48	13.00	Не опр.	4.45
MnO	-	0.09	0.16	Следы	0.07
MgO	0.08	0.25	Следы	0.32	4.10
CaO	0.30	0.22	4.88	0.65	1.80
Na <sub>2</sub> O	1.73	0.58	0.16	0.56	0.43
K <sub>2</sub> O	0.68	2.10	0.37	0.25	7.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не определялась			0.10	0.19
S <sub>общ</sub>	"	"		1.92	0.01
П.п.п.	0.40	3.43	0.40	3.72	4.10
Сумма	99.82	99.77	100.12	100.90	99.46
F	0.008	0.015	0.350	0.050	0.253
A	248	296	221	278	84
K	-20	12	1	-6	68

П р и м е ч а н и е. Пр.83-52 - кианитовый сланец, Кейвы, Кольский полуостров (первично SiAl -пелит типа каолина с кремнеземистой примесью), колл.И.В.Белькова; пр.29 - углеродистый кианитовый сланец, южное обрамление зоны Имандра-Варзуга, Кольский полуостров (первично SiAl -пелит с биогенной углеродистой примесью), колл.М.А.Сотниковой; пр.10 - ставролитовая порода с гранатом, Кейвы, Кольский полуостров (первично FeAl -пелит, возможно, с примесью гидроокислов алюминия и каолинита), колл. В.К.Головенка; пр.8-3 - лучистый кварц - кианитовый сланец, Хизоваара, Карелия (первично SiAl -пелит с примесью кремнезема и окислов железа), колл.Н.А.Волотовской; пр.1495 - филлит, Паданы, Карелия (первично Fe<sup>++</sup>MgK -пелит железо-магнезиального гидрослюдистого типа), колл.Ю.Б.Богданова.

быть обоснована материалами и выводами, содержащимися в ряде работ (Бельков, 1963; Богданов, 1971, 1974; Головенко, 1971; Кратц, 1963; Харитонов, 1966).

В составе первично глинистых метасадков кейвской серии и ее аналогов отражено широкое и интенсивное развитие опережающих и сопровождающих седиментацию процессов выветривания. По-видимому, они знаменуют выдающийся по длительности и характеру выветривания этап стабилизации тектонического режима и отличаются значительным распространением кианитовых пород — первично  $SiAl$ -пелитов, вероятно каолинитового типа, весьма низкой фемичностью и нередко с примесью свободного кремнезема, окислов железа и углеродистого вещества (табл.7). Наряду с ними присутствуют и более основные гранат- и ставролитсодержащие — первично  $Fe^{2+}MgK$ ,  $FeMgAl$ -,  $FeAl$  - метапелиты, а также  $Alk'$ -метапелиты калиевого уклона. Разброс значений фемичности для изученных разновидностей — от 0.004 до 0.400 при среднем около 0.040. В целом ассоциация характеризуется обратными зависимостями между фемичностью-частной глиноземистостью и фемичностью-относительной калиевостью (рис.9), хотя наименее основные первично  $SiAl$ -разности выделяются низким содержанием щелочей и обычно низким калий-натровым отношением.

Для паданских филлитов (табл.7), принимаемых за тип метапелитов четвертого и пятого уровней и представленных в основном образованиями  $Fe^{2+}MgK$ -группы, намечается прямая зависимость основности от частной глиноземистости и калиевости (рис.9). Пределы изменения фемичности — от 0.075 до 0.400. Эти породы, по-видимому, отражают синхронное с накоплением толщ выветривание. Данных по химизму пород последних уровней пока еще явно недостаточно.

В нижнепротерозойских, собственно карельских в понимании М.А. Гиляровой (1948) и П.Эскола (1967), среднепротерозойских до решений Уфимского совещания 1977 г. осадочных и вулканогенно-осадочных толщах первично терригенные метасадки более разнообразны по составу, чем в нижележащей части разреза докембрия. Это может быть связано как с усложнившимся составом пород областей питания, так и большим разнообразием влияющих на седиментогенез продуктов вулканизма.

Использованные данные по составу среднепротерозойских терригенных метасадков содержатся в работах по Печенгскому синклинию (Загородный и др., 1964; Горбунов, 1968; Предовский и др., 1974), Мончегорскому району (Козлов и др., 1974; Мележик, 1976; Сидоренко, Лулева, 1961), зоне Имандра-Варзуга (Бекасова, Пушкин, 1972; Загородный и др., 1972; Мележик, 1977 а, б; Мирская, 1970; Предовский и др., 1975; Сидоренко, Лулева, 1961).

Конгломераты собственно карельского уровня весьма разнообразны по составу обломочной части и цемента (Негруца, Негруца, 1977). Для них более, чем для нижележащих конгломератов, свойственна закономерная связь с предшествующими проявлениями кор выветри-

вания и поверхностей выравнивания, на что специально обращал внимание А. В. Сидоренко (1975а). Среди среднепротерозойских конгломератов и гравелитов в то же время характеристически развиты как образования чистой терригенной линии, в которых обломочная часть и цемент слагаются высокодифференцированным, например, монокварцевым, материалом, так и более сложные породы, в которых терригенный обломочный материал цементируется туфогенным веществом основного и даже пикритового состава. Конгломераты рассматриваемой части разреза докембрия участвуют в строении как трансгрессивных, так и регрессивных ассоциаций терригенных метасадков, имеют разнообразную фациальную приуроченность и чаще всего проявляются как результат глыбовых движений в областях питания карельского литогенеза.

Первично зернистые терригенные метасадки карельского этапа развития, представленные метапсаммитами и сланцами в меньшей степени, чем архейские, ассоциированы с продуктами вулканизма. В отдельных случаях это представители чистых терригенных или карбонатно-терригенных ассоциаций. Их первичная гранулометрическая принадлежность распознается гораздо уверенней, чем для более древних образований. Судя по литологическим особенностям и химизму, зернистые породы рассматриваемого уровня весьма разнообразны по исходному составу и первично были представлены субграувакками, аркозами, граувакками, полевошпат-кварцевыми и кварцевыми разновидностями. Специфической чертой этого типа метасадков является нередкое присутствие высокодифференцированных разновидностей, аркозов калиевого уклона, пород с повышенной степенью окисления железа, в том числе красноцветов с повышенным содержанием окиси железа, или, напротив, метапсаммитов и метаалевролитов застойных бассейновых фаций, обогащенных углеродистым веществом и сульфидами. Содержащие туфогенный материал разновидности четче, чем на предыдущих уровнях, обособляются от пород чисто терригенных ассоциаций. Для них характерно частое присутствие основного и даже пикритового туфогенного материала, обычно выраженный натровый уклон. Содержание карбонатной и глинистой примеси в зернистых породах рассматриваемого уровня колеблется в широких пределах.

Распределение первично терригенных зернистых метасадков в разрезах рассматриваемого уровня весьма неравномерно и подчинено крупной ритмичности, соответствующей чередованию свит и подсвит.

В рассматриваемой собственно карельской части разреза докембрия намечается пять уровней локализации метапелитов, связанных с предшествующим и синхронным с седиментацией выветриванием. С предшествующим выветриванием связаны метапелиты, расположенные в нижних частях сариолийской, ранне- и среднеятулийской, заонежско-суйсарской и ладожской толщ и серий и их аналогов, а с синхронным — распределенные в средних и верхних частях среднеятулийской (Соколов, 1970), заонежско-суйсарской и ладожской толщ и серий.

Специфическим для метапелитов сариолийской серии (Кратц, 1963; Негруца, 1971б) и ее аналогов – полисарской, ахмалахтинской и других свит на Кольском полуострове (Загородный и др., 1972) – по нашим данным является сочетание признаков влияния интенсивного предшествующего выветривания и синхронного основного вулканизма. Это согласуется с детальными литологическими наблюдениями других исследователей (Негруца, 1974). Один из примеров состава сариолийских метапелитов приведен в табл.8. Для типичной ассоциации, включающей ряд от  $Fe^{2+}MgK$ - и смешанных  $Fe^{2+}MgK$ - и  $KAl$ - до  $FeMgAl$ -метапелитов, намечается разброс значений фемичности от 0,080 до 0,400 и обратная зависимость между фемичностью–частной глиноземистостью и основностью–относительной калиевостью (рис.9).

Метапелиты ранне- и среднетягулийских уровней в типичном выражении (табл.8) представлены рядом от первично низкоосновных  $KAl$ -разностей первично иллитового типа, наиболее обогащенных калием среди родственных метапелитов докембрия региона, до существенно  $FeMgAl$ -пелитов. Фемичность их колеблется в пределах от 0,015 до 0,420 при выраженной обратной зависимости ее от частной глиноземистости и относительной калиевости. В последнем отношении рассматриваемые породы сходны с метапелитами толщ онежско-суйсарского уровня, которые вместе с тем отличаются повышенной фемичностью (от 0,075 до почти 0,800) и присутствием высокомагнетизальных первично хлоритовых разновидностей. По-видимому, в онежско-суйсарских толщах заключены наиболее основные метапелиты обсуждаемого разреза докембрия (Предовский и др., 1974).

Метапелиты ладожской (Предовский и др., 1967) и бесовешкой (Кайряк, 1973) серий характеризуются сравнительно небольшим разбросом по фемичности – от 0,095 до 0,550 и отсутствием ясной зависимости между фемичностью, частной глиноземистостью и относительной калиевостью (рис.8). Примеры типичных составов преобладающих здесь первично гидрослюдистых пелитов показаны в табл.9.

Несмотря на отмеченные различия метапелитов собственно карельской части разреза докембрия региона, их объединяет широкое распространение  $Fe^{2+}MgK$ -,  $KAl$ - и смешанных разностей первично гидрослюдистого типа с варьирующей фемичностью и четко выраженным калиевым уклоном (Негруца, 1968).

Для того чтобы рассмотренная картина была полной, отметим, что в наиболее изученной части разреза верхнего протерозоя (Кайряк, 1971; Любцов, 1973; Негруца, 1971а, б) намечаются три уровня накопления первично глинистых продуктов предшествующего выветривания в основании иотния, кильдинской и волоковской серий рифея, а также два уровня, связанных с синхронным выветриванием, с иотнийской и кильдинской частях разреза. Интересующие нас породы верхнего протерозоя, как правило, являются смешанными  $FeMgK$ - $KAl$ -метапелитами калиевого уклона (табл.9). Пока существуют ограниченные по объему данные по их химизму, можно говорить об общем сходстве рассматриваемых метапелитов с ладожскими и бесовешскими.

Т а б л и ц а 8

Типичные примеры состава метapelитов сариолийского (первая проба), собственно ятулийского (вторая и третья пробы) и онежско-суйсарского (четвертая и пятая пробы) уровней разреза карелия

Компоненты и параметры состава	Пр.524-4	Пр.III-22	Пр.540-1	Пр.62	Пр.ЛМ-13
SiO <sub>2</sub>	60.81	61.60	64.90	54.46	44.88
TiO <sub>2</sub>	1.15	0.60	0.68	0.85	2.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.51	19.80	16.06	16.16	8.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.94	2.92	3.23	2.24	6.70
FeO	5.28	0.56	2.79	6.32	10.30
MnO	0.03	0.09	0.01	0.04	0.21
MgO	2.00	1.99	2.27	8.52	14.15
CaO	0.67	0.27	0.44	1.47	3.16
Na <sub>2</sub> O	2.50	0.20	1.01	0.34	0.22
K <sub>2</sub> O	3.47	7.84	4.48	3.40	0.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	0.16	Не опр.	0.02	Не опр.
S <sub>общ</sub>	Не определялась			1.70	0.15
CO <sub>2</sub>	0.07	Не опр.	0.02	0.57	0.66
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.42	"	3.65	Не определялась	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.04	0.30	0.30	0.31	0.53
П.п.п.	Не опр.	3.52	Не опр.	5.17	8.79
Сумма	99.89	99.88	99.84	99.47	99.60
F	0.134	0.070	0.106	0.350	0.710
A	92	96	87	103	38
K	-3	80	32	21	-1

П р и м е ч а н и е. Пр.524-4 - метаалевропелитовый сланец, Центральная часть Имандра-Варзугской зоны (смешанный Fe<sup>++</sup> Mg K - и KAl -метapelит гидрослюдистого типа с граувакковой примесью), колл. Г.Ю.Пушкина; пр.III-22 - кварц-серицитовый сланец, Прионежье, Карелия (метapelит первично иллитового типа и резкого калиевого уклона), колл. Л. Я. Харитонова и А.С. Воинова; пр.540-1 кварц-серицитовый сланец, р.Полисаржа, Кольский полуостров (KAl -метapelит первично гидрослюдистого типа с примесью свободного

На нескольких уровнях карельской части разреза докембрия региона встречаются обогащенные углеродистым веществом метапелиты. Наиболее значимые из них по масштабам располагаются на заонежско-суйсарском и ладожском уровнях, в том числе в верхах печенгского комплекса, и содержат значительное количество сульфидной примеси в виде пирротина и пирита. Это образования третьего этапа накопления углеродистых отложений в истории Земли по В.А. Тенякову и Св.А.Сидоренко (1977).

Таким образом, на карельском этапе седиментогенеза происходит дальнейшее обособление чисто терригенного осадконакопления от вулканогенно-терригенного. Влияние выветривания на состав метаосадков в разрезах испытывает периодические изменения, связанные с эволюцией палеотектонического режима седиментации.

Крайними продуктами терригенного седиментогенеза на карельском этапе являются существенно кварцевые метапсаммиты и гидрослюдистые метапелиты. К последним часто приурочены скопления углеродистого вещества и сульфидов.

Отмеченные закономерности как бы указывают на тенденцию, позднее реализовавшуюся в составе терригенных метаосадков верхнего протерозоя (Любцов, Предовский, 1975), среди которых широко распространены продукты выветривания, перемыва и осадочной дифференциации материала карельских толщ – обогащенные кварцем метапсаммиты, от кварцевых разновидностей граувакк до чисто кварцевых песчаников, и гидрослюдистые метапелиты калиевого уклона.

Рассмотренные выше особенности состава терригенных метаосадочных пород и в особенности метапелитов докембрия восточной части Балтийского щита указывают на многократное проявление процессов выветривания и в том числе на возможность существования в прошлом около десяти докембрийских уровней развития кор выветривания. В разрезе докембрия на этих уровнях нередко обнаруживаются прерывистые горизонты развития конгломератов, что подтверждает данные других авторов о связи конгломератов с уровнями выветривания (Сидоренко, 1974; Сидоренко, Лунева, 1961).

По своей специфике среди всех уровней распространения метапелитов особо выделяется ранний переходный архейско-нижнепротерозойский, маркирующий, тектонически высокостабильный этап докембрийского развития региона.

---

кремнезема), колл. Г.Ю.Пушкина; пр.62 – кварцево-слюдяной сланец с сульфидами, графитом и карбонатом, Северное Приладожье, Карелия (смешанный  $KAl^{IV}$  и  $Fe^{II}MgK$  – метапелит первично гидрослюдистого типа с примесью карбонатного и сульфидно-углеродистого материала), колл. А.А.Предовского; пр.ЛМ-13 – хлоритовый сланец с плагиоклазом и карбонатом, Печенга, Кольский полуостров (туфогенный  $FeMgAl$  – метапелит), колл. А.А. Предовского, А. М. Ахмедова.

Т а б л и ц а 9

Типичные примеры состава метapelитов ладожской (первые две пробы) и бесовешкой (третья и четвертая пробы) серий карелия и кильдинской серии верхнего рифея

Компоненты и параметры состава	Пр.783	Пр.776	Пр.3-248-1	Пр.В-2	Пр.262-32
SiO <sub>2</sub>	62.54	53.58	55.25	55.25	55.00
TiO <sub>2</sub>	1.09	1.08	0.62	0.24	0.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.05	21.88	19.23	23.70	20.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.88	1.32	2.26	4.63	2.72
FeO	5.89	6.72	7.33	0.85	5.18
MnO	0.03	0.10	0.10	0.05	0.03
MgO	2.41	3.71	3.36	2.61	3.47
CaO	0.72	1.66	1.24	0.57	0.22
Na <sub>2</sub> O	0.54	2.10	1.44	0.25	1.11
K <sub>2</sub> O	4.69	4.20	4.30	6.94	4.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.15	0.13	Не опр.	0.09
S <sub>общ</sub>	0.05	0.02	Не определялась		
CO <sub>2</sub>	-	0.13	Не определялась		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	Не определялась		-	1.28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.40	0.07	0.27	Не определялась	
П.п.п.	3.14	3.25	4.43	4.50	1.28
Сумма	100.17	99.76	99.64	99.59	99.79
F	0.140	0.220	0.216	0.114	0.192
A	108	108	75	145	132
K	41	11	46	69	32

П р и м е ч а н и е. Пр.783 - мусковит-биотитовый сланец, Северное Приладожье, Карелия (первично смешанный Fe<sup>++</sup>MgK- и KAl<sup>+</sup> пелит гидрослюдистого типа), колл. В.П.Петрова, А.А.Предовского; пр.776 - гранат-ставролит-андалузитовый сланец, Северное Приладожье, Карелия (то же, что и пр.783), колл. В.П.Петрова, А.А.Предовского; пр.3-248 - глинистый алевролит, бесовешкая серия Прионежья, Карелия (смешанный Fe<sup>++</sup>MgK- и KAl<sup>+</sup>-метapelит первично гидрослюдистого типа), колл. А.П.Кайряка; пр.В-2 - ар-

На основании рассмотренных данных предварительно можно наметить несколько этапов докембрийской истории региона, различающихся по характеру проявления и составу метapelитов и, следовательно, по условиям выветривания: преархейский, или катархейский, соответствующий времени образования пород, слагающих древнейший фундамент архея (с отсутствием строго доказанных метapelитов), архейский (со сложным спектром составов метapelитов), переходный архейско-нижнепротерозойский (с типоморфным развитием  $SiAl$ -метapelитов первичного каолинитового типа) и, наконец, карельский и рифейско-вендский (с преобладанием  $Fe^{++}MgK - KAl$ -метapelитов калиевого уклона и первично гидрослюдистого типа).

Обращает на себя внимание периодическая смена характера зависимостей между основностью-частной глиноземистостью и основностью-относительной калиевоcтью (рис.9). Так, тенденция обратной зависимости указанных величин проявлена для хетоламбинского, тикшезерско-кейвского, сериолийского и зонежско-суйсарского уровней, а прямой - для лоухского и бергаульского. Метapelиты ладожского, бесовецкого и рифейского уровней не обнаруживают в рассматриваемом аспекте четких закономерностей. Указанные закономерности заслуживают дальнейшего исследования как показатели изменения условий образования глин.

Эволюция и распределение терригенных метасадочных пород в разрезе докембрия указывают в самом общем плане на нарастающую стабилизацию тектонического режима во времени, что согласуется с выводами, полученными по другим признакам и другими исследователями (Негруца, Воинов, 1975). Влияние продуктов синхронного вулканизма на состав метасадочных пород вверх по разрезу докембрия региона направленно снижается.

### 3. Реконструкция первичной природы метаморфизованных карбонатных и силикатно-карбонатных осадочных пород

П о с т р о е н и е   о б щ е й   д и а г р а м м ы  
и   н е к о т о р ы е   м е т о д и ч е с к и е   п р и е м ы

Метаморфизованные карбонатные и силикатно-карбонатные породы широко распространены в составе докембрийских комплексов (Сидоренко и др., 1969). Они имеют значение не только как члены породных ассоциаций и как рудовмещающие образования, но и как важный элемент осадочно-метаморфогенной системы, участвующий в про-

---

гиллит, бесовецкая серия Прионежья, Карелия ( $KAl$ -метapelит первично иллитового типа), колл. А. П. Кайряка; пр.262-32 - серый слюдястый сланец, кильдинская серия п-ва Средний, Кольский полуостров (первично смешанный  $Fe^{++}MgK$ - и  $KAl$ -пелит), колл. В. В. Любцова.

пещсах „газового дыхания“ земной коры (Сидоренко и др., 1973, 1976). В связи с указанным распознавание первичной природы карбонатных, силикатно-карбонатных метаморфитов, так же как и метаморфитов, потерявших в процессах метаморфизма первичную углекислоту карбонатов, является существенной частью изучения докембрийских метасадочных толщ.

Для систематики карбонатных и смешанных осадочных пород и распознавания их метаморфизованных аналогов информативны не только карбонатное вещество и его компоненты, но и силикатный материал. Это в равной степени относится и к сравнительно чистым карбонатным породам, на что уже обращалось внимание в геологической литературе, в частности и автором (Предовский, 1970).

На этой основе в работе 1970 г. автором были выделены наиболее важные для систематики карбонатных и смешанных пород параметры их состава: содержание магнезии и извести, их соотношение, частная глиноземистость, соотношение щелочей и степень загрязненности пород силикатным материалом. На основе первых из названных параметров построена основная диаграмма (рис.10). Степень загрязнения силикатным материалом может быть оценена с помощью диаграммы известь-магнезия.

Отношение магнезии к извести может быть выражено величиной параметра  $M$ , вычисляемого как отношение формульных количеств окислов. Для большого количества изученных анализов оно меняется в пределах от 0.005 до 3.00.

В соответствии с известными классификациями обычные карбонатные породы по величине параметра  $M$  могут быть разделены на следующие семь основных групп: 1 - известняки с минимальным содержанием магнезии ( $M = 0.005 \div 0.008-0.009$ ); 2 - известняки обычные ( $M = 0.008-0.009 \div 0.050$ ); 3 - слабо магнезиальные известняки ( $M = 0.050 \div 0.100$ ); 4 - доломитовые известняки ( $M = 0.100 \div 0.400$ ); 5 - известковые доломиты ( $M = 0.400 \div 0.700$ ); 6 - доломиты ( $M = 0.700 \div 2.000$ ); 7 - доломиты с примесью магнезита ( $M > 2.000$ ).

Частная глиноземистость выражается параметром  $A'$ , который в данном случае рассчитывается в формульных количествах:  $A' = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$ . Для изученных случаев величина данного параметра меняется в пределах от -8.00 до 80.00.

Соотношение щелочей оценивается параметром  $K$ , который, так же как и для силикатных осадков, рассчитывается, как разность между молекулярными количествами кали и натрия. Его величина колеблется в пределах от -30.00 до 20.00.

По количеству силикатной или, точнее, некарбонатной примеси рассматриваемые породы могут быть условно разделены на четыре следующие группы: 1 - чистые карбонатные породы (более 40); 2 - породы с некарбонатной примесью (30-40); 3 - смешанные породы (20-30); 4 - породы, содержащие карбонатную примесь (10-20 вес. %  $CO_2$ ). При содержании менее 10 вес. %  $CO_2$  породы не рассматриваются в составе данного типа.

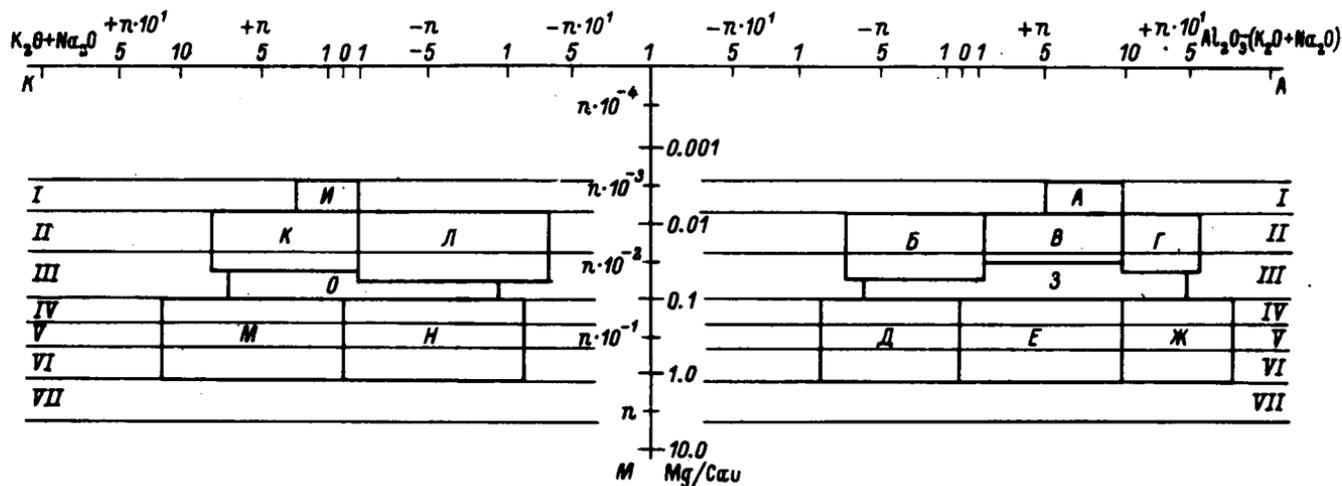


Рис.10. Диаграмма МА'К для систематики и интерпретации состава карбонатных осадочных и метасадочных пород.

Градации по соотношению магнезии к извести: I – известняки с минимальным содержанием магнезии; II – известняки обычные; III – слабомагнезиальные известняки; IV – доломитовые известняки; V – известковые доломиты; VI – доломиты; VII – доломиты с примесью магнезита. А, И – особо чистые от магнезии и силикатной примеси известняки стабильных зон седиментации; В, К – обычные известняки; Г, К – глинистые и чистые известняки; Б, Л – травертины, известковые туфы, известняки отдельных вулканогенно-осадочных фаций; О, З – различные типы слабомагнезиальных известняков от содержащих терригенную глинистую примесь (с высокими значениями параметров А и К) до пород удаленных вулканогенно-осадочных фаций (с низкими значениями А и К); Д, Е, Ж в сочетании с М – различные доломитовые известняки, известковые доломиты и доломиты, чаще всего подчиненные терригенно-осадочным фациям; Д, Е, Ж в сочетании с П – те же породы, но подчиненные вулканогенно-осадочным фациям, в том числе кремнистые доломиты различных эпох.

В работе 1970 г. автором были рассмотрено и исследовано большое количество полных химических анализов карбонатных и карбонат-содержащих осадочных пород и их метаморфизованных аналогов по разным литературным источникам и собственным данным. По представительным анализам на диаграмме МА'К (рис.10), построенной с учетом параметров, рассмотренных в предыдущем разделе, выделены поля основных разновидностей карбонатных пород. Ниже приводится их краткая характеристика. Диаграмма в принципе строится аналогично диаграмме ГАК, обсуждавшейся в предыдущей главе настоящей работы.

Наиболее чистые от магнезии (и силикатной примеси) известняки представлены породами полей, обозначенных на диаграмме буквами А и И. Это редкие по чистоте осадки платформенных областей. Обычные известняки или известковые карбонатные осадки разной степени загрязнения некарбонатной примесью могут быть разделены более подробно. Среди них прежде всего выделяется главная разновидность, представленная осадками типично платформенных областей. На диаграмме это породы полей В и К. Кроме того, выделяются глинистые и чистые известняки стабильных зон седиментации (поля Г и Г') и известняки, являющиеся осадками отдаленных вулканогенных фаций или продуктами деятельности гидротермальных источников (поля Б и Л). Как показал опыт, генетически различные группы известковых карбонатных пород по выбранным параметрам разделяются достаточно удовлетворительно.

Слабо магнезиальные известняки, в различной степени загрязненные некарбонатной примесью, представлены породами полей О и З. Генетические особенности этого типа пород, как показывает сопоставление имеющихся данных, также находят свое отражение в размещении точек составов. Доломитовые известняки, известковистые доломиты и доломиты в соответствии с фактическими данными могут рассматриваться совместно. Разделение по частной глиноземистости (правая часть диаграммы) не несет для них значительной генетической информации. Оно может быть использовано (поля Д, Е и Ж) как объективное различие при сравнении пород, относящихся к разным частям разреза или структурным зонам. Однако с учетом полей М и Н в левой части диаграммы среди рассматриваемых пород могут быть выделены разновидности, тяготеющие к терригенно-осадочным (поле М) и вулканогенно-осадочным (поле Н) образованиям. Граница полей М и Н является весьма условной. В работе Л.А. Кириченко (1970) приводятся анализы уникальных доломитов вулканогенно-осадочных фаций карбона Кольского полуострова. Рассчитанные для них параметры состава достигают величины М до 0.932, А - до -32 и К до -42. Для более эффективного разделения следует совместно использовать параметры, рассчитанные по петрогенным элементам (например, параметр К), с параметрами, отражающими содержание или соотношение рудогенных элементов, специфических для вулканогенов определенного состава. Для толщ с участием основных вулканитов, к примеру, целесообразно использование данных по содержанию хрома и никеля.

Особую и сложную задачу представляет собой выявление и изучение в разрезах докембрия пород, первично содержащих карбонатное вещество, но потерявших углекислоту в процессах метаморфизма. При полной потере углекислоты и небольшом объеме первичной карбонатной примеси данная задача особенно сложна. При высокой первичной примеси карбонатного материала, когда раздельное содержание извести и магнезии в некоторых разновидностях пород превосходит 10% вес., задача упрощается. Это происходит в связи с тем, что, во-первых, появляется возможность следить за соотношением этих компонентов в породах, не содержащих углекислоты, а во-вторых, с тем, что в породных ассоциациях, содержащих подобные образования, как правило, присутствуют достаточно обогащенные карбонатным веществом и существенно карбонатные разности метаморфитов, ориентируясь на которые можно судить о характере первичного карбонатного материала и использовать это в соответствующих расчетах. Примером исследования сложных по составу первично осадочных, силикатно-карбонатных метаморфитов амфиболитовой фации, потерявших в процессе преобразования от 25 до 50% углекислоты, является небольшая работа В.И.Болотова и Б.В.Гавриленко (1978), выполненная по методике автора с использованием петрогенных и рудогенных элементов.

При наличии в составе конкретных породных ассоциаций, обогащенных первичным карбонатным веществом разновидностей, можно расчеты параметров состава всех пород для диаграмм распознавания и систематики провести с достаточно высокой достоверностью.

Еще одним методическим приемом петрогеохимического исследования первичной природы карбонатных пород является расчет полного состава силикатной (и вообще некарбонатной) примеси путем исключения карбонатной части — реально присутствующей или реконструированной. Несмотря на свой приближенный характер, получаемые таким путем данные нередко имеют существенное генетическое значение.

Заслуживает внимания возможность использования малых элементов для расшифровки первичной природы существенно плагиоклазовых метаморфитов, первично состоявших из карбонатов магний-известкового ряда и глин пониженной фемичности. Изучение литературных данных показывает, что в этом плане эффективными могут быть содержания бария и стронция в сочетании с содержанием информативных петрогенных компонентов.

К первично смешанным карбонатно-силикатным породам относятся и параамфиболиты, существование которых в докембрийских комплексах не вызывает сомнения (Сидоренко и др., 1968, 1972; Докембрий и проблемы формирования..., 1978). Указанные работы содержат исчерпывающую характеристику проблемы и обзор литературы, и мы к ним отсылаем читателя. В настоящее время орто- и параамфиболиты достаточно уверенно различаются по комплексу геологических и петрогеохимических признаков.

## Черты состава и эволюции карбонатных пород докембрия восточной части Балтийского щита

В качестве примера характеристики состава метаморфизованных карбонатных образований докембрия можно рассмотреть результаты предварительного обобщения данных по восточной части Балтийского щита. Вариант обобщения был доложен на Всесоюзном семинаре „Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии“ в июне 1978 г. и готовился совместно с В. А. Мележиком, В. В. Любцовым и Т. А. Федковой на основе собственных и литературных данных.

Метаморфизованные осадочные карбонатные и силикатно-карбонатные породы распространены по всему супракрустальному разрезу докембрия восточной части Балтийского щита и, по-видимому, отсутствуют в составе древнейшего, доархейского фундамента, образованного гранитоидными или гранитизированными породами.

Собственно архейский (кольско-беломорский) уровень разреза докембрия региона характеризуется ограниченным распространением карбонатных и смешанных силикатно-карбонатных метасадочных пород (рис. 11 и 12). Для них обычна ассоциация с первично вулканическими образованиями от метабазалтов до метариолитов. В то же время на разных уровнях архейской части разреза карбонатные породы встречаются и совместно с первично терригенными отложениями — глиноземистыми сланцами (гидрослюдистыми метапелитами) и гнейсами (метааркозами и метаграувакками). В целом древнейшие карбонатные породы отличаются повышенным количеством силикатной, часто первично туфогенной примеси, по составу тяготеют к зоне доломитов без примеси магнезита, хотя нередко представлены и известковыми мраморами, обнаруживают низкие значения калий-натриевого отношения и пониженное количество щелочей относительно глинозема. Наиболее чистыми среди них от силикатной примеси обычно являются доломиты. Нередко обнаруживающиеся в древнейших карбонатных породах повышенные фоновые содержания рудогенных элементов — никеля, хрома, меди, ванадия, а иногда также и фосфора, по-видимому, отражают влияние на их формирование процессов основного вулканизма. Этот вывод согласуется с закономерностями, выявленными ранее для карбонатных пород различного возраста и состава (Катченков, 1959; Ронов, Ермишкина, 1959; Зайцев, 1975). Необходимо отметить, что среди древнейших карбонатных пород, находящихся в ассоциации с терригенными образованиями, обнаруживаются и такие (Волотовская, 1960; Шуркия и др., 1962), которые по данным наших реконструкций в первичном состоянии были представлены известняками с примесью кварца и каолинита.

Карбонатные породы следующего, переходного от архея к нижнему протерозою уровня (в понимании Уфимского совещания 1977 г.) описываются с использованием данных А. В. Сидоренко и О. И. Луне-

вой (1961), которыми изучались метаосадочные толщи Мончеполу-острова, относимые теперь к стрельнинской серии. В рассматриваемом регионе известны только карбонатные породы, относящиеся к верхней, сумийской части разреза обсуждаемого уровня. Они проявлены независимо от вулканизма, в ассоциации с достаточно зрелыми и дифференцированными осадочными образованиями — первично гидрослюдистыми метапелитами, кварцевыми метапсаммитами и отличаются от собственно архейских карбонатных пород меньшей магнезиальностью (по среднему составу это доломитовые известняки), более высоким кали-натровым отношением и большим содержанием щелочей относительно глинозема (рис. 11 и 12).

Собственно карельский уровень (среднепротерозойский до Уфимского совещания) характеризуется значительным распространением карбонатных пород, которые концентрируются главным образом в средней части его разреза на двух подуровнях. Нижний из них, отвечающий среднему и верхнему (без шунгит-карбонатно-сланцевой толщи) ятулию (Соколов, 1963; Соколов и др., 1970), включает карбонатные отложения умбинской-куэтсарвинской и вышележащих ильмозерской-колашюкской свит Печенго-Варзугского пояса (рис. 13, 14). Для этих пород выявлены как ассоциации с вулканическими образованиями базальтового, трахибазальтового, андезит-базальтового типа, так и случаи независимого от вулканизма проявления в тесной связи с дифференцированными метаосадочными породами — первично гидрослюдистыми метапелитами, кварцевыми, аркозовыми и субграувакковыми метаалевропсаммитами, что особенно типично для Карелии (Соколов, 1963).

Карбонатные породы рассматриваемого подуровня в общем чище от силикатной примеси, чем более древние, представлены рядом от доломитов до доломитовых известняков с тенденцией уменьшения магнезиальности вверх по разрезу (рис. 11-14). Вместе с тем именно на этом уровне встречаются пестроцветные и красноцветные доломиты с несколько повышенной магнезиальностью, что следует из наших данных и материалов по ятулию Карелии (Соколов, 1963). Е. М. Аксеновым и др. (1976) показано присутствие среди ятулийских карбонатных пород магнезитсодержащих разновидностей. Ассоциация доломитов повышенной магнезиальности с красноцветными отложениями чисто терригенного ряда, вне зон влияния вулканизма, что особенно четко выражено для Карельского массива, приуроченность появления доломитов карельского ятулия к этапам стабильного развития бассейнов седиментации (Соколов, 1963) и ряд других литологических признаков позволяют связывать развитие этих доломитовых пород с особыми условиями — с периодической аридизацией климата и, возможно, со слабо проявленными чертами эвапоритности отдельных ятулийских мелководных бассейнов. Сказанное подкрепляется также обычно невысоким содержанием в рассматриваемых карбонатных породах органического вещества и специфическим первично гидрослюдистым составом ассоциирующих метапелитов. Для последних обычны геохимические признаки высокой степени диффе-

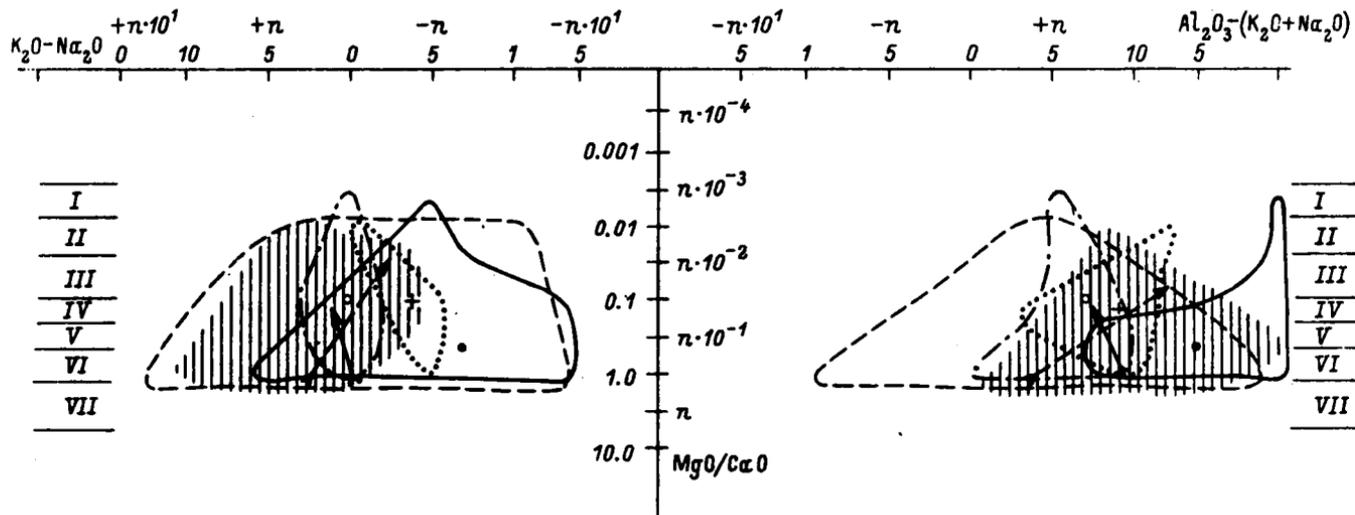


Рис. 11. Поля составов карбонатных пород докембрия восточной части Балтийского щита на диаграмме  $MA'K$  (Предовский, 1970).

Римские цифры – зоны относительной магнезиальности пород (см. рис.10). Карбонатные породы различных уровней разреза: 1 – поле архейских образований, включая относящиеся к гранулитовым комплексам; 2 – среднее значение для архейских образований; 3 – карбонатные породы переходного к нижнему протерозою уровня (стрельнинская серия); 4 – среднее значение для переходного уровня; 5 – карельские образования Печенгско-Варзугского пояса; 6 – линия эволюции состава карбонатных пород карелия; 7 – породы питкяррантско-ятулийской и ладожской серий карелия Северного Приладожья; 8 – линия эволюции состава карбонатных пород Северного Приладожья; 9 – верхнерифейские отложения; 10 – среднее значение для верхнего рифея.

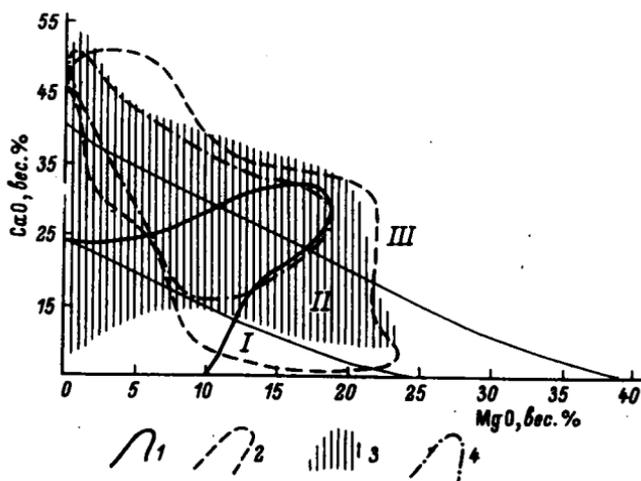


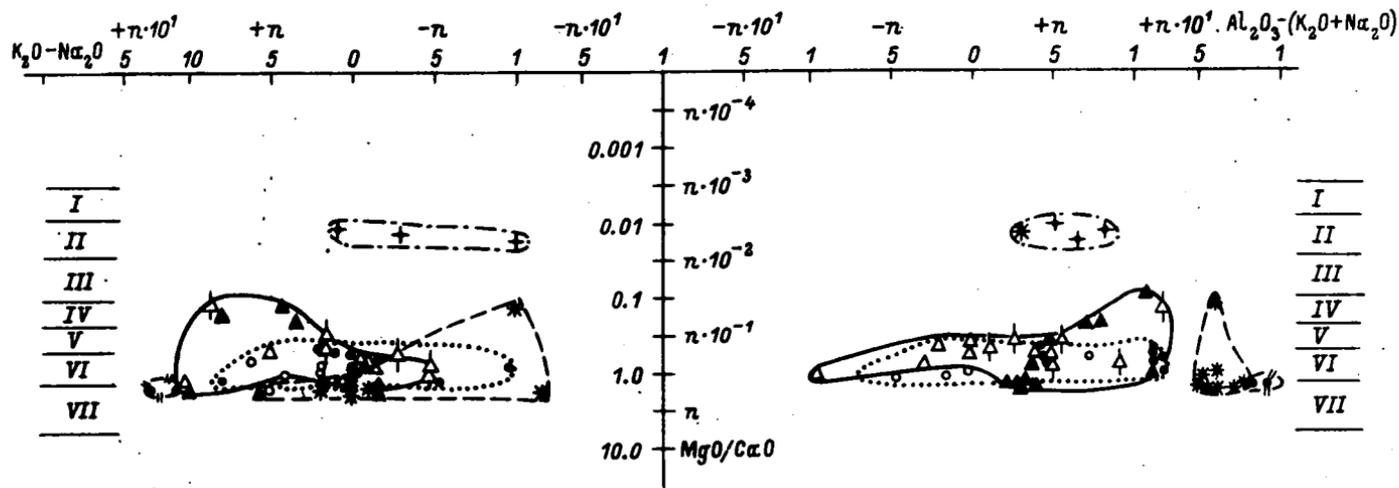
Рис.12. Поля составов карбонатных пород различных уровней разреза докембрия на диаграмме известь-магнезия.

Зоны пород с различным содержанием карбонатного вещества, %: I - менее 50, II - более 50 и до 70-80, III - более 70-80. 1 - архейские образования; 2 - карельские породы Печенгско-Варзугского пояса; 3 - карельские породы Северного Приладожья; 4 - верхне-рифейские образования.

ренциации и умеренной - выветривания (Предовский, 1970, 1976а; Мележик, 1977а, б). Помимо рассмотренных доломитов несколько повышенной магнезиальности на обсуждаемом уровне распространены обычные по химизму доломиты и известковистые доломиты органогенного типа - строматолитовые и онколитовые, свидетельствующие о нормальных условиях седиментации (Бутин, 1960; Соколов, 1963; Любцов, 1971).

Второй для карелия - заонежско-суйсарский и отчасти ладожский подуровень разреза, включающий в кольской части региона пильгуярвинскую свиту, а также южно-печенгскую и томингскую серии, а в Карелии шунгит-карбонат-сланцевую толщу верхнего ятулия В.А.Соколова (1963), суйсарские и отчасти ладожские отложения (рис.11-14), по ряду особенностей карбонатных пород и их парагенезису отличается от предыдущего.

Основные черты этого подуровня и этапа карбонатакопления заключаются в преемственном проявлении тенденции увеличения известковистости карбонатных пород вверх по разрезу, вплоть до возникновения чистых известняков (что особенно четко наблюдается вне зон непосредственного влияния вулканизма), в общем усилении влияния вулканизма на седиментогенез и частом синхронном проявлении вулканизма и осадконакопления, в широком развитии в пара-



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

Рис.13. Поля составов карбонатных пород карелия Печенгско-Варзугского пояса.

1-8 - породы первого карбонатного подуровня (1 - общий контур для умбинской и куэтсарвинской свит, 2 - карбонатные породы куэтсарвинской свиты, 3 - то же умбинской, 4 - первично карбонатно-глинистые породы умбинской свиты, 5 - общий контур для коласйокской и ильмозерской свит, 6 - карбонатные породы коласйокской свиты, 7 - то же ильмозерской, 8 - то же роуксинской толщи); 9-12 - породы второго карбонатного подуровня (9 - общий контур для южнопеченгской серии, 10 - карбонатные породы той же серии, 11 - общий контур для томингской серии, 12 - карбонатные породы той же серии). Остальные обозначения см. на рис.10.

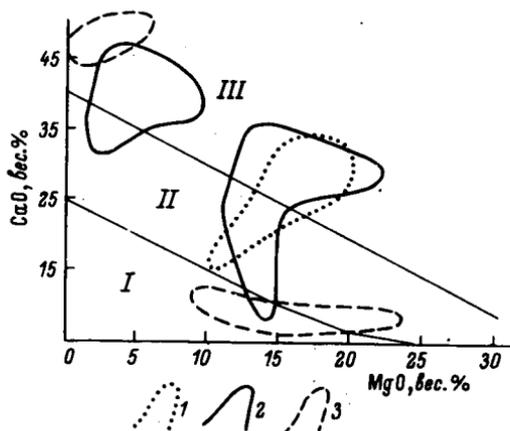


Рис. 14. Поля составов среднепротерозойских карбонатных пород Печенгско-Варзугского пояса на диаграмме известь-магнезия.

Пояснения I-III см. на рис.12. 1,2 - карбонатные породы первого подуровня распространения карбонатных пород карелия (1 - умбинская-куэтсарвинская, 2 - ильмозерская-колашйокская свиты); 3 - карбонатные породы второго подуровня (южнопеченгская и томингская серии).

генезисах пород, связанных с вулканизмом, метатUFFитов, метасилицитов, в резко возросшей роли в разрезах углеродистых, высокоуглеродистых, сульфидно-углеродистых отложений и первично глинистых пород. Вместе с тем роль строматолитовых и онколитовых пород на данном уровне снижается. Необходимо подчеркнуть, что развитые на данном уровне доломиты, в том числе и с повышенной магнезиальностью, как правило, прямо связаны с явлениями подводного вулканизма базитового и пикритового типа (рис.13 и 14). Карбонатные породы вулканогенно-осадочных ассоциаций обычно обогащены рудогенными элементами.

Изложенные данные позволяют рассматривать переход от собственно ятулийского к заонежско-суйсарскому подуровню разреза карелия как наиболее четко выраженный в разрезе докембрия региона рубеж двух различных климатических этапов - более раннего с признаками аридизации обстановки и эквапоритности бассейнов и позднего, характеризующегося резким усилением гумидности климата. Этот рубеж, по-видимому, имеет большое значение для периодизации докембрийской геологической истории и корреляции отложений на больших площадях. Сравнительно быстрая смена климатических обстановок, как видно по общей для карелия тенденции роста известковистости карбонатных пород, вероятно, подготавливалась постепенно, на протяжении карелия. Данный климатический рубеж заслужива-

ет детального исследования как эталонный для докембрия и в связи с намекающейся корреляцией смены климата с изменением интенсивности вулканизма. Подчеркнем, что описанный рубеж близок по времени к установленному В.А.Теняковым и Св.А. Сидоренко (1977) третьему главнейшему этапу развития углеродсодержащих формаций докембрия и этапу появления эукариот (Соколов, 1976).

Для полноты картины отметим, что верхнепротерозойский этап карбонатакопления региона (рис.11, 12), в основном представленный породами кильдинской серии верхнего рифея (Негруца, 1971а; Любцов, 1973, 1975), является наибольшим по масштабам в докембрии. Для него свойственно практически полное отсутствие влияния вулканизма и терригенный характер ассоциирующих с карбонатными породами осадков. Среди последних широко развиты кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники с глауконитом, аркозы, субграувакки и алевропелиты с гидрослюдистым материалом (Любцов, Предовский, 1975). Сами карбонатные породы, по данным В. В.Любцова, значительно варьируют по составу от доломитов до чистых известняков. Среди доломитов нередки органогенные – строматолитовые и онколитовые разновидности. Они образуют значительные массы, но обычно отсутствуют на уровнях накопления красноцветных, в том числе и карбонатных пород, возможно отвечающих моментам аридизации климата и значительного увеличения солености бассейновых вод. В целом для карбонатных пород рифея характерны достаточно высокая общая известковистость и сравнительная чистота от силикатной примеси. С ними не ассоциируют породы с высоким содержанием органического вещества.

Как отмечалось выше, карбонатные породы различных уровней разреза докембрия региона отличаются по содержанию и распределению рудогенных элементов, обусловленному режимом их формирования. В некоторых случаях это, по-видимому, может получить и определенное практическое значение. Если рассматривать только сингенетичные процессам формирования карбонатных отложений повышенные концентрации полезных компонентов, то можно отметить, например (рис.15), что древнейшие карбонатные метаосадки отличаются тенденцией к повышенному накоплению фосфора. Еще более интересны в этом отношении карбонатные породы умбинско-куэтсарвинского уровня Печенгско-Варзугского пояса и питкьярантско-ятулийской серии Северного Приладожья (Предовский и др., 1967). Напротив, карбонатные отложения ильмозерского уровня Печенгско-Варзугского пояса (Предовский и др., 1974) и кильдинско-волоковского уровня верхнего рифея обнаруживают четкую тенденцию накопления марганца.

Рис.16 и 17 отчетливо демонстрируют повышение фоновых содержаний рудогенных элементов в карбонатных метаосадочных породах, входящих в ассоциации вулканогенно-осадочного ряда.

Рис.15. Поля карбонатных пород докембрия в координатах содержания фосфора и марганца.

1 - архей; 2 - умбинский-куэтсярвинский и 3 - ильмозерский-коласйокский уровни карелия Печенгско-Варзугского пояса; 4 - карелий Северного Приладожья (питкьярантско-ятулийская серия); 5 - верхний рифей.

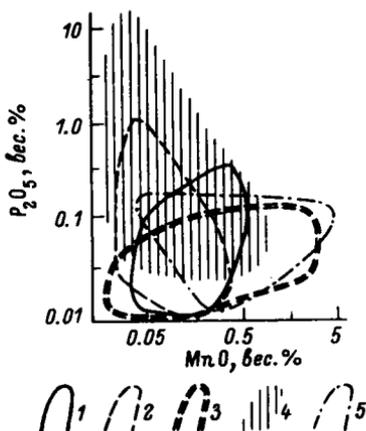


Рис.16. Поля составов карбонатных пород докембрия в координатах содержания никеля и кобальта.

1 - архей; 2 - умбинско-куэтсярвинский и ильмозерско-коласйокский уровни карелия Печенгско-Варзугского пояса и карелия Северного Приладожья; 3 - заэнежско-суйсарский уровень карелия Печенгской зоны; 4 - то же, Имандра-Варзугской зоны.

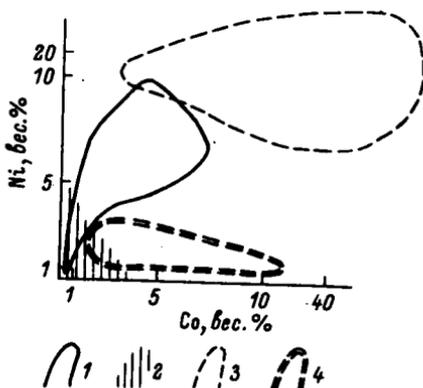
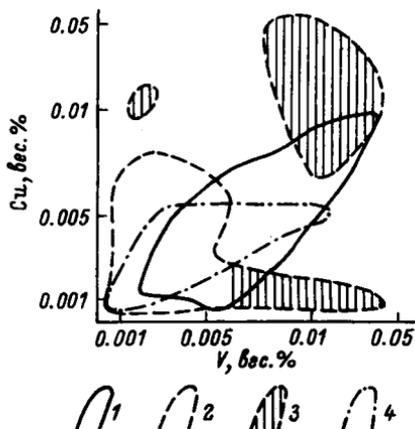


Рис.17. Поля составов карбонатных пород докембрия в координатах содержания меди и ванадия. 1 - архей; 2 - нижний карбонатный подуровень карелия Печенгско-Варзугского пояса; 3 - заэнежско-суйсарский подуровень Печенгско-Варзугского пояса; 4 - верхний рифей.



#### 4. Реконструкция первичной природы и систематика магматитов

П о с т р о е н и е   о б щ е й  
к л а с с и ф и к а ц и о н н о й   д и а г р а м м ы  
и   н е к о т о р ы е   о с о б е н н о с т и  
р а с п о з н а в а н и я   м е т а в у л к а н и т о в

Выше, в разд.2, рассматривались некоторые особенности химизма магматитов, важные для их отличия от экзогенных образований. Здесь обсуждаются необходимые для диагностики первичной природы метаморфизованных магматитов основные положения их петрогеохимической систематики.

Разработка удобной для пользования и достаточно полной петрогеохимической систематики магматических и в том числе вулканических горных пород по-прежнему остается актуальной задачей. На это указывает появление все новых работ, посвященных данному вопросу (Белоусов, 1974; Зелепугин, Николаев, 1971; Маракушев, 1973; Штейнберг, 1964). Представляется, что именно петрогеохимическая систематика как наиболее точная и универсальная, а не минералого-петрографическая позволит выявить глубокие системные связи магматитов между собой и с экзогенными образованиями, установить закономерности эволюции вулканизма и магматизма в целом в истории Земли. Такая позиция находится в некотором противоречии с рекомендациями Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук (Классификация и номенклатура..., 1975; Streckeisen, 1967), которые основаны на представлениях о преимуществе минералого-петрографических методов систематики изверженных пород перед петрохимическими. Предпринятый А. Ф. Белоусовым (1974) детальный анализ требований предъявляемых к петрохимическим приемам систематики эффузивных и магматических пород в целом, избавляет автора от необходимости останавливаться на этом вопросе. Названный исследователь аргументированно отстаивает необходимость и возможность петрохимической классификации магматитов.

Предлагаемый вариант петрогеохимической систематики магматитов и в том числе вулканитов, докладывавшийся на II Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме 1975 г. (Преодский, 1977), основан на изучении весьма большого объема аналитических и петрологических данных. Он представляет собой попытку разработки основной схемы расчленения вулканитов по составу и предусматривает возможность их дальнейшего последовательного разделения по ряду петрогеохимических, петрографических и минералогических признаков. Данная систематика именуется петрогеохимической в связи с тем, что в ее основу положены некоторые допущения о характере поведения порообразующих компонентов, а также потому, что в ее полном варианте, как отмечено, предлагается использование ряда рудогенных и редких элементов в качестве индикаторов определен-

ных тенденций петрогенезиса. Все излагаемое ниже относится только к алюмосиликатному типу магматических образований.

В качестве главных показателей состава как магматитов в целом, так и вулканитов в частности нами используются уже рассматривавшийся параметр  $F$ , характеризующий фемичность (или основность) пород, их общая щелочность ( $Alk_{\text{общ}}$ ) и общая глиноземистость ( $A_{\text{общ}}$ ). Параметры рассчитываются в формульных количествах:

$$Alk_{\text{общ}} = K_2O + Na_2O; \quad A_{\text{общ}} = Al_2O_3.$$

Представляется, что параметр  $F$  лучше отражает меланократовость состава магматических пород, чем параметр  $b$  А.Н.Заварицкого (1950) или его модификации, поскольку он не зависит от содержания двусмысленного в рассматриваемом отношении компонента — извести, а также независим от реального или рассчитанного поминерального распределения компонентов. Оценка некоторыми исследователями основности пород прямо по содержанию кремнезема (Зелепугин, Николаев, 1971; Маракушев, 1973, и др.), по-видимому, не является единственным и лучшим вариантом, так как она учитывает содержание фемических компонентов лишь косвенно. Это приводит в некоторых случаях к искажению соотношений различающихся по щелочности пород на диаграммах по сравнению с их природными связями, что особенно резко проявляется для основных—ультраосновных образований. Последнее специально критически рассматривалось А. Ф. Белоусовым (1974). Избранные главные параметры систематики отражают наметившуюся у многих исследователей тенденцию считать основность (фемичность), щелочность и глиноземистость основными координатами для классификационного разделения алюмосиликатных магматитов.

В качестве наиболее важных дополнительных параметров состава, использование которых здесь детальнее не рассматривается, могут быть названы содержание извести, титана, никеля, хрома, фосфора, редких литофилов, соотношение содержаний щелочей, магнезии и окислов железа, окиси и закиси железа, бария и стронция, рубиди и стронция. Эти параметры могут служить как для уточнения грани классов магматитов, так и для выделения групп и подгрупп внутри классов и подклассов и выявления существенных тенденций процессов образования магматитов.

В координатах фемичность—общая щелочность принципиальная основа систематики магматитов показана на рис.18. С учетом традиционных представлений и с некоторыми дополнениями выделяется семь классов магматитов по фемичности, для которых в данном случае использованы наименования, общие для вулканических и интрузивных образований. При этом для класса кислых магматитов употребляется наименование „сиалиты“, для средних — „мезиты“ (Ф.Ю. Левинсон—Лессинг, Э.А. Струве, 1963 г.), для основных — „базиты“ и „пикрит-базиты“ (меланократовые базиты некоторых авторов).

Собственные данные автора и его коллег и исследование литературных материалов приводят к необходимости выделения нового самостоятельного класса магматитов, занимающего промежуточное по фемичности положение между меланократовыми базитами и гипербазитами (Предовский и др., 1971, 1974, 1976; Жангуров, Предовский, 1974; Предовский, 1977). Магматиты этого класса в целом, соблюдая преемственность, можно именовать „пикритами“. Специфический характер пикритовых пород различных территорий как образований, промежуточных между базитами и гипербазитами, отмечался и ранее (Заварицкий, 1955), однако лишь в последнее время в геологической литературе начинают появляться высказывания в пользу существования самостоятельной пикритовой магмы (Маракушев, 1973; Овчинников и др., 1972).

Признанию пикритовой магмы как самостоятельного явления мешают, по-видимому, два обстоятельства. Во-первых, из-за особо глубинной подачи, активных сопровождающих процессов дегазации и склонности давать вулканокластические продукты при подводных извержениях вулканические производные пикритовой магмы часто представлены дезинтегрированными и измененными разностями, что затрудняет их полевую диагностику. Распознавание таких пород, как показал опыт наших исследований на Печенге, требует обязательно использования геохимических методов. Во-вторых, важным обстоятельством является то, что интрузивные производные пикритовой магмы обычно претерпевают эффективную дифференциацию и представлены базит-гипербазитовыми комплексами, получающими наименование по спектру дифференциатов, а не по среднему составу в целом.

Применение к выделяемому классу магм (и магматитов) названий „пикритовые“ и „пикриты“ может встретить возражения в связи с широко распространенным мнением о том, что пикриты являются эффузивными или гишабиссальными жильными аналогами ультраосновных пород. Однако литературные данные свидетельствуют, что содержание такого весьма информативного компонента для основных-ультраосновных пород, как магнезия, для типичных пикритов колеблется в пределах 14–23, а для типичных абиссальных ультраосновных пород – от 23 до 49% (Заварицкий, 1955; Кузнецов, 1956; Лучицкий, 1949; Саранчина, Шинкарев, 1973; Соловьев, 1970). Такое положение означает, что пикриты являются эффузивными аналогами не собственно гипербазитов, а неких промежуточных базит-гипербазитовых пород, не имеющих общего единого названия. Поэтому нужно признать, что реально существующим в литературе названием для рассматриваемого класса пород и магм является наименование „пикриты“, которое и предлагается использовать. Другими возможными наименованиями этого же класса пород могут быть „мантиты“ (от мантии) или „ультериты“ (от лат. – находящийся по ту сторону).

Несомненным эффузивным аналогом собственно гипербазитов приходится считать только впервые описанные В. К. Котульским мейме-

читы, среди которых, как известно, существуют различия с различным уровнем щелочности, в том числе и соответствующим нормальным гипербазитам.

Эффузивный подкласс пикритовых магматитов не должен отождествляться с коматиитами Вильджоенов, выдвинувших их в качестве самостоятельного нового класса магматических образований (Viljoen, Viljoen, 1969). Во-первых, класс коматиитов не соответствует объему класса магматитов с развиваемой здесь точки зрения, поскольку объединяет очень широкий спектр пород по основности — от перидотитовых коматиитов (соответствующих гипербазитам) до базальтовых коматиитов (базитов). Во-вторых, главный смысл выделения коматиитов в том, что они доказывают возможность излияния на поверхность ультраосновных расплавов, а это на четверть века ранее доказано на примере меймечитов. И, наконец, о коматиитах лучше говорить как о специфических сериях пород, объединяющих образования, относящиеся к одному или двум классам магматитов (уже известных), но имеющих свои петрогеохимические особенности. К эффузивным же аналогам гипербазитов по правилам приоритета, по-видимому, лучше применять название меймечиты, не теряя достижений отечественной науки.

Анализ литературных данных показывает, что вулканические и дифференцированные интрузивные комплексы, соответствующие пикритовому классу, широко распространены в докембрии и фанерозое. К ним, в частности, относятся некоторые офиолитовые (базит-гипербазитовые) комплексы геосинклиналей, многие примеры пикритовых и оливниновых базальтов, а также габбро-перидотитовые и подобные им дифференцированные ассоциации.

Среди докембрийских магматических комплексов востока Балтийского щита, по-видимому связанных в своем происхождении с пикритовыми магмами, являются комплексы Печенги, Ветреного пояса и Онежской мульды. Из фанерозойских образований к ним наиболее близки породы вулканоплутонических ассоциаций Норильского района Енисейской рудной провинции (Виленский, 1967; Кавардин, 1972; Иванов и др., 1971; Урванцев, 1973).

Одним из наиболее хорошо изученных примеров докембрийских магматических комплексов, связанных с пикритовой магмой, является печенгский. Исследования авторов на Печенге позволили выявить и обосновать существование среднепротерозойской вулканоплутонической ассоциации, в состав которой входят пикритовые метавулканиды и дифференцированные никеленосные интрузии (Горбунов, 1968), образованные породами ряда оливинит-верлит-клинопироксенит-габброэссексит (Предовский и др., 1971, 1974; Жангуров, Предовский, 1974). Породы этой ассоциации (табл. 10), названной нами пикритовой, во времени и пространстве соседствуют с другой, габбро-диабазовой (базитовой) вулканоплутонической ассоциацией, но не обнаруживают с последней взаимопереходов и генетической связи. Такое положение, однозначно геологически и геохимически документированное, позволило предположить в качестве причины явле-

ния синхронное формирование двух различающихся по глубинности групп очагов магмообразования – базитовой и пикритовой.

На основании выявленных петрогеохимических особенностей никеленосной пикритовой вулкано–плутонической ассоциации Печенги автором и его коллегами было сформулировано представление о печенгском формационном типе магматитов. С использованием закономерных признаков этого типа было показано наличие близких по времени и родственным с печенгскими дайковых пород в Мончегорском районе Кольского полуострова (Жангуров и др., 1978).

Предлагаемая схема систематики магматитов в определенной степени отражает независимые условия и факторы магмообразования. Совокупность геологических данных явно указывает на то, что отличия пород по фемичности обусловлены не только и, может быть, не столько явлениями собственно магматической дифференциации, но в значительной мере разной степенью основности подвергающихся плавлению субстратов, т.е. зональностью состава коровых и подкоровых оболочек Земли. Дискуссия о количестве различающихся по составу исходных субстратов, за счет которых формируются магмы, – это, таким образом, не что иное как современный вариант дискуссии о количестве родоначальных магм. В этом плане автор разделяет точку зрения Д.С.Белянкина, который одним из первых в отечественной литературе высказался в пользу многообразия исходных магм и против универсального „трафарета дифференциации магмы...” (Белянкин, 1944). Концепция множественности исходных магм в противовес идеям об одной или двух родоначальных магмах имеет сторонников и в настоящее время (Беззенко, 1979; Белоусов, 1970, 1976; Кузнецов, 1964; Шейнманн, 1961, 1968) и представляется наиболее плодотворной для выяснения закономерных связей магматизма и тектонического развития Земли.

Различия пород по уровню общей щелочности, если оставить в стороне щелочность, присущую нормальным и низкощелочным породам и магмам, в согласии с представлениями Ю.М.Шейнманна (1961, 1968) могут быть объяснены прежде всего явлениями глубинной щелочной эволюции, развивающимися в очагах генерации магмы и в общем случае предшествующими процессам магматической дифференциации. По представлениям автора (Предовский, Каржавин, 1973; А.А.Предовский, 1975 г., 1977) процессу щелочной эволюции, который требует значительного времени, могут подвергаться магмы различной изначальной фемичности. Этот процесс, по-видимому, имеет обменный „сквозьмагматический” характер. Он обуславливается явлениями дегазации мантии в корневых частях рифтогенных или близких к ним по типу структур и реализуется как привнос в очаги магмообразования из прилегающих и подстилающих частей глубинных оболочек щелочей и сопровождающих их титана, фосфора и редких литофилов в виде соединений с летучими, прежде всего, по-видимому, с  $\text{CO}_2$ . Привнос по принятой модели контролируется распадом этих соединений и последующим выносом летучих, части фемических компонентов и в меньшей мере щелочей вверх, через ослабленные зоны

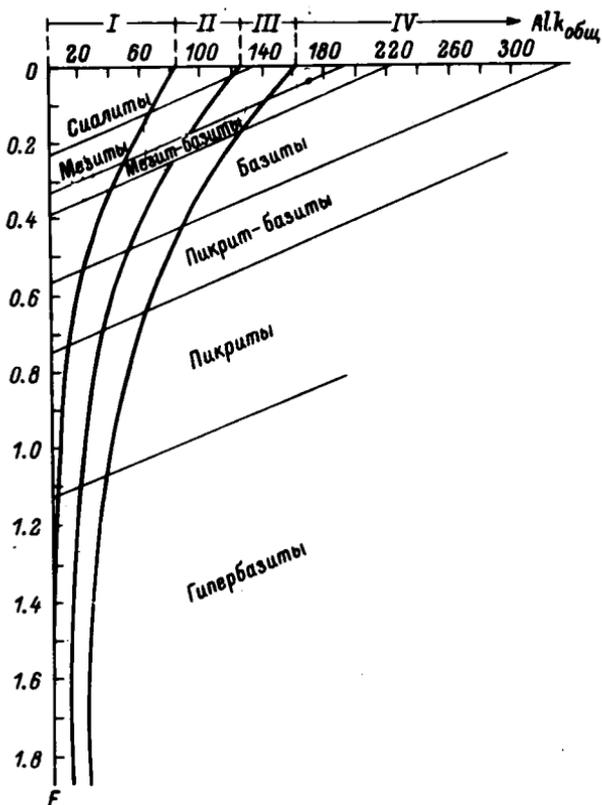


Рис.18. Схема систематики силикатных магматитов в координатах фемичность – общая щелочность.

Наклонные поля с наименованиями – классы магматитов по фемичности. Изогнутые субвертикальные линии делят классы на группы разного уровня щелочности. Зоны щелочности: I – низкощелочные образования; II – нормальной щелочности; III – повышенной щелочности (субщелочные, трахиматиты); IV – высокой щелочности (щелочные магматиты).

рифтогенов. Этот гипотетический механизм, согласующийся с данными ряда исследователей (Виноградов, 1959, 1964; Гоньшакова и др., 1971; Коржинский, 1962; Овчинников и др., 1970), может быть ответственным за снижение фемичности родоначальных магм одновременно с ростом их общей щелочности, что выражается на классификационной диаграмме (рис.18) подъемом полей классов вправо и в какой-то степени обычно обнаруживается и на диаграммах, построенных по методу А.Н.Заварицкого.

Т а б л и ц а 10

Средние составы пород пикритовой и вулканоплутонической ассоциации  
Печенги в сопоставлении с некоторыми родственными образованиями

Компо- ненты состава	Печенгский синклиорий		Пикрито- вые эффу- зивы Вет- реного пояса Ка- релии	Енисейская провинция		Ультраснов- ная фаза ма- монского ком- плекса Воро- нежского кри- сталлического массива	Пик- риты СССР	Пикрит по Р.Дэли
	метапикри- ты южной зоны	никеленосные дифференциро- ванные инт- рузии		пикритовый базальт Норильска	пикритовые допериты ниж- него интрузи- ва Галнаха			
SiO <sub>2</sub>	44.06	43.04	47.37	42.71	41.68	45.58	44.29	41.30
TiO <sub>2</sub>	1.53	1.89	0.55	1.25	0.59	0.63	0.99	0.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.08	5.36	10.13	7.86	9.32	5.12	8.88	9.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.43	3.56	2.24	6.19	3.38	5.03	5.97	5.30
FeO	9.46	14.24	9.54	8.61	10.06	8.05	7.77	8.86
MnO	0.16	0.22	0.19	0.15	0.22	0.10	0.23	0.29
MgO	19.48	20.67	15.67	19.40	20.99	23.26	21.16	19.94
CaO	8.21	6.69	8.62	6.30	6.94	8.07	9.02	8.01
Na <sub>2</sub> O	0.75	0.98	1.33	0.69	0.71	0.69	1.16	1.20
K <sub>2</sub> O	0.17	0.46	0.23	0.21	0.63	0.38	0.53	0.39
CuO	0.015	0.03		-	0.112	-	-	-

NiO	0.115	0.135		0.15	0.09	-	-	-
CoO	0.007	0.014		-	0.012	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.27		-	0.04	0.18	-	-
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.024	0.025		-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-		0.10	0.12	0.16	-	0.20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.16	2.43	-	6.39	3.57	2.00	-	4.27
CO <sub>2</sub>	1.07	-		-	0.41	-	-	-
S	0.20	Следы		0.04	0.46	0.76	-	-
П.п.п.	-	-	4.05	-	-	-	-	-
Сумма	100.00	100.00	100.12	100.03	99.10	100.00	100.00	100.00
Источник	А. А. Пре- довский и др. (1974)	А. А. Жангу- ров, А. А. Предовский (1974)	В. С. Кули- ков (Све- тов, 1972)	Г. Н. Стари- цына, Ю. И. Томанов- ская (1967)	Д. А. Додин, Б. Н. Батуев (1971)	Н. М. Черны- шев, В. Л. Бочаров (1972)	С. П. Со- ловьев (1970)	А. Н. Завар- ицкий (1955)

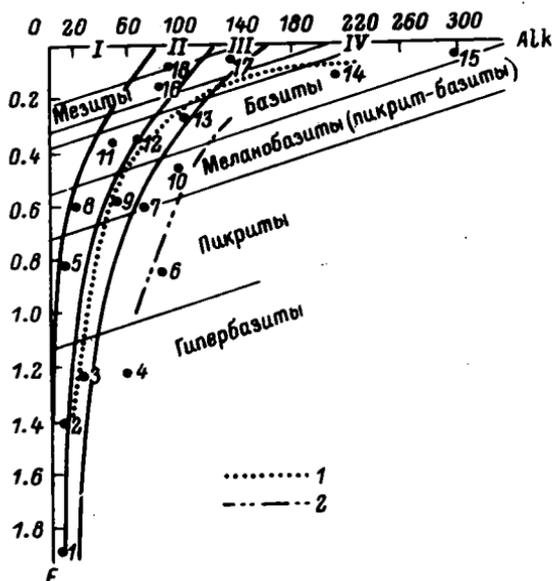


Рис.19. Положение „родственных“ групп вулканитов А.Ритмана (1964) на классификационной диаграмме магматов фемичность-общая щелочность.

1 - атлантическая, 2 - средиземноморская группы А.Ритмана. Точки с цифрами - типичные составы магматов: 1 - дунит; 2 - перцолит; 3 - кимберлит; 4 - слюдяной перидотит; 5 - пикрит; 6 - слюдяной пироксенит; 7 - лимбургит; 8 - диаллагит; 9 - миссурит; 10 - нефелинит; 11 - габбро; 12 - спилит; 13 - трахибазальт; 14 - луаврит; 15 - уртит; 16 - авгитовый андезит; 17 - комендит; 18 - дацит.

Таким образом, положение точки состава случайно взятой магматической породы на классификационной диаграмме может зависеть от фемичности и уровня щелочности исходной магмы, а также от степени проявления ее щелочной эволюции, магматической дифференциации и ряда других явлений. С точки зрения автора влияние собственно магматической дифференциации должно специально аргументироваться, а не постулироваться, особенно в применении к вулканитам, на что в свое время обращал внимание В.С.Коптев-Дворников (Коптев-Дворников и др., 1967).

Одинаковый, в том числе и повышенный уровень общей щелочности сильно отличающихся по фемичности и пространственно ассоциированных пород не обязательно служит признаком их генетического родства, т.е. комагматичности. По-видимому, этот признак неоправданно использован А.Ритманом (1964) для обоснования „родственности“ вулканитов. По нашему мнению, обсуждаемый признак

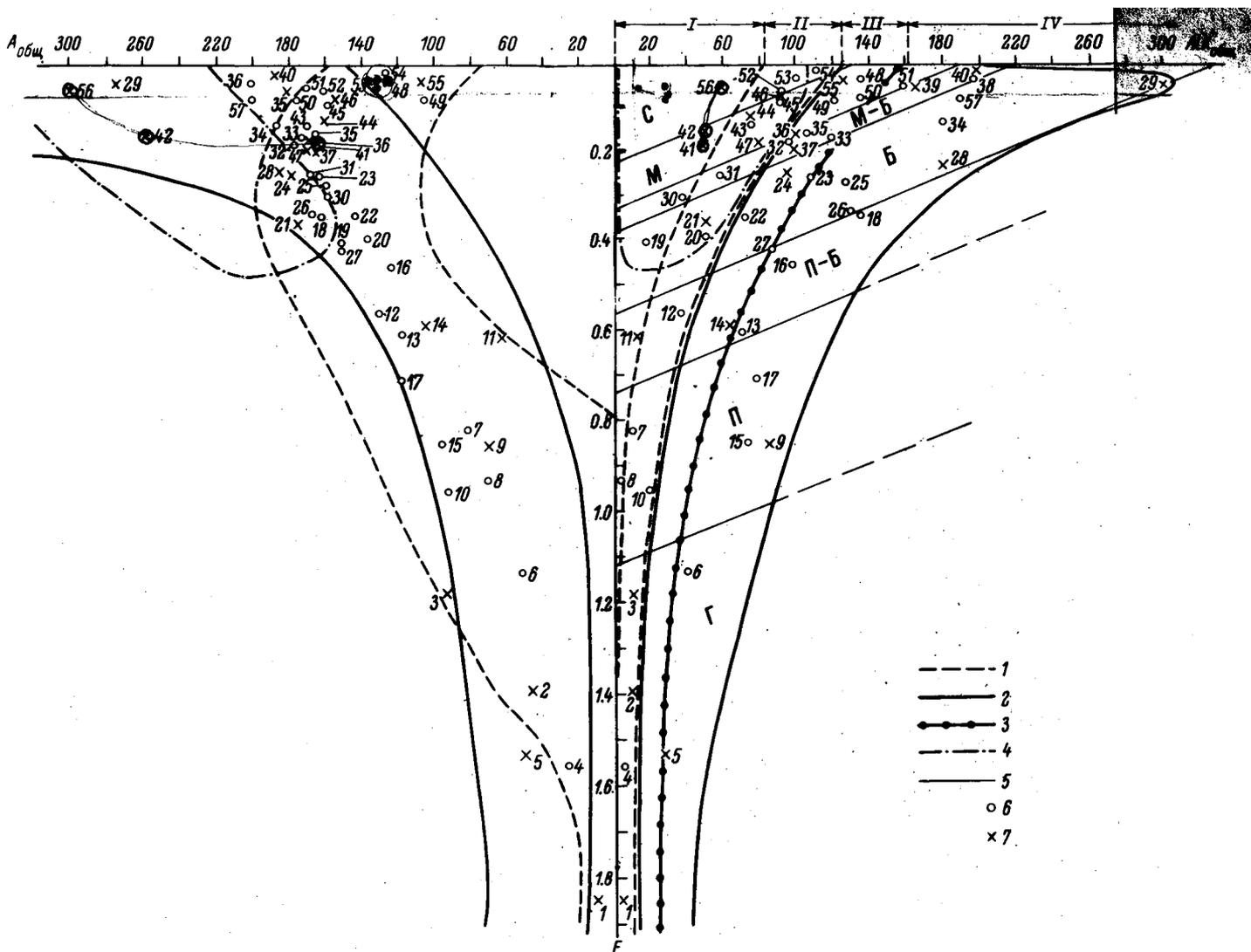


Рис.20. Поля некоторых основных типов магматитов в координатах: общая глинозёмистость-фемичность-общая щелочность.

С - сиалиты; М - мезиты; М-Б - мезит-базиты; П - пикриты; Г - гипербазиты; 1 - зона пород нормальной щелочности; 2 - объединенная зона субщелочных и щелочных пород; 3 - граница зона субщелочных и щелочных пород; 4 - область высокоглиноземистых пород с пониженной и отчасти нормальной щелочностью („плагноклазитовый тип“); 5 - границы классов магматитов; 6 - примеры составов эффузивных пород; 7 - примеры составов интрузивных пород. Точки составов магматитов (примеры без ссылок заимствованы у Заварицкого, 1955): 1 - дунит; 2 - лерцолит; 3 - кортландит (Зимин, 1973 г.); 4 - меймечит; 5 - слюдяной пироксенит (Е.В. Францессон, 1963 г.); 6 - нефелин-оливиновый порфирит с биотитом (Гоньшакова, Егоров, 1968); 7 - пикрит (Предовский и др., 1974); 8 - пикрит (то же); 9 - слюдяной пироксенит (Францессон, 1968); 10 - пикрит; 11 - диаллагит; 12 - оливиновый базальт (Шейнманн, 1968); 13 - лимбургит; 14 - миссурит; 15 - мелилитовый базальт; 16 - нефелинит (Шейнманн, 1968); 17 - оливиновый нефелинит (Иодер, Тилли, 1965); 18 - лейцитит с мелилитом (Ритман, 1964); 19 - оливиновый толеит (Иодер, Тилли, 1965); 20 - платобазальт; 21 - габбро вообще; 22 - спилит; 23 - трахибазальт; 24 - эссексит; 25 - лейцитит; 26 - нефелинит; 27 - базанит; 28 - ийолит; 29 - уртит; 30 - долерит (Кутолин, 1972); 31 - кварцевый базальт; 32 - шохонит; 33 - банацит; 34 - лейцитифир; 35 - латит; 36 - монзонит; 37 - слюдяной сменит; 38 - фюлолит; 39 - дуласкит; 40 - мариуполит; 41 - габбро-анортозит (Богданова, 1974); 42 - анортозит (Лутц, 1974); 43 - андезит; 44 - кварцевый диорит; 45 - кварцевый латит; 46 - гранодиорит; 47 - бескварцевый диорит; 48 - комендит (Шейнманн, 1968); 49 - пантеллерит (то же); 50 - трахит; 51 - щелочной трахит; 52 - дацит; 53 - риолит; 54 - кварцевый кератофир; 55 - щелочной гранит (Батиева, Бельков, 1968); 56 - анортозит (Лутц, 1974); 57 - тингуаит.

„родства“ не означает прямую генетическую связь пород между собой, а является следствием сходной степени щелочной эволюции разноточных очагов магмообразования под влиянием однотипного тектонического режима (рис.19). Иначе говоря, ритмановское „родство“ пород есть „родство“ парагенетическое, указывающее на однотипность общего тектонического режима.

Фемичность и общая щелочность, несмотря на свою высокую информативность, все же недостаточны для того, чтобы с их помощью графически показать все основные „уклоны“ магматитов, среди которых важное место занимает глиноземистый. С учетом последнего составлена диаграмма общая глиноземистость—фемичность—общая щелочность, показанная на рис.20, которая позволяет различать ассоциации пород низкощелочные (в том числе и высокоглиноземистые — „плагиоклазитовые“), нормальные по щелочности, субщелочные и высокощелочные (с повышенной или пониженной общей глиноземистостью).

На диаграмме показаны типичные примеры составов пород по разным источникам с сохранением первоначальных наименований. Необходимо оговориться, что эта подборка, впрочем как и все существующие, не является вполне удовлетворительной. По-видимому, нужна специальная целенаправленная исследовательская работа по выявлению представительных групп и примеров пород, которая может быть предпринята на основе обсужденных и одобренных геологами и петрологами принципов петрогеохимической систематики магматитов. Последнее оговаривается в связи с известной условностью границ и критериев выделения совокупностей природных объектов.

Относительно диаграммы, изображенной на рис.20, следует добавить, что поле низкощелочных пород с высокой общей глиноземистостью лишь искусственно ограничено областью „плагиоклазитов“. Аналогичная тенденция проявляется и для пород с более высоким уровнем фемичности, примером чего являются троктолиты.

Расположение главных петрогеохимических групп вулканитов на основной диаграмме показано на рис.21. Предлагаемые наименования групп приведены в подписи к рисунку. В связи с этим необходимы пояснения. Для групп вулканитов, относящихся к разным классам магматитов, но находящихся в низкощелочной зоне, применяется приставка „прото“, символизирующая низкий уровень накопления щелочей и близость рассматриваемых пород в этом отношении к древнейшим горным породам планет Солнечной системы, представителями которых являются лунные образования. Для групп вулканитов зоны нормальной щелочности использованы наиболее употребительные общие наименования. При этом считается, как отмечено выше, что пикритовые вулканиты являются аналогами не гипербазитовых, а пикритовых (по уровню фемичности) интрузивных образований. Гипербазитам же соответствует подкласс вулканитов, которые по правилам приоритета следовало бы именовать меймечитами, что обсуждалось выше.

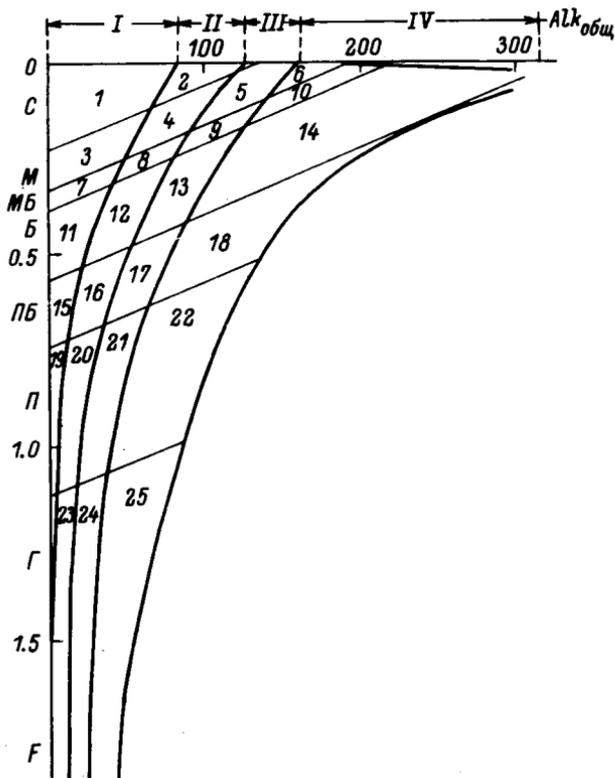


Рис.21. Расположение главных петрогеохимических групп вулканитов на диаграмме фемичность-общая щелочность.

Буквенные обозначения см. на рис.20. Арабскими цифрами обозначены следующие группы: 1 - вулканические аналоги кислых плагиоклазитов; 2 - дациты - риолиты - кварцевые кератофиты; 3 - протоандезиты и вулканические аналоги средних плагиоклазитов (высокоглиноземистые протоандезиты); 4 - андезиты - кварцевые андезиты; 5 - трахиандезиты (комендиты - пантеллериты); 6 - щелочные андезиты (щелочные трахиты и др.); 7 - протоандезит-базальты и высокоглиноземистые протоандезит-базальты; 8 - андезит-базальты отчасти высокоглиноземистые; 9 - трахиандезит-базальты (латиты, шошониты, банациты и др.); 10 - щелочные андезит-базальтоиды (фонолиты и др.); 11 - протобазальты и высокоглиноземистые протобазальты; 12 - базальты, отчасти высокоглиноземистые; 13 - трахибазальты; 14 - щелочные базальтоиды (отчасти фонолиты); 15 - протопикрит-базальты, отчасти высокоглиноземистые; 16 - пикрит-базальты; 17 - трахипикрит-базальты; 18 - щелочные пикрит-базальтоиды; 19 - протопикриты, отчасти с повышенной общей глиноземистостью; 20 - пикриты; 21 - трахипикриты; 22 - щелочные пикритоиды; 23 - меймечиты; 24 - кимберлиты-трахимеймечиты; 25 - щелочные эффузивные гипербазиты (щелочные меймечитоиды).

Группы пород зоны повышенной щелочности обозначены приставкой „трахи-“, а высокой щелочности, отмечаемой обычно устойчивым присутствием и заметным количеством фойдитных минералов – словом „щелочные“ с изменением ключевого термина на обобщенной – „базальтоиды“, „пикритоиды“. Последнее обусловлено значительным отличием химического и минерального состава пород – продуктов щелочной эволюции сравнительно с продуктами исходных нормальных магм.

Предлагаемый вариант систематики позволяет при наличии достаточной по объему информации по ассоциации вулканитов различать продукты щелочной эволюции базальтовой, пикрит–базальтовой, пикритовой и меймечитовой магм, что особенно важно при высокой степени метаморфизма вулканитов.

Обращает на себя внимание характер кривой, ограничивающей справа зону распространения щелочных вулканитов. По-видимому, эта линия отражает различную по масштабу преобразования вещества возможность проявления щелочной эволюции для разных по фемичности магм. Если верна предпосылка об увеличении степени фемичности исходных субстратов магмообразования на глубину, то эта кривая в какой-то мере отражает состояние глубинных зон Земли и наиболее контрастное проявление щелочной эволюции на уровнях генерации основных магм.

Как и в случае систематики метасадочных и осадочных пород, рассмотренная систематика магматитов находится в некотором противоречии с общепринятыми классификациями на петрографо–минералогической основе. Это является естественным и говорит о необходимости дальнейшей работы по увязке систем разделения пород, основанных на разных признаках. Иллюстрацией возникающих несоответствий может быть пример со щелочными гранитами, наиболее типичные представители которых на предложенной классификационной диаграмме оказываются в рубрике, соответствующей не гранитам, а трахидиоритам (трахимезитам вообще), несмотря на наличие в них свободного кремнезема. Если вспомнить, что ряд авторов новейших исследований приходит к выводам о происхождении щелочных гранитов за счет исходного вещества более основного, чем у гранитов, то отмеченное несоответствие можно считать не случайным, а указывающим на большую „чувствительность“ петрогеохимической систематики по сравнению с минералого–петрографической относительно взаимосвязи ассоциаций магматитов.

Обратим внимание на одно свойство предложенной диаграммы. Если наши допущения о щелочной эволюции магм верны и если анализируются не дифференциаты, а средние составы или недифференцированные породы, то можно утверждать, что породы примерно равной фемичности, но существенно различающиеся по щелочности, не могут быть связаны генетически. Так, например, многие породы, именуемые щелочными базальтоидами и имеющие фемичность равную или большую, чем у базитов, не могут быть базальтоидами (если это не дифференциаты) и в рассматриваемом аспекте должны счи-

таться щелочными производными пикрит-базальтовой или пикритовой магм.

Рассмотренная систематика может быть эффективно применена к распознаванию первичной природы метаматмитов, так как она позволяет по одной условной схеме анализировать, например, метавулканиды, относящиеся к столь сложной и многообразной совокупности, какой являются, скажем, природные излившиеся базиты. После выделения подкласса основных вулканитов он может быть разделен на группы по общей щелочности и глиноземистости, а затем — на подгруппы — по соотношению щелочей, железистости и т.д. Различающиеся по петрогенным компонентам группы и подгруппы будут неодинаковы и по содержанию малых и редких элементов, что сохраняется до высоких степеней регионального метаморфизма. Это было проверено Н.Е.Козловым на примере распределения бария и стронция в вулканитах и метавулканитах. Анализ значительного по объему материала, как литературного, так и вновь полученного по докембрию Кольского региона, показал хорошее соответствие закономерностей, полученных по барию и стронцию и при определении первичной природы метавулканидов по рассмотренной выше схеме систематики. Материал готовится к публикации.

Может быть приведен другой пример. Метавулканиды с повышенным против нормы содержанием щелочей могут быть и первично субщелочными или щелочными, но могут быть метасоматически подщелоченными. Во многих случаях удается различать оба эти варианта, пользуясь тем, что при магматической щелочной эволюции направленно и одновременно возрастают степень окисления железа, содержание титана, фосфора, редких литофилов. При щелочном метасоматозе корреляция указанных признаков с повышением щелочности отсутствует, менее правильна или выражена частично.

Распознавание первичной природы метаматмитов может проводиться по следующей схеме. Вначале они отделяются от экзогенных образований по общим параметрам ФАК и по характерным парным диаграммам, а затем разделяются по рассмотренной выше классификационной схеме магматитов. После этого может быть проведена проверка по частным диаграммам, в том числе по соотношению петрогенных, малых и редких элементов. Здесь не обсуждаются специальные приемы, использующие соотношения изотопов характерных элементов.

#### Черты состава и эволюции докембрийских метавулканидов Кольского полуострова

Значительные по объему материалы по составу и эволюции метавулканидов докембрия, собранные сотрудниками Геологического института Кольского филиала АН СССР, в том числе данные автора и его коллег, а также литературные, дают возможность наметить

общие черты петрогеохимической эволюции метавулканитов. При этом учитываются результаты определения или уточнения первичной природы метавулканитов по методикам, предложенным автором. Поэтому обобщенные иллюстрации построены на основе рассмотренной выше классификационной диаграммы для магматитов.

Попытки обобщения данных по развитию докембрийского вулканизма восточной части Балтийского щита предпринимались и ранее в коллективной работе „Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона“ (1978), в которой содержится и полная библиография источников. Здесь даются ссылки на необходимый минимум использованных работ. Стратиграфическая привязка дается по той же схеме, что выше приводилась для метаосадочных работ.

Метавулканиты древнейших, первично-коровых по И.Д.Батиевой и И.В.Белькову (1968), умеренно кислых вулкано-плутонических ассоциаций вместе с метавулканитами кольского и беломорского комплексов, тундровой серии и супракrustальных толщ гранулитовых (Батиева, Ветрин, 1978; Богданова, Ефимов, 1976; Беляев, 1971) и железорудных (Горяинов, 1976) ассоциаций, а также гнейсово-амфиболитовых толщ шовных зон, таких как Колмозеро-Воронья (Белолипецкий и др., 1972; Белолипецкий, Ильин, 1978), т.е. совокупность первично вулканических пород, относящихся в широком смысле этого понятия к архейскому уровню разреза докембрия, обнаруживает преобладающее распространение пород нормального ряда, представленных разнообразными гнейсами и амфиболитами (рис.22). Фемичность метавулканитов меняется в широких пределах – от уровня пикрит-базальтов до риолитов с преобладающим распространением пород от metabазальтов до метаандезитов. Характерно отсутствие сколько-нибудь значительных масс метавулканитов с основностью выше, чем у пикрит-базальтов, не говоря уже об образованиях типа метамеймечитов („периодитовых коматитов“). Еще одна важная особенность рассматриваемой ассоциации пород в целом – присутствие в восточных районах полуострова разновидностей с несколько повышенным уровнем общей щелочности – среди первично базит-андезитовых и андезитовых разновидностей (до трахиандезитов и трахиандезит-дацитов). При этом важно подчеркнуть полное отсутствие достоверных случаев проявления признаков повышения щелочности у первично базальтовых и пикрит-базальтовых метавулканитов.

Для некоторых основных метавулканитов нижних частей кольско-беломорского комплекса на северо-западе полуострова выявлены признаки отчетливого глиноземистого уклона (Беляев, 1978). Достоверность этого наблюдения подтверждается повышенной общей глиноземистостью комагматичных метавулканитам интрузивных пород. Средние и кислые метавулканиты верхних частей разреза, в особенности присущие восточной и юго-восточной частям полуострова, нередко отличаются повышенным содержанием закиси железа, при сниженном глиноземе (Антонюк, 1976); Средние и кислые метавулканиты, в том числе и входящие в лептитовую ассоциацию железорудных толщ (приуроченные к низам и средним частям их разреза), нередко отличаются

существенным преобладанием натра в сумме щелочей при их общем нормальном содержании.

Наличие дацит-андезитовых метавулканитов с несколько повышенной щелочностью в составе верхних частей лебяжинской серии архея представляет интерес в связи с возможностью существования архейских щелочных гранитоидов с возрастом более 2600 млн лет (Батиева, 1976; Батиева, Ветрин, 1978; Белков и др., 1975). На пути исследования данной проблемы возможно выявление древнейших субщелочных вулканоплутонических ассоциаций среднего и умеренно кислого состава. Несмотря на некоторые неясные вопросы, связанные с вероятностью в отдельных случаях вторичного метасоматического повышения общей щелочности метавулканитов, обсуждаемая особенность состава древнейших метадацит-андезитов вместе с данными о существовании архейских щелочных гранитов может иметь исключительно важное значение как показатель первоначального проявления процессов глубинного ошелочения именно сиалических, а не основных магм, что в свою очередь должно существенно влиять на понимание наиболее ранних этапов эволюции коры и мантии Земли.

Общая эволюция состава древнейших метавулканитов имеет гомодромную тенденцию (рис.22), возможно воспроизводившуюся дважды, но в деталях проявляется достаточно сложно. Такое представление об эволюции вулканизма архейского времени удовлетворительно согласуется с концепцией последовательного проявления сначала доинверсионных, а затем инверсионных и, возможно, орогенных этапов тектонического развития.

Данные по составам пород следующего, переходного от архея к нижнему протерозою, уровня проявления вулканизма, представленного стрельнинской серией, в обобщенном виде отражены для сравнения совместно с полями составов архейских метавулканитов на той же схеме (рис.22). Этот этап характеризуется возросшей основностью мафических вулканитов, нередко представленных здесь металикритами нормальной и пониженной щелочности, и возросшей средней основностью сиалических пород, наиболее кислые из которых представлены метадацитами и метадацит-андезитами. Таким образом, в целом общая основность рассматриваемых метавулканитов выше, чем у собственно архейских. Для более точного суждения потребуются специальные оценки с учетом распространенности отдельных типов метавулканитов.

Сходство с архейскими у метавулканитов переходного этапа выражено в резком преобладании пород нормальной щелочности. Некоторое незначительное увеличение общей щелочности проявлено только для наиболее поздних сейдореченских андезитовых и базальт-андезитовых метавулканитов рассматриваемого этапа. По совокупности геологических (Бекасова, Пушкин, 1977), петрологических и геохимических признаков можно предполагать возможность генетической или парагенетической связи позднейсейдореченских метаандезитов, иногда обладающих признаками повышения общей щелочности (Предовский и др., 1975), с наиболее распространенными протерозойскими щелочными гранитоидами (Батиева, Ветрин, 1978; Предовский, 1978).

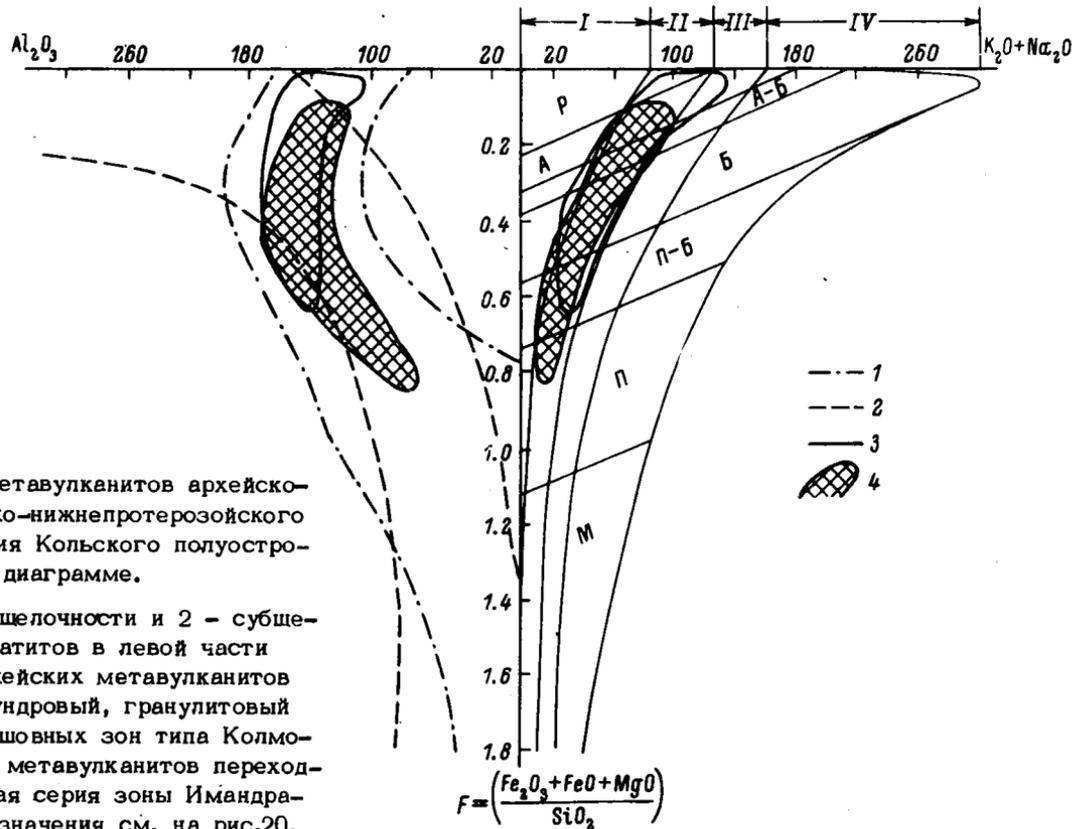


Рис. 22. Поля составов метавулканитов архейского и переходного архейско-нижнепротерозойского уровней разреза докембрия Кольского полуострова на классификационной диаграмме.

1 - зона нормальных по щелочности и 2 - субщелочных и щелочных магматитов в левой части диаграммы; 3 - поле архейских метавулканитов (кольско-беломорский, гундровый, гранулитовый комплексы и ассоциации шовных зон типа Колмозеро-Воронья); 4 - поле метавулканитов переходного уровня (стрельнинская серия зоны Имандра-Варзуга). Остальные обозначения см. на рис. 20.

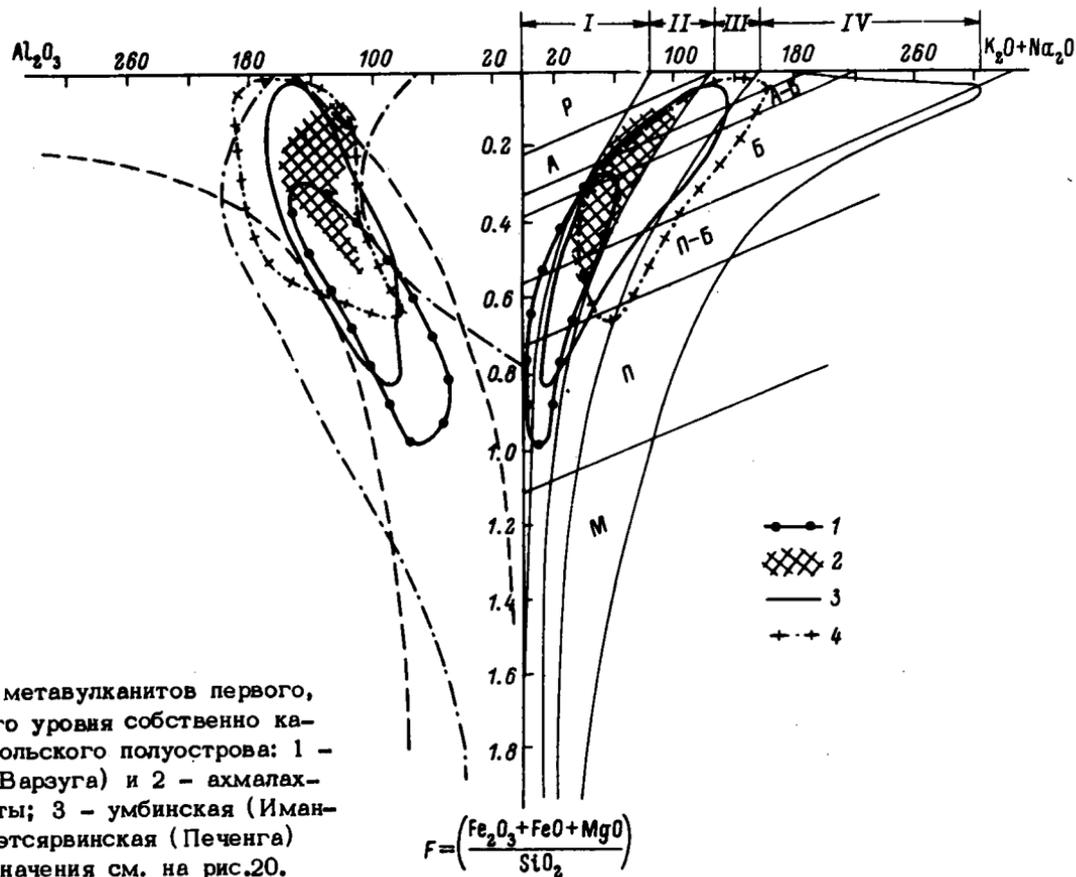


Рис. 23. Поля составов метавулканитов первого, сариольско-ятулийского уровня собственно карельского комплекса Кольского полуострова: 1 - полисарская (Имандра-Варзуга) и 2 - ахмалактинская (Печенга) свиты; 3 - умбинская (Имандра-Варзуга) и 4 - куэтсарвинская (Печенга) свиты. Остальные обозначения см. на рис.20.

Особенностью состава значительной части метавулканитов переходного уровня, по данным Ж.А. Федотова (1979), является несколько повышенное содержание кремнезема. Общая направленность эволюции состава рассматриваемых метавулканитов гомодромная. Заслуживает внимания невысокая общая щелочность метапикрит-базальтов и метапикритов обсуждаемого уровня разреза докембрия.

Следующая самостоятельная ассоциация первично вулканических пород относится уже к собственно карельскому комплексу (нижний протерозой после Уфимского совещания 1977 г. и средний — до него).

В собственно карельском комплексе могут быть выделены два уровня развития метавулканитов. К первому из них, сариолийско-ятулийскому, на северо-западе полуострова (Печенга) относятся ахмалахтинская, залегающая выше куэтсярвинская свиты, а на востоке (зона Имандра-Варзуга) — полисарская и более поздняя — умбинская. Особенности состава метавулканитов указанных свит отражены на рис. 23. На нем видно отличие эволюционных тенденций вулканизма для разных частей региона. На северо-западе полуострова, в пределах Печенгского синклиория, метавулканиты более ранней ахмалахтинской свиты представлены рядом от метабазальтов до метаандезитов с нормальной щелочностью. Состав метавулканитов более поздней по возрасту куэтсярвинской свиты характеризуется в этом районе расширением спектра пород по фемичности с одновременным ростом общей щелочности. В этой свите широкое распространение имеют породы ряда трахибазальт (до трахипикрит-базальта)–трахиандезит (вплоть до трахидацитов). У отдельных разновидностей пород общая щелочность повышена весьма значительно (Предевский и др., 1974). Общая тенденция эволюции состава вулканитов первого уровня на северо-западе полуострова, таким образом, приближается к антидромной с одновременным ростом щелочности.

В восточной и юго-восточной частях полуострова эволюция состава первого уровня карельских метавулканитов может быть показана на примере перехода от полисарской к умбинской свите (рис. 23). Полисарские метавулканиты представлены рядом метапикриты (до протопикритов)–метабазальты с нормальной или даже несколько сниженной общей щелочностью. Умбинские метавулканиты в целом характеризуются общим снижением основности и увеличением щелочности. Они представлены образованиями ряда метапикриты–метаандезиты с широким развитием разновидностей с повышенной общей щелочностью, таких как трахибазальты, трахиандезит-базальты, трахиандезиты, трахиандезит-дациты. Таким образом, для восточной части полуострова можно говорить о гомодромной и одновременно щелочной тенденции в эволюции состава метавулканитов первого уровня разреза карелия. Следовательно, рассматриваемый этап развития вулканизма несмотря на четкую щелочную направленность эволюции, придающей ему важное коррелятивное значение, характеризуется разными тенденциями изменения общей основности вулканитов на северо-западе и востоке полуострова.

Второй, заонежско-суйсарский, уровень развития метавулканитов собственно карельского комплекса, так же как и нижний, характеризуется различиями состава и эволюции метавулканитов разных частей региона. Состав метавулканитов рассматриваемого уровня отражен в обобщенном виде на рис. 24.

На северо-западе полуострова, в пределах Печенгского синклинория, верхний уровень развития карельских вулканитов начинается породами коласйокской и пильгуярвинской свит. В составе первой из них резко преобладают метабазалты нормального ряда, но присутствуют и метапикриты и более кислые породы. Вторая из названных свит характеризуется более широким спектром метавулканитов. Здесь на фоне преобладания метабазалтов нормальной щелочности проявлены метабазалты пониженной щелочности, метаандезит-базалты, метапикриты и специфические высокожелезистые метадациты, по содержанию кремнезема приближающиеся к риолитам. Кроме того, характерной чертой верхнепильгуярвинской подсвиты является присутствие впервые установленных В.Г. Загородным (Загородный и др., 1964) высокожелезистых метабазалтов, в которых П.К. Скуфьин (1979) обнаружил признаки щелочного уклона. По нарастанию широты спектра пород эволюция состава метавулканитов верхнего уровня карелия относительно предыдущего могла бы быть названа „расходящейся“, т.е. одновременно несущей черты и антидромного, и гомодромного развития.

Сменяющие во времени рассмотренные образования метавулканиты наиболее поздней в составе комплекса южнопеченгской серии сохраняют тенденцию расходящейся эволюции и при этом отличаются некоторым увеличением фемичности и одновременно щелочности метапикритов и увеличением фемичности наиболее кислых членов ассоциации. В этом видны черты антидромного развития на фоне его общего расходящегося характера.

Данные по составу метавулканитов верхнего уровня карелия восточной части полуострова с использованием материалов Ж.А. Федотова (1979) и А.Е. Борисова (1978) позволяют отметить следующее (рис. 24). Начальные стадии рассматриваемого этапа вулканизма, отраженные в составе пород ильмозерской свиты, по-видимому, характеризовались преобладающим распространением андезит-базалтов и андезитов. Переход к вулканизму времени формирования сложной и еще недостаточно изученной томингской серии отличался расширением спектра пород по фемичности со значительным преобладанием нормальных метабазалтов и появлением метапикритов, глиноземистых метабазалтов и метариолитов в общем нормального, но иногда повышенного уровня щелочности (рис. 24). Таким образом, вместе с намечающимся общим сходством в проявлении тенденции к „расходящейся“ эволюции можно говорить об определенном различий метавулканитов верхнего уровня карелия для северо-запада и востока полуострова. Оно заключается главным образом в меньшей общей основности метавулканитов востока и гораздо более слабой проявленной антидромной тенденции.

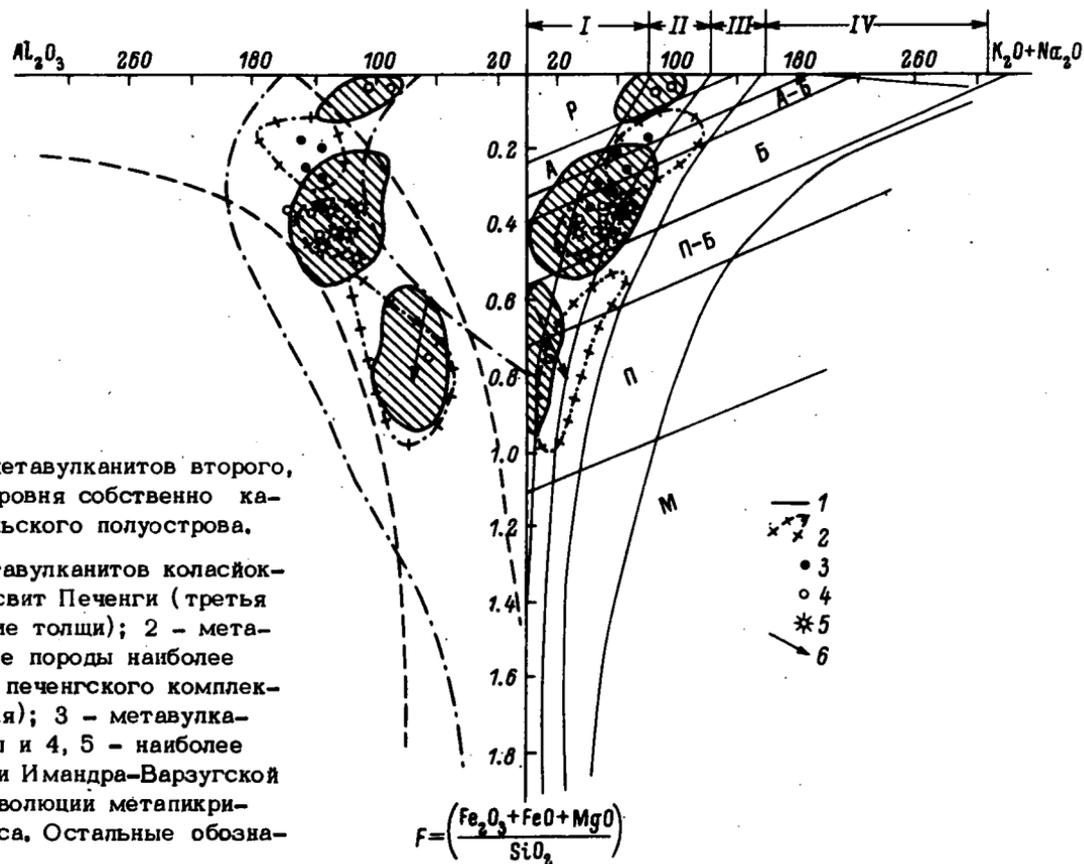


Рис. 24. Поля составов метавулканитов второго, заонежско-суйсарского уровня собственно карельского комплекса Кольского полуострова.

1 - обобщенное поле метавулканитов коласько-ской и пильгуйярвинской свит Печенги (третья и четвертая вулканические толщи); 2 - метавулканиты и экструзивные породы наиболее поздних этапов развития печенгского комплекса (южнопеченгская серия); 3 - метавулканиты ильмозерской свиты и 4, 5 - наиболее поздней томингской серии Имандра-Варзугской зоны; 6 - направление эволюции метапикритов печенгского комплекса. Остальные обозначения см. на рис.20.

По совокупности данных по магматитам вообще намечается устойчивое различие в развитии северо-западной (печенгской) и восточной (имандра-варзугской) частей Кольского пояса карелид. Это различие проявляется не только в рассмотренных особенностях метавулканитов, но и в распространении крупных масс базит-гипербазитовых интрузий предкарельского или раннекарельского возраста в имандра-варзугской части пояса, а позднекарельского — в районе Печенгского синклинория. По-видимому, в совокупности максимум проявления вулcano-плутонического базит-гипербазитового магматизма первого из названных этапов тяготеет к восточной части пояса и второго — к западной. Этот факт имеет достаточно важное металлогеническое значение в связи с жесткой пространственной связью сульфидного медно-никелевого оруденения с гипербазитовыми интрузивными образованиями.

В заключение краткого обзора эволюции химизма метавулканитов докембрия Кольского полуострова необходимо подчеркнуть, что на ее фоне особенно явственно выделяется этап перехода к частому проявлению типично рифтогенного геотектонического режима (Загородный, 1975; А.А.Предовский, 1973 г., 1976 б). Начало этого этапа зафиксировано в трахибазальтовом вулканизме куэтсарвинской-умбинской свит среднего карелия, по-видимому соответствующих ятулийским толщам Карелии. Последовательное увеличение роли рифтогенных геотектонических режимов от докембрия к фанерозою в итоге привело к образованию крупнейших палеозойских щелочных массивов Кольского полуострова. Важной особенностью процессов глубинного ошелочения магм для нашего региона, по-видимому, следует считать его последовательное проявление в докембрии сначала для расплавов кислого и среднего состава, затем для основных, пикритовых и ультраосновных. Это обстоятельство прямо отражает специфику древнейших этапов развития Земли.

## ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

До настоящего времени не используется в должной мере информация, скрытая в первичных особенностях химического состава метаморфизованных осадочных и магматических пород докембрия, особенно та ее часть, которая отражает дометаморфические палеотектонические условия их формирования. Разработка методов прочтения этой информации может иметь большую научную и практическую ценность, так как это существенно увеличило бы достоверность формационной интерпретации древнейших комплексов пород, нередко сохранившихся лишь фрагментарно. Иначе говоря, недостаток геологических сведений о древних супракрустальных комплексах может быть для их формационного анализа хотя бы частично возмещен данными по первичным палеотектоническим условиям формирования, если эти данные будут получены путем палеотектонической интерпретации петрогеохимических характеристик метаосадков и метавулканитов (и метамагматитов вообще), слагающих анализируемые комплексы. Уже отмечалось, что решению данной задачи мешает отсутствие систематических материалов по химизму неметаморфизованных фанерозойских толщ и формаций. Этот недостаток не восполняется работами А.Б.Ронов и его коллег (1965, 1966), хотя и весьма интересными и важными, но относящимися лишь к обобщенному сечению платформа-геосинклиналь.

Наиболее плодотворное направление формационного анализа, базирующееся на известных принципах Н.С.Шатского и Н.П.Хераскова, по существу, признает в качестве определяющего фактора геотектоническую природу формационных парагенезисов. Детальный анализ современного состояния учения о формациях, выполненный К.Л.Волочковичем (1971), В.И.Драгуновым (1971) и Д.В.Рундквистом (1978) со ссылками на И.В.Крутя, Ю.А.Косыгина, Э.И.Кутырева, А.В.Пейве, Ю.М.Пушаровского, Н.А.Штрейса, А.Л.Яншина, указывает на то, что все многообразие вопросов формационного анализа применительно к конкретным характеристикам формаций сводится к двум основным моментам: 1) характеристике парагенезиса вещества и 2) характеристике строения (структуры) формации. Таким образом, информация, заключенная в петрогеохимических особенностях парагенезисов пород, по-видимому, составляет по крайней мере половину их формационной и палеотектонической характеристики по

содержанию. Следовательно, глубокое познание химизма как отдельных разновидностей пород, так и их ассоциаций имеет исключительно важное значение для познания первичных палеотектонических условий их формирования и тем самым для вскрытия их формационной сущности. Автору ранее уже приходилось обращать внимание на то, что особую ценность подобная палеотектоническая информация имеет тогда, когда она получена независимыми путями, по генетически различающимся породам – метасадкам и метавулканитам (Предовский, 1970, 1974).

Попытки выхода на палеотектоническую интерпретацию петрогеохимических особенностей парагенетических ассоциаций горных пород, таким образом, необходимы и плодотворны, несмотря на то что даже сама по себе геотектоническая терминология, относящаяся к рассматриваемому кругу вопросов, является нередко противоречивой и неоднозначной. Оптимальным, на наш взгляд, представляется путь с использованием понятий о тектонических режимах, в которых интегрированы представления о тектонических и палеотектонических условиях петрогенезиса.

В наиболее отчетливом виде представления о тектонических режимах сформулированы В.В. Белоусовым (1975, 1978). При этом общие геотектонические режимы материков именуются им „эндогенными режимами“, что кажется не вполне корректным. Оставляя в стороне эту деталь, отметим, что в указанной и других работах В.В. Белоусова рассматриваются крупные категории – классы геотектонических режимов, которые в свою очередь подчинены „эндогенным циклам“, таким, например, как герцинский, каледонский и др. В обсуждаемом плане интересуют тектонические режимы, которые можно было бы, к примеру, именовать частными или даже элементарными и которые соответствуют времени формирования отдельных толщ или формаций. Выявление и изучение таких элементарных режимов позволило бы конкретнее, шаг за шагом, проследить эволюцию тектонических условий формирования парагенезисов горных пород. Однако в геологической литературе еще нет разработанных методик и представлений об элементарных тектонических режимах, хотя обычное применение слова „анализ“ к формационным, например, исследованиям, казалось бы, должно быть обеспечено и наличием аналитического этапа исследований, в которых на деле нередко господствует синтез без достаточного предшествующего анализа. В особенности это относится к работам по формационной принадлежности докембрийских комплексов.

Тем не менее можно попытаться сформулировать определяющие особенности элементарных тектонических режимов, проистекающие из уже признанных особенностей классов геотектонических режимов. Воспользуемся для этого работами В.В. Белоусова (1975, 1978). В них в качестве таких определяющих особенностей названы следующие: 1) характер и степень проницаемости земной коры для магмы и глубинных флюидов, 2) характер и интенсивность магматизма, 3) проявление регионального метаморфизма и гранитизации, 4) степень

контрастности глыбово-волновых колебательных движений коры, 5) соотношение между поднятиями и опусканиями коры, 6) характер дислокаций. С учетом принципиальных положений автора, касающихся оценки тектонического режима (Предовский, 1970), можно все перечисленные особенности, по существу, свести к двум: 1) преобладающей тенденции к восходящим или нисходящим движениям и 2) характеру и степени тектонической стабилизации или активизации рассматриваемых областей, выражающейся в однородности и интенсивности тектонического расчленения (разрушения) их фундамента.

Сочетание двух названных обобщенных факторов в разных соотношениях может определить с известным приближением все многообразие частных тектонических режимов. Петрогеохимические данные, хотя и в разной мере, могут быть использованы для характеристики обеих названных главных особенностей тектонических (палеотектонических) режимов. Кроме того, они могут в той или иной степени послужить для оценки ряда и других особенностей, которые в совокупности, вероятно, составляют полное описание элементарного тектонического режима. Все эти дополнительные характеристики, перечисляемые далее, относятся к конкретному проявлению тектонических движений, т.е. ко второй, главной, характеристике режима. Это их скорость, глубинность, длительность, равномерность во времени и пространстве, приуроченность к линейным или изометрическим зонам. Анализ таких характеристик, подобно палеогеографическому анализу, требует геологических и петрогеохимических сведений, привязанных к пространственным, площадным координатам, т.е. к картографическому материалу, хотя бы условно.

Не останавливаясь подробнее на характеристике и номенклатуре частных тектонических режимов, что является задачей будущего, заметим, что дальнейшее изложение проходит на основе высказанных представлений.

Одним из существенных вопросов в познании тектонических режимов прошлого признано выявление эпох стабилизации, выветривания и формирования поверхностей выравнивания. Применительно к докембрию эта проблема была в свое время признана актуальной отечественными и зарубежными исследователями (Полканов, 1935; Sederholm, 1931) и освещалась в ряде публикаций (Гилярова, 1948; Кратц, 1963; Сидоренко, Лунева, 1961; Харитонов, 1966; Эскола, 1967). На новом этапе изучения экзогенной геологии докембрия была показана высокая эффективность анализа древнейших кор выветривания, поверхностей выравнивания и изучения переотложенных продуктов выветривания как индикаторов уровней и типов выветривания в докембрии (Сидоренко, Чайка, 1970; Сидоренко, 1975б).

Традиционно уровни и этапы высокой тектонической стабилизации распознаются по наличию в разрезах высокоглиноземистых, первично глинистых продуктов и монокварцевых псаммитов и метапсаммитов. Таким образом, нами было намечено (Предовский, 1976б) существование 16 возможных уровней стабилизации и выветривания в докембрии восточной части Балтийского щита.

В то же время, по-видимому, существует возможность количественной оценки степени стабилизации элементарных тектонических режимов не по крайним продуктам седиментогенеза, а по любым сложным спектрам осадочных и метаосадочных образований. В работе автора 1970 г. содержались предложения по этому поводу, к которым мы возвращаемся и на этих страницах в связи с важностью вопроса, а также в связи с тем, что за истекшее время другими исследователями (Лебедев, 1977; Мележик, 1977б) были получены результаты, подтверждающие правомерность подобных построений.

Собственно степень стабилизации тектонического режима наиболее достоверно может быть оценена (в плане химизма) по особенностям состава первично осадочных образований. Стабилизация тектонического режима при прочих благоприятных условиях прежде всего проявляется в увеличении интенсивности выветривания пород в области питания и в росте степени осадочной дифференциации седиментогенного материала.

Как предлагалось ранее (Предовский, 1970), интенсивность выветривания приближенно может быть оценена при помощи параметра  $W$ , который рассчитывается в формульных количествах в следующем порядке:

$$W = A_{\text{ср}} + K_{\text{ср}},$$

где  $A$  и  $K$  представляют собой средние значения параметров  $A$  (частная глиноземистость) и  $K$  (соотношение щелочей, см. выше), рассчитанные из средних значений для первично глинистых и песчаных пород данной толщи, пласта или горизонта. По опыту изучения величина  $W$  меняется от первых (+) единиц до +100.

На величину параметра  $W$ , снижая и искажая его, существенно влияют процессы седиментационного смещения, связанные с влиянием вулканогенного материала. Показатель интенсивности выветривания, как показывают проведенные исследования, в конкретных сечениях метаосадочных толщ может ощутимо снижаться после высоких значений или же возрастать вверх по разрезу. В первом случае чаще всего ситуация определяется процессами опережающего, предшествующего выветривания. Во втором — она связана с нарастающим выветриванием, определяемым ростом тектонической стабилизации во времени. Это не только теоретически ожидаемые, но и обычно распространенные случаи, хотя существуют и более сложные варианты.

Степень осадочной дифференциации, как нами предлагалось и ранее, может быть охарактеризована величиной параметра  $d$ , рассчитываемого в следующем виде:

$$d = \frac{A_{\text{пл}}}{F_{\text{пс}}} \cdot 1000,$$

где  $A$  – среднее значение параметра  $A$  для пелитов (метапелитов) исследуемой толщи, а  $F_{\text{ПС}}$  – среднее для ее псаммитов (метапсаммитов) или вообще метаморфизованных кластогенных пород. Сущность данного параметра заключается в том, что чем более зрелы и чисты от примесей глины и чем ближе к монокварцевым песчаники данной толщи, тем более полно проявилась при ее формировании осадочная дифференциация. В отдельных случаях могут сравниваться не только средние, но и максимальные значения параметра  $d$ . Пределы его колебаний в изученных случаях – от 0,6 до  $n \cdot 100$ .

Предлагаемые параметры оценки общей стабилизации тектонического режима безусловно нуждаются в улучшении и уточнении. В настоящее время такая работа проводится на большом новом фактическом материале с использованием методов математического обобщения.

Рассмотрим некоторые примеры. Для более ясной их привязки приводится обобщенная схема тектонического районирования раннего докембрия востока Балтийского щита, выполненная с использованием данных Л.Я.Харитонова, П.Эскола, А.Симонена (рис.25). Схема является упрощенной, но она последовательно отражает изложенный выше принцип выделения тектонических режимов (а значит, и соответствующих областей и зон) по независимым показателям – преобладающей тенденции к воздыманию или погружению и степени тектонической активизации (прежде всего активизации и разрушения древнейшего фундамента). Несмотря на упрощение, схема достаточно отчетливо отражает закономерное симметричное расположение сравнительно более активизированных зон относительно древнейшего устойчивого континентального блока региона – Карельского массива Л.Я.Харитонова (1960, 1966). Схема объединяет весьма длительно развивавшиеся комплексы пород и поэтому в дальнейшем должна быть представлена в виде серии схем, относящихся к разным этапам раннедокембрийской истории.

Наиболее высокие уточненные значения показателей выветривания и осадочной дифференциации получены для метаосадочных образований зон стабилизированных прогибов. Так, параметр  $W$  для сланцевого комплекса кейв и ятулия Карелии составляет соответственно 99 и 70,  $d_{\text{ср}}$  – 26 и 8,  $d_{\text{max}}$  – 70 и 1000.

Характеристики параметров  $W$  и  $d$  для ряда толщ различных по тектоническому положению зон приведены в табл.11 и 12. Усредненные общие характеристики показаны в табл.13. Из таблиц видно, что помимо положения в общей схеме тектонического районирования на величину параметров  $W$  и  $d$  влияет принадлежность к тектонически различающимся этапам развития, что еще раз убеждает в важности изучения элементарных палеотектонических режимов и их эволюции.

Степень предшествующего и синхронного выветривания исходных пород для осадочных (и метаосадочных толщ), на которую, как известно, чрезвычайное влияние оказывает климатический режим, и степень осадочной дифференциации, – по-видимому, только исходные

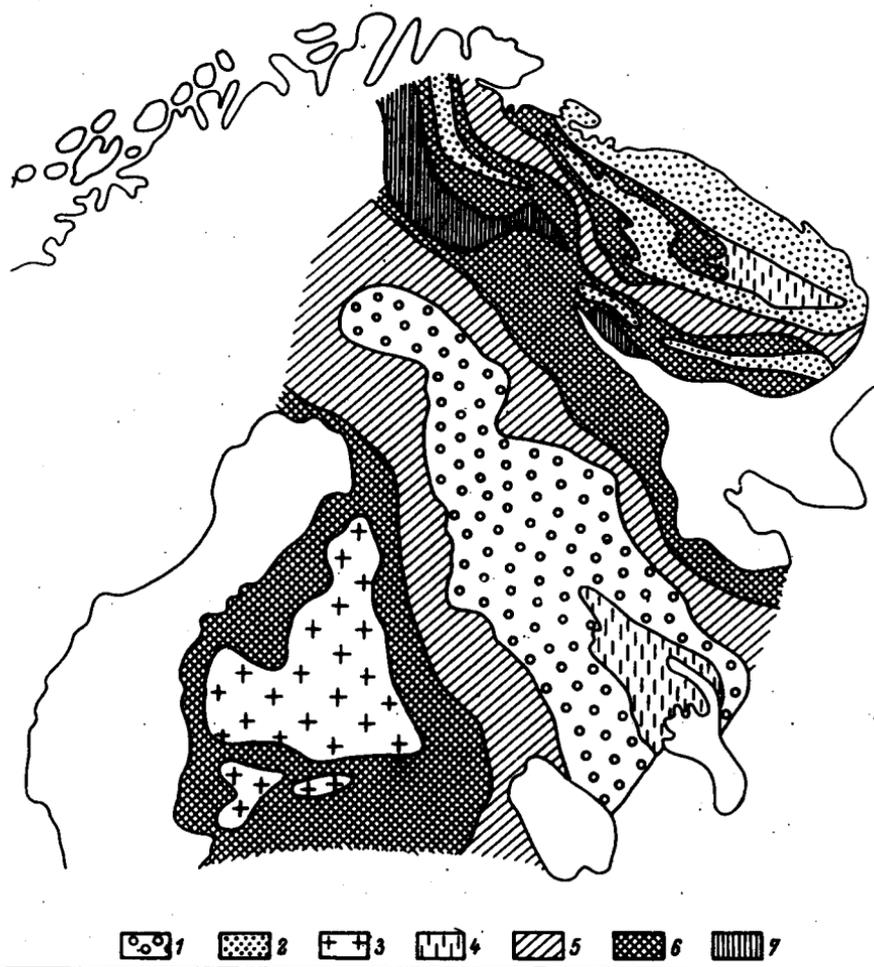


Рис. 25. Схема тектонического районирования раннего докембрия востока Балтийского щита (на основе данных Харитонов, 1960, 1966; Эскола, 1967, с изменениями, уточнениями).

Области и зоны поднятия: 1 – стабилизированные (Карельский массив с перекрывающимися образованиями); 2 – средней степени активизации (Мурманский блок, Центрально-Кольский антиклинорий, Терско-Нотозерский антиклинорий); 3 – интенсивно активизированные и преобразованные (Центрально-Финляндский гранитный плутон).  
 Области и зоны прогибания: 4 – стабилизированные (Кейвский массив, Онежский прогиб); 5 – умеренно активизированные (типичный карелий); 6 – активизированные в средней и высокой степени (типичные свекофениды и беломориды); 7 – максимально активизированные (тип гранулитового комплекса).

Т а б л и ц а 11

Приближенные количественные характеристики интенсивности выветривания исходных пород и степени дифференциации метаосадков активизированных в средней и высокой степени зон прогибания архея-докарелия (беломорско-кольский, тундровый и кейвский комплексы и их аналоги)

Серии и комплексы	Дополнительные параметры состава		
	$W_1$	$d_{cp}$	$d_{max}$
Хетоламбинская толща беломорид	33	2	10
Лоухская (и отчасти хетоламбинская) толща Кольского района	50	1	4
Лоухская толща беломорид	54	0.60	10
Тикшезерская серия	60	3	12
Пебозерская серия	35	1	5
Гнейсы и сланцы зоны Тампере, Финляндия	45	2.6	5
Гнейсы и сланцы Юго-Западной Финляндии	50	0.9	6

величины, по которым может быть оценена тектоническая стабилизация — ее полнота и продолжительность. В грубом варианте тектоническая стабилизация будет прямо пропорциональна полусумме этих величин, а активизация — обратно пропорциональна. Наибольшая величина полусуммы величин  $W$  и  $d$  выявлена для средней характеристики сланцевого комплекса Кейв (85), а наименьшая (7) — для нижнеполисарской подсвиты зоны Имандра-Варзуга, в составе которой существенную роль играют несортированные конгломераты. В усредненных оценках рассматриваемая полусумма для стабилизированных прогибов равна  $\sim 49$ , для умеренно активизированных прогибов  $\sim 30$ , а для прогибов, активизированных в средней и сильной степени,  $\sim 20$ . Таков получающийся порядок приближенных оценок, весьма грубых и еще не учитывающих однородности тектонических процессов на площади, но вселяющих некоторые надежды на получение в будущем ряда характеристик, более строгих количественно, описывающих элементарные тектонические режимы.

В изложенном виде показатели палеотектонических режимов могут быть использованы для построения простых сравнительных графиков тектонической активности-стабильности по различным зонам

Т а б л и ц а 12

Приближенные количественные характеристики интенсивности выветривания исходных пород и степени дифференциации метасадков умеренно активизированных зон прогибания карелия

Серии, толщи и комплексы	Дополнительные параметры состава		
	W	$d_{cp}$	$d_{max}$
Серия оутокумпу, Финляндия	35	0.70	-
Полисарская свита зоны Имандра-Варзуга	13	1	1.5
Питкярантско-ятулийская серия Северного Приладожья	63	6	12
Вторая осадочная толща Печенги	87	1.7	4
Умбинская свита зоны Имандра-Варзуга	46	2	2.5
Третья осадочная толща Печенги	62	0.5	2.2
Ильмозерская свита зоны Имандра-Варзуга	59	0.5	0.9
Четвертая осадочная толща Печенги	46	0.6	1.8
Панареченская свита зоны Имандра-Варзуга	57	2	3
Ладожская серия	55	0.8	3

П р и м е ч а н и е. Данные по зоне Имандра-Варзуга получены В.А. Мележином (1977а) при участии автора.

Т а б л и ц а 13

Сопоставление приближенных количественных оценок выветривания и осадочной дифференциации для метасадочных толщ областей преобладания различных палеотектонических режимов

Типы зон по тектоническому режиму	Дополнительные параметры состава		
	$W_1$	$d_{cp}$	$d_{max}$
Стабилизированные прогибы	80	17	>530
Умеренно активизированные прогибы	58	2.4	>4
В средней и сильной степени активизированные прогибы	40	1.6	9
Умеренно активизированные поднятия	48	1.6	35

в координатах временной последовательности и в пространстве. Они при достаточно детальных работах могут послужить основой для построения и анализа площадных схем, что важно при сравнении разобренных и нередко фрагментарных докембрийских осадочно-метаморфических толщ. Так, например, подобные методические приемы несомненно будут полезными при попытках выявления фрагментов толщ, относящихся к кейвскому комплексу за пределами зоны Кейв, и при исследованиях по реконструкции черт первичного распределения в пределах региона этих толщ, некогда занимавших, судя по всем данным — геологическим и литолого-геохимическим, значительные площади.

Учет петрогеохимических особенностей метаосадочных толщ для оценки значимости отдельных перерывов и этапов тектонической стабилизации представляется весьма важным. Так, например, нами ранее (Предовский и др., 1971) с учетом петрогеохимических данных была показана большая значимость перерывов в образовании второй и четвертой метаосадочных толщ Печенги сравнительно с третьей (рис.26). С такой трактовкой некоторые авторы были несогласны (Н.Б.Бекасова и др., 1974 г.), поскольку она вступала в противоречие с их общими схемами расчленения и периодизации карелия Кольского полуострова. Последующие работы как на Печенге (Предовский и др., 1974), так и в зоне Имандра-Варзуга (Мележик, 1977б; Мележик, Предовский, 1978) на стратиграфических аналогах печенгских толщ подтвердили правильность наших предположений. Рис.26 наглядно показывает, что неодинаковая значимость этапов тектонической стабилизации позволяет, во-первых, рассматривать вторую и третью (осадочные и вулканические) толщи Печенги в качестве органически единой последовательности, сходной по положению и значению с ятулием Карелии. Во-вторых, этап существенной тектонической стабилизации, отделяющий четвертую толщу Печенги от третьей, по-видимому, указывает (наряду с комплексом других независимых признаков) на ее принадлежность к следующему крупному уровню и этапу, сопоставимым с заонежско-суйсарским в Карелии.

Из перечисленных выше особенностей палеотектонического режима наиболее подготовленной для обсуждения в рассматриваемом аспекте для магматитов представляется стабилизация. По данным Ю.М. Шейнманна (1961, 1968), обобщившего значительный литературный материал и выводы предшествующих исследователей, щелочные магматиты свойственны тектонически спокойным областям, в особенности таким, в которых стабилизация сменила во времени достаточно активное тектоническое развитие. В соответствии с данными В.И. Гоньшаковой (Гоньшакова, и др., 1971) и проведенным нами анализом большого объема геолого-геохимических сведений по различным режимам можно достоверно считать, что подобные области в период стабилизации обнаруживают тенденцию к медленному устойчивому воздыманию, т.е. в потенциале являются рифтогенными. С учетом сделанных замечаний можно сформулировать вывод о том, что сте-

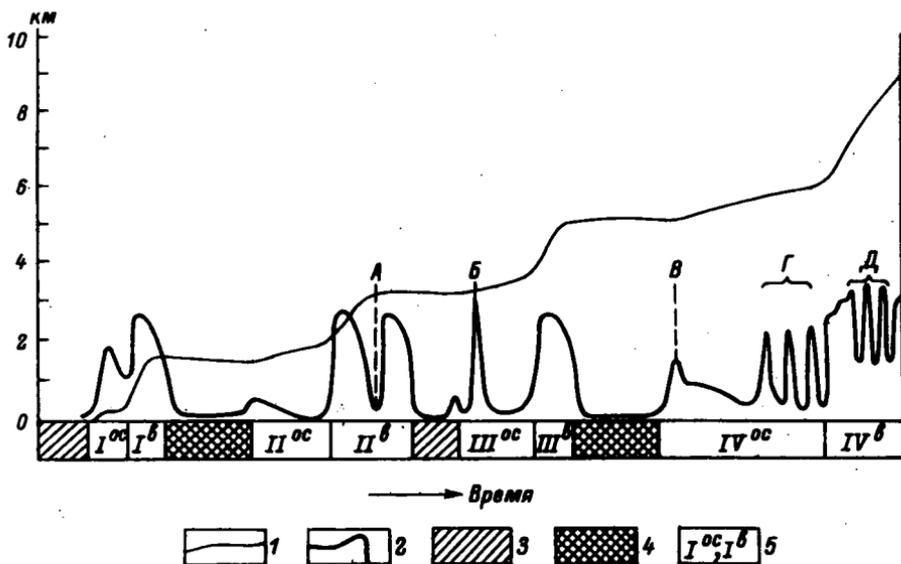


Рис. 26. Схема тектонического развития северной зоны Печенги во времени (Предовский и др., 1971).

1 - кривая абсолютного погружения; 2 - интенсивность тектонических движений в условном масштабе; 3 - периоды тектонической стабилизации; 4 - периоды высокой тектонической стабилизации; сопровождавшиеся интенсивным выветриванием, возможно, особо длительные; 5 - осадочные и вулканические толщи (А - перерыв внутри второй вулканической толщи, Б - „аркозовый пик“, возможно отвечающий оживлению глыбовых движений, В - горизонт грубообломочных пород в низах четвертой осадочной толщи, Г - эпизодические - регрессивные - прослои конгломератов в верхах четвертой осадочной толщи, Д - максимумы и минимумы, соответствующие резкой смене состава отдельных горизонтов метавулканитов).

пень щелочной эволюции мантийных и коровых магм и соответственно щелочность продуктов их консолидации прямо отражает длительность периода тектонической стабилизации и постепенного воздымания, предшествовавшего их внедрению и излиянию. При этом степень увеличения щелочности должна оцениваться обязательно сопоставимым образом для щелочных производных различных по начальной основности исходных магм.

По нашим данным, рассмотренным выше и согласующимся с выводами Ю.М. Шейнманна (1961), процесс щелочной эволюции может проявиться для разных исходных магм - от ультраосновных до кислых. При этом наиболее общей особенностью щелочной эволюции является снижение основности (фемичности) ее продуктов, прямо связанное с ростом содержания щелочей, что, по-видимому, определя-

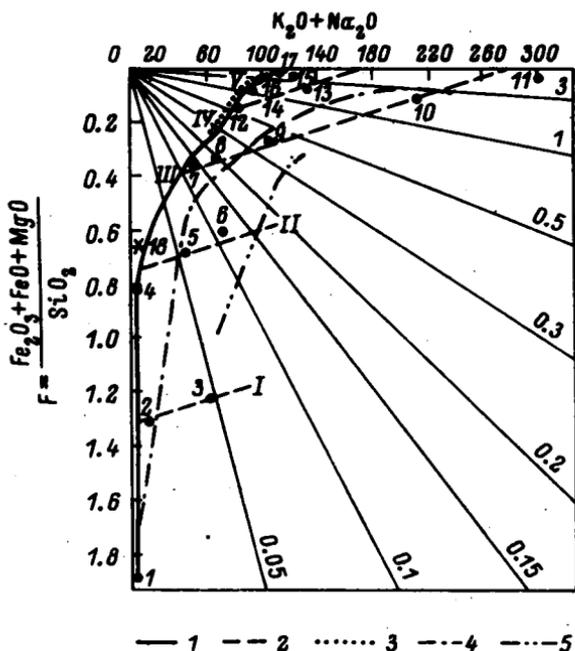


Рис.27. Диаграмма фемичность—общая щелочность, показывающая соотношения различных по основности магматитов и их щелочных производных.

Радиальные прямые — изолинии  $r\alpha$  (относительной щелочности). Осевые направления щелочной эволюции различных разновидностей исходных магм: I — ультраосновной, II — пикритовой, III — основной, IV — средней, V — кислой. На диаграмме примеры пород (из А.Н. Заварицкого, Р.Дэли): 1 — дунит; 2 — амфиболовый перидотит; 3 — слюдяной перидотит; 4 — пикрит (Печенга, данные Ж.А.Федотова и автора — Предовский и др., 1974); 5 — горнблендит; 6 — лимбургит; 7 — габбро; 8 — спилит; 9 — трахибазальт; 10 — луаврит; 11 — уртит; 12 — авгитовый андезит; 13 — трахит; 14 — дацит; 15 — комендит; 16 — риолит; 17 — кварцевый кератофир; 18 — средний состав базальтов лунных морей (по А.П.Виноградову, 1971). Условные обозначения: 1 — ряд пород нормальной щелочности; 2 — осевые направления щелочной эволюции магм; 3–5 — соответственно тихоокеанская, атлантическая и средиземноморская группы вулканитов (по А.Ритману, 1964).

ется открытым характером систем, в условиях которых генерируются щелочные магмы (Предовский, Каржавин, 1973) и выносом фемических компонентов при росте содержания щелочей. Степень щелочной эволюции магматических образований может быть условно оце-

нена по изменению величины коэффициента относительной щелочности ( $r\alpha$ ), который предлагается рассчитывать в формульных количествах:

$$r\alpha = (\text{Alk}_{\text{общ}}/F) \cdot 100.$$

В качестве примера могут быть рассмотрены параметры состава в ряду щелочной эволюции базитов (рис. 27). Так, средняя величина фемичности ( $F$ ) для нормальных базитов приближается к 0.370, а общая щелочность (сумма щелочей, тоже в формульных количествах) — к 50. Для типичных трахибазальтов и эссекситовых габбро фемичность колеблется в пределах от 0.300 до 0.240, а общая щелочность — соответственно от 85 до 120. Для одного из типичных малиньитов, относящихся, по нашему мнению, к представителям щелочной эволюции базитов, рассматриваемые величины составляют 0.200 и 140, а для одного из крайних членов этой эволюции — хибинита — 0.06 и 220. Рассмотренный ряд характеризуется последовательным изменением коэффициента  $r\alpha$ , которое приблизительно оценивается рядом величин: 0.14—0.40—0.70—4.00. В соответствии с различием величин  $r\alpha$  для трахибазальтов и хибинитов можно предполагать, что длительность предшествующей им стабилизации различается примерно на порядок. Если сравнивать соответствующие величины  $r\alpha$  для метатрахибазальтов второй толщи Печенги (имеются в виду данные, полученные совместно с Ж.А. Федотовым) и нефелиновых сиенитов Хибин, то в предположительной форме можно считать, что степень или длительность стабилизации тектонического режима, обеспечившей формирование Хибинского массива, была примерно в двадцать раз большей, чем длительность стабилизации движений, предшествовавшая появлению трахибазальтов Печенги.

Это предположение в общих чертах согласуется с геохронологическими данными. Таким образом, уровень щелочной эволюции пород может отражать степень (длительность) тектонической стабилизации и оцениваться путем сравнения величин коэффициента  $r\alpha$  для щелочных и исходных магматических образований. Наиболее целесообразно такие расчеты производить на усредненных составах генетически однородных ассоциаций или комплексов пород.

Активизация тектонических движений, сопровождающаяся ростом их скорости, амплитуды и контрастности, как показывает проведенный нами анализ собственных и литературных данных, по-видимому, может оцениваться прямо по росту основности в ряду родственных магматитов. Это предположение сохраняет свою силу при разных модельных вариантах глубинного маглообразования, т.е. при допущении как зонального строения коры и мантии, так и происхождении наиболее основных пород в качестве гравитационных фракционатов или тугоплавких остатков. Рассмотрение закономерностей эволюции карельского комплекса Печенги (Предовский и др., 1971, 1974) по-

казывает, что в периоды наибольшей активизации движений основность в ряду базит-гипербазитов возрастает. Для метавулканических пород базальтового ряда основность меняется в среднем в пределах от 0.250 до 0.420, а для метапикритов возрастает до 0.900. Прямые и косвенные геологические данные указывают на то, что наиболее основные базальты, как и пикриты, появляются в обстановке нарастающей активизации движений. Примерно параллельно росту величины общей щелочности в базит-гипербазитах Печенги растет и содержание магнезии, которое тем самым с некоторыми оговорками также может быть мерилем активности тектонического режима. Это согласуется в более широком плане с тем, что во многих фанерозойских и более древних геосинклинальных комплексах ранние и весьма активные этапы развития сопровождаются появлением офиолитовых ассоциаций, обладающих повышенной основностью (Обуэн, 1967). С ослаблением активности тектонических движений основность базитовых вулканитов обычно уменьшается. Эта особенность их химизма отчетливо проявлена на Печенге, где основность metabазальтов уменьшается в верхних частях каждой вулканогенной толщи. Геологические данные свидетельствуют о снижении в эти моменты общей активности тектонических движений в пределах синклинория.

Степень тектонического разрушения фундамента, охватывающего значительные его объемы, согласно существующим данным, может быть оценена по количеству среди магматитов образований корового происхождения, имеющих средний и в особенности кислый состав, что в условиях докембрия в определенной степени коррелируется с интенсивностью ультраметаморфизма. Расчет количественных показателей данного явления нами не производился. По-видимому, он должен учитывать как объем, так и особенности состава кислых магматитов.

Изучение особенностей петрогеохимической эволюции метавулканитов, как показывает наш опыт исследований, может дать материалы для суждения об общей степени активизации магмообразования в коровых и подкоровых зонах, что прямо связано с масштабом общей тектонической активизации. На примере Печенги (Предовский и др., 1971, 1974, 1976а) нами рассматривались случаи развития во времени все более глубоких очагов генерации пикритовых магм или синхронного функционирования разноглубинных очагов базитовых и пикритовых магм. Выше, в разделе по эволюции метавулканитов, приводилось предположение автора о возможности расходящейся эволюции состава вулканитов (в отличие от гомо- и антидромной тенденций). При этом на определенных этапах развития крупных структурных зон расширяется спектр магматитов, т.е. синхронно появляются как все более основные, так и все более кислые вулканиты. По мнению автора, это говорит о расширении по вертикали зоны магмообразования с появлением разноглубинных очагов. Причина явления, по-видимому, кроется в увеличении мощности слоя коры и подкоровых зон, охваченного тектонической активизацией. Необходимо оговориться,

что здесь, как и во всей работе, автор пользуется терминами „активизация” и „активность” в их первичном, прямом смысле, полагая, что наиболее активизированными тектонически являются типично геосинклинальные зоны и области.

Таким образом, степень проявления расходящейся эволюции состава метавулканитов, широта спектра участвующих образований, средний уровень их фемичности и граничные ее значения могут служить петрогеохимическим показателем степени тектонической активности, глубины и мощности зоны, охваченной тектонической активизацией. Мы не приводим здесь конкретных параметров оценки такой тектонической активизации, но они, видимо, могут быть рассчитаны по значениям параметров фемичности-общей щелочности, например, по классификационным диаграммам магматитов для определенных этапов развития отдельных зон.

Наиболее интересным и достоверным, что необходимо отметить в заключение данной части работы, является сопоставление характеристик палеотектонических режимов, полученных независимо по метаседиментитам и метамагматитам. Такая информация, как прошедшая внутреннюю проверку по существенным показателям экзогенных и эндогенных процессов, может быть использована для обобщений, формационного и металлогенического анализа.

## ГЕОИСТОРИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

Выявление общих закономерностей эволюции экзогенных и эндогенных процессов докембрия в конечном счете важно в двух аспектах – для познания ранних этапов становления и развития земной коры и для правильной оценки металлогенических перспектив метаморфических и магматических комплексов докембрия. Применительно к экзогенному и метаморфогенному кругу явлений это положение обосновано в работах А. В. Сидоренко (1975, а, б, 1977), а применительно к магматизму – в трудах ряда специальных совещаний (Проблемы докембрийского магматизма, 1974). С этих позиций может рассматриваться и совокупность петрогеохимических данных по метаморфическим и магматическим комплексам докембрия. Ниже излагаются некоторые результаты анализа этих материалов, частично отраженных в предыдущих частях работы, применительно к проблеме периодизации геологических событий докембрия и оценке их металлогенических перспектив. Изложение ведется для территории восточной части Балтийского щита.

По признанию многих исследователей (Международный стратиграфический справочник, 1978; Стратиграфический кодекс СССР, 1977) периодизация геологической истории Земли и особенно ее докембрийской части должна строиться на основе комплексного подхода, с учетом сложных системных связей геологических процессов и объектов. В этом комплексе немаловажное значение имеет и петрогеохимический подход, углубляющий наши знания специфических черт тех или иных явлений. Анализ значительного по объему материала приводит автора к выводу о том, что дальнейшее уточнение периодизации докембрия должно учитывать конкретные особенности тех или иных этапов развития без превентивного применения готовых „сценарных“ схем последовательности событий в различных геотектонических условиях.

Кроме того, по-видимому, имеют серьезные основания попытки многих авторов отойти от прежнего использования или вообще отказаться от терминов и понятий „архей“ и „протерозой“. Можно с большой долей уверенности предполагать, что причин у такой ситуации две. Во-первых, это многовариантность конкретного применения названных терминов к различным регионам, существенно препятствующая корреляции докембрийских образований. Во-вторых,

давно наметившаяся в геологии докембрия потребность в выделении подразделений наиболее высоких рангов, аналогов которым в объеме фанерозоя нет и не может быть из-за его сравнительно ограниченной длительности.

За последние годы в нашей стране предпринято по крайней мере две попытки разрешения указанных трудностей. Первая из них — это публикация общей стратиграфической шкалы докембрия Л.И. Салопы (1973), вторая — схема расчленения докембрия СССР, принятая Уфимским совещанием 1977 г. (Келлер и др., 1977). Обе эти попытки безусловно являются важными вехами в периодизации докембрия, но не снимают полностью имеющихся трудностей. Так, схема, принятая Уфимским совещанием, справедливо снижая верхнюю границу архея, по-видимому, неоправданно отменила средний протерозой и ввела огромный по объему нижний протерозой, в принципе повторяющий афебий Стоквелла (Stockwell, 1964, 1968). В результате получилось так, что в новом объеме нижний протерозой по названию, значению и стратиграфическим функциям не заменил традиционные крупные подразделения и вместе с тем не стал столь необходимым подразделением наивысшего ранга. Аналогичное решение проблемы имеется и в работе М.А. Семихатова (1974), а протерозой Л.И. Салопы (1973) непомерно велик. Таким образом, попытки дальнейшего уточнения схемы периодизации докембрия должны быть продолжены.

В 43-х годах Г.Штилле ввел в геологию понятия о двух крупнейших этапах развития Земли — протогее и неогее. Это была периодизация с чисто тектонических позиций. И.В.Бельков (1975) вернулся к терминологии Г.Штиллы, введя дополнительно понятие о „мезогее“. Границы „прото-“, „мезо-“ и „неогей“ И.В.Белькова установлены прежде всего на основании собственно геотектонических признаков. Эта работа — еще одна попытка уточнения периодизации истории докембрия и Земли в целом.

Рис. 28 показывает часть фактической канвы и результатов обобщения геологических и петрогеохимических данных, на основе которых ниже конспективно излагается наш вариант периодизации докембрия. Этот вариант предлагается в качестве рабочей гипотезы и безусловно нуждается в дальнейшей проверке и разработке.

Прежде всего обращает на себя внимание наличие древнейшего фундамента докембрия, о котором среди отечественных исследователей применительно к Карело-Кольскому региону наиболее определенно высказывался Л. Я. Харитонов (1966), в известной мере возродивший на новом качественном уровне взгляды Я. Седерхольма. Для Кольского полуострова этот вопрос специально обсуждался автором (Предовский, 1969, 1971 — публикации докладов, сделанных в 1967, 1969 гг.), а также И.Д. Батиевой и И.В. Бельковым (1968), П.М. Горяиновым (1971, 1976), В.Г. Загородным (Загородный и др., 1970).

Состав древнейшего фундамента преимущественно гранитоидный, причём в нем участвуют породы как магматического, так и ультраметаморфического ряда. Слово „древнейший“ по-видимому, следует

Крупнейшие подразделения	Комплексы	Уровни разреза в ранге серий или близкие к ним	Общая характеристика тектон. режима	Распространенность некоторых типов пород в общ. разрезе			
				Высококальциево-земистые	Углеродистые	Карбонатные	Вулканические
Мезозон	Вендский	Баргоутный					
		Эйновский					
	Рифейский	Волоковой					
		Кильдинский и чаповский					
		Терский					
		Цотнильский и турбинский					
	Карельский	Хогландский					
		Ладожский					
		Заднежеско-суйсарский					
		Ятулийский					
Сариольский							
Палеозон	Кейвский	Сутийский					
		Пебозерский					
		Тикшезерско-кейвский					
	Тундровый	Лебяжинский					
		Понойский					
	Кольский	Лоухский					
		Хеталамбинский					
		Верхнекеретский					
Протозон	Баренцево-морский	Не выделены	Стабил.-актив. ↔	Увеличение общего количества рассматриваемых пород в разрезе →			
			Погр.-воздыт. — — — — —				

Рис. 28. Схема периодизации и распространность некоторых типов пород докембрия восточной части Балтийского щита.

понимать как „древнейших из известных“, так как исторически ему несомненно предшествовали иные образования и, вероятнее всего, более основного состава. Таким образом, под древнейшим фундаментом докембрия региона здесь понимается комплекс преимущественно гранитоидных пород, служащий основанием для несомненно супракрупных толщ архея, обнаруживающий признаки глыбового расчленения в архейское время, причем это расчленение влияло на мощности и дометаморфический характер позднее метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ архея. Породы древнейшего фундамента изредка обнаруживают неясные следы стратификации и такие реликтовые особенности состава, которые позволяют предполагать в них участие и первично экзогенных образований. Поэтому древнейший фундамент докембрия может рассматриваться как сиалический продукт многократного преобразования совокупности эндогенных и экзогенных образований внешней твердой оболочки планеты. С этой точки зрения его нельзя считать „протокорой“, которая, по-видимому, имела более основной состав. Возраст главного этапа формирования древнейшего фундамента достоверно не известен. Он может, вероятно, приближаться к 4 млрд лет или превосходить эту величину.

Этот древнейший из известных комплексов региона, к которому еще в 1967 г. С.И. Макиевский (1973) впервые применил собственное наименование „баренцевоморский“, что может быть сохранено за ним, по своему составу, типу структур отличается от перекрывающих его архейских образований и может рассматриваться в качестве доархейского. По-видимому, его становление (может быть, и не повсеместное, если иметь в виду весь докембрий Земли) завершает первый крупнейший этап геологического развития планеты, который может быть назван протохроном (рис.28). Мы не используем в данном случае основу „гей“, поскольку проблема периодизации рассматривается здесь не только в структурно-тектоническом плане, а как комплексное отражение результатов многих процессов. Слово „хрон“ избрано в связи с его наиболее общим временным звучанием. Заметим, что применение его в качестве обозначения подразделения низшего ранга в хроностратиграфии по рекомендации Международной подкомиссии по стратиграфической классификации МСГН (Международный стратиграфический справочник, 1978) вряд ли целесообразно именно из-за того, что оно отражает время в целом.

Можно предполагать, что в состав образований, относящихся к доархею, со временем будут включены не только гранитоидные, но и более основные породы, формировавшиеся одновременно или на более ранних стадиях протохрона.

Следующим крупнейшим этапом развития докембрия по предлагаемой схеме является палеохрон. Свидетельства его реальности более полны, чем для протохрона. Его длительность ориентировочно оценивается примерно в 1,4–1,5 млрд лет (от > 3500 до > 2100–2200 млн лет геологического времени). В числе геологических образований, возникших на этом этапе, и собственно архейские, и нижнепротерозойские, как они понимались нами (Предовский, 1976 а, б) до решений Уфимского совещания 1977 г.

Среди собственно архейских образований палеохрона, по-видимому, могут быть выделены нижнеархейские (кольский или беломорский комплекс) и верхнеархейские (тундровый комплекс - см. рис. 28). Такое расчленение, несколько условное, предлагается на основе данных по Кольскому региону, где, по-видимому, внутри собственно архея существует уровень проявления древнейших конгломератов, вероятнее всего лежащих в основании верхнеархейских толщ. Намечаемое разделение собственно архея на два крупных комплекса, возможно, выглядит преждевременным, но это делается автором умышленно, в порядке постановки вопроса, тем более что уже имеются сторонники и такой позиции.

Верхнюю часть толщ, по времени возникновения относящихся к протохрону, как уже отмечалось, представляют бывшие нижнепротерозойские образования, рассматриваемые нами в составе кейвского комплекса. В него по предлагаемой схеме входят как наиболее ранние гнейсо-сланцевые толщи с типогенным присутствием высокоглиноземистых метасадков (собственно тикшезерско-кейвский уровень и его стратиграфические аналоги), а как наиболее поздние - сумийские толщи (тунгудско-надвоишкая серия Карелии и стрельнинская серия Кольского полуострова).

Обратим внимание на сложность вопроса о том, целесообразно ли применение к кейвскому комплексу (в нашем понимании) понятия „архей“. В схеме, принятой Уфимским совещанием 1977 г., лопские образования Карелии отражены в рубрике „архей“. К ним относятся и образования тикшезерско-кейвского уровня, однако автору представляется, что хотя толщи кейвского комплекса (в нашем объеме) и относятся к палеохрону, как и собственно архейские, но в эволюционном отношении отличаются от последних. Наш кейвский комплекс близок к докарелию М. А. Гиляровой (1948) и палеопротозою Л. И. Салопа (1973). По существу изложенного палеохрон можно было бы разделить на ранний (архей) и поздний (кейвий).

В плане экзогенеза палеохрон в целом характеризуется типогенным присутствием первично каолинитовых метапелитов среди распространенных первично гидрослюдистых с повышенной железе-магнетизальностью. При этом наибольшие массы наиболее дифференцированных метапелитовых пород сосредоточены в кейвском комплексе. К нему же приурочены и углеродистые сланцы второго главного этапа накопления биогенного органического вещества (Теняков, Сидоренко, 1977), наиболее мощного в палеохроне, в отличие от первого, углеродистые метасадочные породы которого встречаются в архейской части разреза палеохрона. Построенные на основе комплекса данных приближенные кривые эволюции палеотектонического режима палеохрона указывают на его более высокую активность в архее со снижением во времени и весьма высокую стабильность в кейвское время с постепенным ростом к концу палеохрона (рис. 8). Таким образом, кейвий, как часть палеохрона, весьма значительная по протяженности во времени, характеризуется своей значительно выраженной экзогенной спецификой и нуждается в самом тщательном дальнейшем

изучении. Особенно важно отметить присутствие среди его пород первично существенно каолинистых сланцев свиты кейв с повышенным содержанием углеродистого вещества, указывающих на весьма благоприятную обстановку седиментогенеза и биогенеза.

Эндогенными особенностями палеохрона в целом (рис. 8) являются достаточно четкая склонность вулканических процессов к гомодромному развитию, существенная роль кислых метавулканитов, появление метапикритов в ощутимых количествах только к концу палеохрона и значительная роль среди базитов метавулканитов нормального по щелочности базальтового ряда. Специально подчеркнем отсутствие для всего палеохрона признаков щелочной эволюции базитовых магм и явную склонность к этому процессу сиалитов. По совокупности эндогенных признаков можно предполагать, что в течение палеохрона земная кора и мантия региона активно формировались и еще не достигли современного или близкого к нему состояния. С этим, по-видимому, прямо связано наличие очагов щелочной эволюции сиалитов и отсутствие таковых для базальтов и более основных пород.

Кейвский этап палеохрона имеет особое значение и для эндогенеза. К его окончанию или сразу после него, по-видимому, формируются значительные массы щелочных гранитов (Батиева, Ветрин, 1978; Предовский, 1978), а также расслоенные низкощелочные базит-гипербазитовые массивы мончегорского формационного типа (Жангуров и др., 1978; Предовский и др., 1976; Ж.А. Федотов и др., 1975 г.; Бекасова, Пушкин, 1977; Козлов, 1973). Вообще связь расслоенных массивов, в том числе габбро-анортозитовых (Юдин, 1973 г. с палеохроном заслуживает внимания в плане соотношения магматизма и тектонического развития.

Обратим внимание на то, что первый из достоверно устанавливаемых крупных радиохронологических „рубежей“ докембрия региона —  $2750 \pm 100$  млн лет (Ю.Д. Пушкарев и др., 1978 г.) — приходится примерно на середину палеохрона. Это перекликается в известной мере с выводом В.В. Белоусова (1978) о том, что региональный метаморфизм и гранитизация приурочены примерно к середине „эндогенных циклов“ фанерозоя и что подобная ситуация может иметь место и в докембрии. Сопоставление радиохронологических максимумов из работы Ю.Д. Пушкарева и др. (1978 г.) с результатами палеотектонической интерпретации петрогеохимических данных обнаруживает, что эти максимумы располагаются после этапов проявления высокой тектонической активности, сопровождавшейся выраженными нисходящими движениями, и примерно синхронны со сменяющими их этапами (с их началом) относительной стабилизации на фоне восходящих движений. Иначе говоря, радиохронологические максимумы — следствие определенной цепи геологических событий, а не какого-то одноактного процесса. В этом одна из принципиальных причин „растянутости“ и непригодности радиохронологических максимумов в качестве строгих рубежей и границ. Главный их геологический смысл, вероятно, в отражении достаточно контрастных этапов инверсии текто-

нических режимов, отмеченных повышенной проницаемостью коры и проявлением разнообразных эндогенных процессов.

Остальную часть докембрия в предлагаемой схеме объединяет мезохрон, занимающий промежуточное положение между палеохроном, только что рассмотренным, и неохроном, история которого, представленная фанерозоем, по-видимому, прошла только наполовину. Мезохрон объединяет собственно карелий (в начальном смысле этого термина), бывший до решений Уфимского совещания 1977 г. столь привычным средним, а теперь ставший нижним протерозоем, и верхний протерозой. Последний в Кольском регионе представлен средним и верхним рифеем и вендом. Длительность мезохрона в принятой схеме оценивается примерно в 1.4–1.5 млрд лет (от 2100–2200 до 570 млн лет геологического времени).

Среди карельских образований, которые по нашей схеме в отличие от В.З. Негруцы (1979 г.) и ряда других исследователей начинаются с сариолия, выделяется пять уровней в ранге серий (рис.28), последний – с известной долей условности. Собственно карельский комплекс обладает рядом неповторимых черт, среди которых для Карелии особенно выделяется наличие близкой к платформенной ассоциации метаосадочных пород ятулийского уровня, для Кольского полуострова – вулканогенно-осадочные толщи с субшелочными метавулканитами основного-среднего состава и метапикритами, связанными с впервые проявленными в докембрии типично рифтогенными геотектоническими условиями (Загородный, 1975; Предовский, Каржавин, 1973; Предовский, 1976 б; Предовский и др., 1976), а для региона в целом – наличие мощных углеродистых толщ заонежско-суйсарского и ладожского уровней, близких к калевию и относящихся к третьему крупному этапу накопления биогенного углеродистого вещества (Теняков, Сидоренко, 1977).

Рифейский и вендский комплексы отличаются от карельского отсутствием вулканических образований и, по-видимому, отделены от карелия значительным перерывом и этапом выветривания (Сидоренко, Чайка, 1970; Любцов, Предовский, 1975). Вместе с тем они в определенных отношениях продолжают тенденции экзогенного и эндогенного развития коры, наметившиеся в карельское время.

В целом для мезохрона в аспекте экзогенеза на рассматриваемых территориях свойственно широкое распространение первично гидрослюдистых метапелитов со специфическим присутствием на карельских уровнях (особенно заонежско-суйсарском) метапелитов повышенной основности, связанных с влиянием синхронного и опережающего вулканизма. От нижних уровней карелия к ладожскому в целом снижается дифференцированность метапелитов, их составы становятся более монотонными, что воспроизводится и на верхнепротерозойских уровнях. Обращает на себя внимание дважды повторенное в мезохроне нарастание роли глиноземистых (метапелитовых) образований вверх по разрезу (рис.28), что отличается от схемы палеохрона. Распределение углеродистых отложений в общем сходно с распределением глиноземистых. При этом углеродистые отложения

карелия формируются в отличие от кейвья на фоне активного развития вулканических процессов. Углеродистые отложения верхнего протерозоя, развитые в небольшом масштабе, по-видимому, относятся к четвертому-шестому уровням накопления углеродистых осадочных образований по схеме В. А. Тенякова и Св. А. Сидоренко (1977).

Для мезохрона обсуждаемого региона характерно широкое проявление карбонатакопления, причем карбонатные отложения тяготеют к средним частям карельского и рифейского комплексов. Ассоциация карбонатных и глиноземистых пород, включающая и их углеродистые разновидности и метафтаниты, свойственная в особенности заонежско-суйсарскому уровню карелия, имеет важное значение для характера регионального метаморфизма карельских толщ и сопровождающего метасоматоза, поскольку такое сочетание пород приводит к возникновению особенно активных метаморфогенных флюидов вследствие флюидно-газового „дыхания“ метаморфизируемых толщ (Сидоренко и др., 1973, 1976).

Выше, в разделе по карбонатным породам, отмечалось, что переход от ятулийской к заонежско-суйсарской части разреза карелия, вероятно, знаменует собой первый достаточно достоверно распознаваемый в раннем докембрии климатический перелом — смену обстановок с признаками аридности климата на гумидные. Детальное литолого-геохимическое изучение переходных зон разрезов этого уровня может оказаться методически полезным для отыскания в разрезе докембрия и других подобных переходов. Уже сейчас могут быть предварительно намечены еще три-четыре сходных уровня смены климатических обстановок, в том числе и в палеохроне.

В плане эндогенных процессов мезохрон характеризуется резким угасанием вулканической активности при переходе от карелия к рифею. Вулканизм собственно карелия отличается от вулканизма предыдущих этапов развития преобладанием в целом базитов над средними и кислыми продуктами, значительным распространением метапикритов, четко выраженной склонностью к антидромной или расходящейся эволюции и, наконец, впервые появившимися в истории докембрия субщелочными производными базальтовой и пикритовой магм. При этом трахибазальтовые метавулканиды широко проявляются раньше, чем субщелочные метапикриты. Кроме названных продуктов щелочной эволюции магматитов в разрезах карелия присутствуют субщелочные образования среднего и кислого состава (метатрахиандезит-дациты, кварцевые метаальбитофиры).

Все названные субщелочные магматиты прямо связаны с периодическим проявлением в карельское время палеотектонических рифтогенных режимов. С учетом данных по интрузивам и магматитам региона можно сказать, что в карельское время впервые проявляется субщелочной базит-гипербазитовый магматизм. Он как бы приходит на смену субщелочному магматизму среднего-кислого состава, тяготеющему к палеохрону, постепенно вытесняя его. Это свидетельствует о том, что очаги щелочной магматической эволюции из глубоких частей сиала в карельское время перемещаются в мантию

и углубляются в нее. Данный факт неизбежно сопоставляется с рифтогенными режимами карелия и свидетельствует о том, что карельская кора и мантия были уже достаточно зрелыми и в какой-то мере в своем развитии приблизились к фанерозойским. Это очень важная особенность мезохрона. Отметим, что рифей и венд принимают карельскую эстафету проявления рифтогенных режимов, результатом чего стало формирование собственно щелочных интрузивных производных в верхнем протерозое и в наибольшем масштабе еще позднее — в фанерозое.

Как и для палеохрона, для мезохрона характерен максимум изотопных датировок эндогенной активности, тяготеющей к его средней части (1750±150 млн лет, Ю.Д.Пушкарев и др., 1978 г.). Главная часть принадлежащих ему датировок относится к послеладожскому времени, когда происходит, как и для обсуждавшегося выше максимума в палеохроне, инверсия общего тектонического режима и переход к постладожскому, по существу, орогенному заключительному этапу карелия.

Заканчивая краткую характеристику крупнейших этапов докембрийской истории региона, обратим внимание на то, что развитие практически каждого комплекса, начиная с палеохрона, завершается в обстановке такого палеотектонического режима, который замечателен сочетанием тенденций к восходящим движениям и нарастанием тектонической стабилизации (рис.28). Если учесть, что к этим стадиям нередко приурочены проявления эффузивного или интрузивного сиалического магматизма, то становится ясно, что перед нами не что иное как типичные „орогенные окончания“ определенных этапов геологического развития. На рис.28 эти стадии орогенного характера на суммирующем графике палеотектонического режима показаны штриховкой. Подобные характеристики, кроме того, свойственны и средним частям карелия и рифея (точнее, верхнего рифея), но для обоих последних случаев, когда режим является не орогенным, а типично рифтогенным, устанавливается менее интенсивно выраженная тенденция воздымания. Можно думать, что здесь видно принципиальное соотношение и различие рифтогенных и орогенных режимов, заключающееся в том, что они являются крайними членами некоего, может быть и непрерывного, ряда. В этом аспекте рифтогенные режимы можно рассматривать в некотором приближении как „замедленные“ или субстабилизированные орогенные.

Обсуждение некоторых вопросов металлогенической перспективности метаморфических комплексов раннего докембрия, вытекающее из анализа их петрогеохимической и палеотектонической эволюции, проводится далее последовательно для первично седиментогенных и затем для магматогенных горных пород и затрагивает в основном дометаморфические стадии их формирования.

Среди специфических седиментогенных образований древнейших супракратальных комплексов региона особое место занимают метосадочные породы железисто-кремнистых формаций, а среди них — сами железистые кварциты (точнее, железистые метасилициты),

охарактеризованные в работах А. А. Полканова (1935 а, б), Д. В. Шифрина (1934 г.), М. С. Точилина (1963), П. М. Горяинова (1976). Последними двумя авторами показана связь железистых кварцитов с вулканогенно-осадочными процессами. Палеотектоническая обстановка зон накопления железисто-кремнистых пород, по-видимому, может быть охарактеризована как субстабилизированная и связанная с зонами, обнаруживающими некоторую тенденцию к восходящим движениям (Горяинов, 1976; Хаин, 1964; Предевский, 1970). Этим зонам присущи признаки интенсивной глубинной дегазации, выраженные в повышенной степени эксплозивности вулканических продуктов и в следах подводно-гидротермальных поствулканических явлений.

Широко и мощно проявленный в нижнем докембрии и сокращающийся позднее процесс формирования железистых силицитов, по общему признанию, является характернейшей чертой древнейшего седиментогенеза (Проблемы образования..., 1969 г.); Докембрийские железорудные формации..., 1975 г.). Его наиболее ранние проявления относятся к архею (в нашем регионе - к кольскому комплексу с возрастом седиментации более 3 млрд лет), максимум развития в мире - ко второй половине палеохрона. К мезохрону намечается переход от прямых пространственных связей железистых метасилицитов с вулканитами к независимому их развитию вплоть до формирования железистых осадочных образований терригенного ряда. Второй половине палеохрона в особенности свойственно размещение железистых силицитов вне прямой связи с вулканитами (Домарев, 1969 г.; Бейли, Джеймс, 1975; Трендалл, 1975 а, б). Однако роль глубинных и поствулканических эксгалций в возникновении основной массы железистых силицитов признается значительным числом исследователей (Горяинов, 1976; Trendall, Blockly, 1973; Goodwin, Shklanka, 1967), в том числе отстаивающими важную роль биогенеза в накоплении этих пород (Ла-Берт, 1975 г., Клауд, 1975).

Отмеченные особенности железисто-кремнистых образований раннего докембрия ведут к предположению о том, что их явная возрастная приуроченность, по-видимому, обусловлена двумя следующими основными причинами: 1) большой активностью явлений дегазации древней мантийной оболочки Земли (Виноградов, 1959), 2) тенденцией „сбрасывания“ избыточного железа мантийными эксгалциями в кору и гидросферу. Представление об избыточной общей железистости древнейшего мантийного вещества определяется не только косвенными соображениями, но и данными по лунным „примитивным“ базальтам, которые в определенной мере могут служить эталоном некогда существовавших, но к настоящему времени утраченных древнейших вулканитов нашей планеты и соответственно древнейшего мантийного вещества. Таким образом, высказывается предположение о том, что обилие в раннем докембрии вулканогенно-осадочных и осадочных пород с высокими концентрациями железа связано с особым этапом в развитии Земли, когда происходил массовый вынос избыточного железа при дегазации глубинных зон. Важно, что этот

вынос не был, по-видимому, прямым следствием раннедокембрийского вулканизма, хотя нередко проявлялся в зонах активного вулканизма.

Данный процесс в металлогеническом отношении интересен тем, что при выносе железа из глубинных зон могла иметь место достаточно масштабная миграция и ряда других рудогенных элементов, практически значимые концентрации которых могут быть встречены в зонах нарушений, контролировавших первичные железорудные скопления. Наши предположения перекликаются в известной мере с выводами моделью железорудных бассейнов А.М.Гудвина (1975) с тем отличием, что указанный автор связывает свои построения с концепцией тектоники плит. Последнее, на наш взгляд, не является обязательным. Обнаруженная П.М.Горяиновым аутигенная свинцово-цинковая минерализация в породах железисто-кремнистой формации Примандровского района (П.М.Горяинов и др., 1967 г.), а также присутствие в разрезах сульфидных фашиальных типов пород, по-видимому, являются прямыми указаниями на необходимость дополнительных усилий для выявления разнообразного полиметаллического и колчеданного оруденения в районах распространения железисто-кремнистых образований начальных этапов раннего докембрия региона. Можно предполагать, что колчеданные и полиметаллические рудопоявления будут располагаться на флангах железных месторождений и на продолжении контролируемых их зон разрывных нарушений не только на площади железорудных полей, но и далеко за их пределами. Известная чистота собственно железных руд от примесей теоретически не противоречит возможности парагенезиса с ними руд с совершенно иными элементными ассоциациями.

Высказанные выше соображения ставят под некоторое сомнение трактовку П.М.Горяинова (1976) преимущественной связи железорудных месторождений рассматриваемого типа с дифференцированными (лептитовыми), а не с недифференцированными амфиболитовыми формациями метавулканитов. Названный автор считает, что степень рудоносности этих формаций определяется "... предшествующей рудному процессу глубинной дифференциацией..." (Горяинов, 1976, с.128), и приводит расчеты, показывающие сходство общих ресурсов железа в обоих типах формации. Можно предполагать, что пространственная связь железных руд и лептитов является не генетической, а парагенетической, обусловленной специфическим тектоническим режимом, и что возникновение лептитов (кислых метавулканитов) вовсе не обязательно связано с дифференциацией гипотетической исходной, единой для них и базальтов (амфиболитов) магмы.

Выше в разрезе докембрия региона первично кремнистые метосадки (метасилициты) достаточно широко распространены только в вулканогенно-осадочных ассоциациях карелия Печенгской и Имандра-Варзугской зон (Предовский и др., 1974; Мележик, 1977 а, б). На этих уровнях они представлены иными разновидностями, отличными от типичных железистых кварцитов - сравнительно чистыми или углеродистыми метасилицитами с рассеянной колчеданной мнен-

рализацией. Реже встречаются железистые гематитсодержащие яшмовидные разновидности, не образующие крупных скоплений. Отметим полутно, что на верхнепротерозойских уровнях разреза докембрия региона железистые метасилициты не известны.

В общем разрезе докембрия региона вверх от палеохрона повышенные концентрации окисного железа в метаосадках как бы „отходят“ от метасилицитов и на карельских и верхнепротерозойских уровнях ассоциируют чаще с первично песчано-глинистыми, иногда с карбонатными образованиями. При этом хемогенный механизм железнакопления все более сменяется терригенным, и в целом растет степень окисленности железа. Последний факт не может быть использован прямо для суждения о составе докембрийской атмосферы, поскольку он определяется прежде всего способом накопления железа и в особенности все меньшим во времени влиянием процессов вулканизма и глубинной подачи железосодержащих флюидов.

Проведенное обсуждение показывает, что гнейсово-амфиболитовые толщи собственно архейского уровня разреза докембрия региона нуждаются в дальнейшем изучении с точки зрения возможной их металлогенической специализации на полиэлементное сульфидное оруденение в районах, примыкающих к железорудным месторождениям.

Отметим, что распрстранение железистых метасилицитов, если бы кривую их распределения вынести на рис. 28, обнаружило бы корреляцию с проявлениями вулканизма и в то же время обратную тенденцию в масштабах распределения по сравнению с карбонатными породами, хотя они совпадают с последними по уровням развития. Эти закономерности, особенно намечающиеся обратное соотношение масштабов накопления железистых силицитов и карбонатных пород, требуют изучения и объяснения. По-видимому, здесь необходим учет и влияния биогенеза на состав атмосферы и гидросферы.

Другим важным типом метаосадочных пород докембрия, распределение и характер которого закономерно обусловлены эволюционным развитием процессов древнего седиментогенеза, являются высокоглиноземистые образования. Их значение для периодизации геологических событий докембрия и возможная связь с эпохами древнейшего выветривания уже были аргументированно показаны рядом исследователей (Сидоренко, Чайка, 1970; Докембрийские коры выветривания, 1975) и рассмотрены в предыдущих частях данной работы. В частности, различия метапелитов палеохрона и мезохрона не только указывают на эволюцию геохимических условий выветривания, но и могут иметь металлогенические следствия в докембрии. Они выражены в развитии более геохимически зрелых первично глинистых пород на ряде уровней палеохрона и в том, что его менее зрелые, первично гидрослюдистые метапелиты во многих случаях оказываются богаче по фоновым содержаниям рудогенных и редких элементов, чем аналогичные, т.е. сравнительно невузкозрелые образования мезохрона (Гавриленко и др., 1978 г.). Последняя закономерность, по-видимому, обусловлена тем, что в палеохроне в связи с развитием в верхних зонах выветривания высокозрелых первично каолинитовых

продуктов ряд рудогенных элементов выносился в более глубокие части кор выветривания, обогащая в благоприятных условиях низкозрелые гидрослюдистые глины. Если это так, то первично гидрослюдистые метапелитовые толщи палеохрона, накапливавшиеся в благоприятных, например восстановительных, фациальных условиях с участием органического вещества и сульфидов, могут рассматриваться в качестве потенциальных источников рудного вещества для возникновения метаморфогенных рудных концентраций.

С этой точки зрения большой интерес в нашем регионе представляют зоны распространения высокоглиноземистых сланцев кейвского типа и ассоциированных с ними первично менее зрелых метапелитов. В настоящее время подобные ассоциации на Кольском полуострове достоверно известны только в зоне Кейв. Однако уже имеющиеся данные по химизму пород южного обрамления Имандра-Варзугской зоны (в том числе углеродистых метапелитов) с несомненностью свидетельствуют о более широком первоначальном распространении пород кейвского типа и возраста и заставляют ставить вопрос о специальных усилиях по их выявлению и изучению на всей площади региона. Это важно еще и в связи с тем, что подобные южному обрамлению Имандра-Варзугской зоны участки обычно отличаются интенсивной дислоцированностью и проявлением наложенных метаморфогенно-гидротермальных процессов. Практическая значимость самих кианитовых сланцев зоны Кейв является общеизвестной и не нуждается в данном случае в дополнительных характеристиках.

Среди метаосадков, первично обогащенных биогенным углеродистым веществом, в металлогеническом отношении выделяются относящиеся к трем уровням, в общем соответствующим выделяемым В.А. Теняковым и Св.А. Сидоренко (1977) для докембрия в целом. Первый из них относится к верхам кольского комплекса, второй — к кейвскому и третий — к заонежско-суйсарскому уровням. Углеродистые породы первого уровня, представленные метаморфизованными терригенными (граувакки, пелиты), смешанными и хемогенными (туффиты, силициты) образованиями, связаны как с чисто терригенными, так и с вулканогенно-осадочными ассоциациями. Для второго уровня в качестве углеродистых пород характерны метапелиты и метаалевропелиты чисто терригенного ряда. Третий — отличается весьма широким распространением вулканогенно-осадочных ассоциаций. Углеродистыми здесь являются метаморфизованные глины, алевропелиты, силициты, карбонатные породы, туффиты. Синхронность вулканизма и процессов накопления углеродистых осадков к концу третьего этапа нарастает. К третьему этапу накопления углеродистых осадочных пород в рассматриваемом регионе относятся отложения четвертой осадочной толщи Печенги, южнопеченгской серии, ильмозерской и роуксинской толщ и томингской серии Печенгско-Варзугского пояса.

Углеродистым породам всех трех этапов обычно свойственна сульфидная (колчеданная) минерализация и широкий спектр рудогенных элементов, обнаруживающих повышенные фоновые содержания. От второго к третьему этапам среди них увеличивается роль элементов,

концентрация которых растет под влиянием предшествующего и синхронного основного и пикритового вулканизма, — хрома, никеля, кобальта, меди, ванадия, — а также общее содержание сульфидной серы.

Детальное изучение пород первого уровня, по существу, только начинается. О возможном металлогеническом значении второго уровня говорилось выше. По-видимому, оно пока недооценивается, что уже отмечалось в литературе (Бельков и др., 1977).

Сульфидно-углеродистые отложения третьего уровня представляют, по-видимому, наибольший интерес. Их возможное важное металлогеническое значение обсуждалось еще А.Е. Ферсманом (1941). Среди относящихся к ним образований широко распространены ассоциации вулканогенно-кремнисто(карбонатно)-углеродистого и переходного от терригенно-углеродистого к вулканогенно-углеродистому формационных типов (Созинов, Сидоренко, 1977). Их дальнейшему изучению препятствуют плохая обнаженность и заболоченность многих участков Печенго-Варзугского пояса. Если учесть интенсивное поверхностное дочетвертичное выветривание, проявленное в центральной и восточной частях пояса, становится ясной необходимость постановки оперативных поисковых буровых работ при помощи производительных и подвижных установок.

Карбонатные метаосадочные породы, как отмечалось выше, распространены в разрезе докембрия региона главным образом в мезохроне и в меньшей степени в палеохроне, входя в состав как собственно осадочных, так и вулканогенно-осадочных ассоциаций. Карельское время отличается нередким существенным влиянием на карбонатакопление вулканизма, в особенности базитового и пикритового, что находит выражение в развитии доломитов и известковистых доломитов с примесью пирокластического материала и повышенным фоновым содержанием хрома, никеля, кобальта, ванадия, меди. Верхнерифейский комплекс характеризуется полным отсутствием признаков подобного влияния. В связи с этим карельские карбонатные породы интересны для поисков осадочных концентраций рудогенных элементов, связанных с вулканическими процессами, прежде всего свинца, цинка, меди, кобальта, ванадия, марганца, фосфора. Перспективы первичной рудоносности верхнерифейских карбонатных толщ на основе имеющихся данных не вполне ясны, и, по-видимому, незначительны, хотя в них и отмечаются локальные повышенные концентрации фосфора и марганца.

В связи с обсуждавшимися выше возможными перспективами железисто-кремнистых формаций несомненный интерес представляет исследование металлогенических особенностей малоизученных карбонатных пород палеохрона.

Особенности эволюции вулканизма и магматизма в целом указывают на то, что дополнительные металлогенические перспективы метаморфических комплексов палеохрона региона могут быть связаны с наиболее поздними или завершающимися — орогенными ассоциациями кислых метавулканитов, поскольку последние формировались в условиях инверсии тектонического режима, связанной с ним повышенной проницаемостью коры для глубинных флюидов. В связи с этим,

например, видимо, следует более тщательно изучить геохимическую специализацию вулканогенно-осадочных ассоциаций верхней части кейвия в нашем понимании, т.е. стрельнинской серии, развитых в северной части Имандра-Варзугской зоны, и лебяжинских метавулканитов верхнего архея. Для аналогов этих толщ на смежных территориях известны проявления рудной минерализации.

Карельский вулканизм региона, как отмечалось, обнаруживает сложную картину геохимической эволюции и замечателен проявлением — впервые в докембрии — процессов щелочной эволюции на уровне очагов генерации базитовых и пикритовых магм.

В металлогеническом отношении в карельском комплексе прежде всего представляют интерес трахиандезит-базальтовая ассоциация меденосных вулканитов умбинской свиты Имандра-Варзугской зоны (Борисов, 1976; Бекасова, Пушкин, 1975) и вулканоплутоническая пикритовая ассоциация печенгского формационного типа (Предовский и др., 1976). Самостоятельное значение в металлогеническом отношении имеют вулканогенно-осадочные ассоциации заонежско-суйсарского уровня, в которых широко представлены сульфидно-углеродистые метасадочные породы. Есть основания считать их благоприятной средой для формирования сульфидных медно-никелевых руд в базит-гипербазитовых интрузивных телах.

Верхнепротерозойские проявления вулканизма на Кольском полуострове достоверно не известны. В то же время субщелочные вулканиты и дайковые тела этого возраста распространены на сопредельных территориях. Предпринятые автором геологические сопоставления, изложение которых выходит за рамки данной работы, показывают, что система дизъюнктивных нарушений Кольского рифтогена, контролирующая размещение фанерозойских щелочных интрузий, в общих чертах уже была заложена в верхнепротерозойское время и оказывала влияние на характер размещения средне-верхнерифейских отложений. Это особенно четко выражено для зоны Кандалакшского грабена, где рифейские отложения, кроме того, несут следы воздействия разновозрастных гидротермальных процессов, связанных с развитием рифтогена. В этом смысле необходимо дальнейшее изучение и рифейских отложений северо-западной части Кольского полуострова, в особенности карбонатных и карбонатсодержащих, благоприятных для формирования гидротермальных по природе рудных и нерудных полезных ископаемых.

Изложенные сведения и выводы позволяют сформулировать некоторые общие заключения металлогенического плана. По-видимому, наиболее важными и заслуживающими пристального внимания в металлогеническом отношении уровнями общего разреза докембрия региона являются: содержащий железистые кварциты архейский, тикшезерско-кейвский с его глиноземистыми и углеродистыми отложениями и карельской заонежско-суйсарский, отличающийся сочетанием вулканогенно-осадочных образований, сульфидно-углеродистых, глиноземистых и карбонатных метасадков.

Первый из названных уровней характеризуется в основном осаждением в экзогенных условиях рудного вещества, выносимого на

поверхность глубинными флюидами. Второй замечателен первостепенным значением экзогенных факторов, и прежде всего выветривания, для мобилизации и переноса рудного вещества, образующего первичные концентрации также в экзогенных условиях. Третий уровень, возможно, наиболее важный, отличается сочетанием ряда благоприятных в металлогеническом отношении факторов, как экзогенных, так и эндогенных. К первым относятся высокая степень осадочной дифференциации при достаточной интенсивности выветривания и мощные процессы накопления биогенного органического вещества, ко вторым — влияние вулканизма, особенно базальтового и пикритового. Для этого уровня характерны также особенности, благоприятствующие эффективному развитию наложенных метаморфогенных и ювенильных гидротермальных рудообразующих процессов. В числе этих особенностей — высокий, реализующийся при метаморфизме флюидный потенциал самих осадочных толщ, содержащих первично глинистые и карбонатные породы с углеродистым веществом и сульфидами (Сидоренко и др., 1973; Теняков, Сидоренко, 1977), а также влияние на рудообразующие явления подачи глубинных ювенильных растворов, обусловленное процессами развития рифтогенных структур. Механизмы глубинной щелочной эволюции зон магмообразования, по-видимому, таковы, что могут обеспечивать вынос из них и миграцию в вышележащие области коры феррических компонентов — магния, железа, а также ряда рудогенных элементов (Предовский, 1977; Предовский, Гавриленко, 1976).

Вынос феррических, рудогенных и редких элементов из зон глубинной щелочной эволюции магм, по-видимому, может осуществлять, ся и в областях проявления регионального метаморфизма. К этому кругу явлений, возможно, относятся процессы базификации метаморфических толщ, выявленные в классическом виде на Алдане (Н.Г. Судовиков, 1956 г.), формирование рудоносных магнезиальных метасоматитов (Михайлов, 1975 г.). Должны быть проанализированы с излагаемой точки зрения рудоносные гнейсы-метасоматиты повышенной магнезиальности, известные в Финляндии (Kahma, 1973; Rauhankoski, 1968 г.).

Приходится признать, что позднекарельский этап развития региона по совокупности обсуждавшихся причин и по реальным данным о рудоносности территории является наиболее значимой металлогенической эпохой в докембрийской истории Кольского полуострова. Рудообразующие процессы этого времени, естественно, могли затрагивать не только поздние-среднепротерозойские, но и все более ранние по возрасту метаморфизованные супракрустальные и интрузивные комплексы.

Кроме перечисленных ранее трех главных перспективных уровней разреза докембрия региона на основании проведенного обсуждения дополнительно должны быть названы слабо изученные пока на нашей территории уровни, относящиеся к позднему палеохрону, — среднекарельский (умбинско-куэтсарвинский или собственно ятулийский) и верхнерифейский (кильдинская и волоковая серии).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в работе общие положения, методические приемы и их применение служат, как нам представляется, иллюстрацией возможности и необходимости привлечения петрогеохимических данных при изучении метаморфизованных супракрустальных комплексов докембрия.

На настоящем этапе исследований в числе других, связанных с главными проблемами изучения докембрия (Сидоренко, 1975а, 1977; А. В. Сидоренко и др., 1978 г.), могут быть намечены три направления использования петрогеохимических характеристик древних осадочно-метаморфических комплексов.

Первое направление — распознавание первичной, дометаморфической природы метаосадочных и метамагматических (вулканических и интрузивных) образований. Это направление важно и само по себе, так как оно обеспечивает восприятие глубоко и разнообразно метаморфизованных горных пород докембрия в их первичном облике и происхождении, открывая тем самым путь к применению к ним методов исследования и интерпретации, обычных и хорошо разработанных для неметаморфизованных их фанерозойских аналогов.

Рассматриваемое первое направление невольно ставит задачи дальнейшей разработки углубления общей петрогеохимической систематики осадочных и магматических горных пород, независимо от их возраста и степени метаморфических преобразований. Именно петрогеохимическая систематика горных пород должна быть наиболее всеобъемлющей и универсальной, отражающей наиболее существенные черты состава горных пород, содержащей четкие условные внутренние границы. Такая систематика должна служить общим эталоном и меркой, позволяющей, в частности, предпринимать усилия по поискам в природе тех групп пород, которые недостаточно известны и изучены на конкретном региональном материале.

В перспективе петрогеохимическая систематика горных пород должна глубоко увязываться с классификациями горных пород по их минеральному составу и строению, способствуя их улучшению в плане приближения к наиболее четкому отражению естественных связей и линий развития природных ассоциаций горных пород.

Распознавание первичной природы метаосадочных и метамагматических образований позволяет целенаправленно изучать корреляционные зависимости между петрогенными, рудогенными и редкими

элементами, связанные с главными характерными чертами седиментогенеза и магматизма. Это может быть достигнуто тем, что тонкие связи между компонентами будут исследоваться не по „несортированным“ выборкам, соответствующим крупным природным объектам тех или иных регионов, а на основе специально организованных групп проб и образцов горных пород с учетом их первичной природы и классификационной принадлежности. Чем детальнее определается принадлежность метаморфитов к тем или иным систематическим группам по их первичной принадлежности, тем целенаправленнее и эффективнее становится применение к ним петрогеохимических методов и глубже проникновение в сущность докембрийских процессов экзогенного, магматогенного и метаморфогенного породообразования.

Собственно петрогеохимическое изучение метаморфитов – без пересчета их химического состава на возможный первичный минеральный – является не вынужденным, а самостоятельным и важным этапом изучения метаморфитов. Представление их химического состава в виде возможного (нормативного) минерального состава должно заключать петрогеохимическое изучение метаморфитов, быть одним из конечных результатов исследования и рассматриваться почти всегда лишь как вероятное приближение в силу множественности факторов и путей дометаморфического образования горных пород и высокой конвергентности соотношений химического и минерального составов. В особенности это касается осадочных образований. Во всяком случае пересчет химического состава метаморфитов на минеральный – в настоящее время задача более специальная и узкая, чем определение их принадлежности к тем или иным подразделениям петрогеохимической систематики.

Принципы генерального сходства процессов докембрийского и фанерозойского породообразования и сохранности ведущих черт химизма при региональном метаморфизме горных пород обеспечивают достоверность интерпретации первичной природы метаморфитов на петрогеохимической основе. В то же время приходится отметить явную недостаточность объема сведений о химизме неметаморфизованных горных пород фанерозоя, необходимых для формирования эталонных групп горных пород, служащих для разработки и уточнения критериев распознавания первичной природы метаморфитов. Совершенно недостаточен объем аналитических сведений по таким осадочным породам фанерозоя, как глинистые и карбонатные.

По первому направлению теперь уже многими исследователями получены данные, свидетельствующие о весьма большом разнообразии докембрийских осадочных и вулканических образований и о принципиальном их сходстве с фанерозойскими. Эволюционные изменения во времени выражены прежде всего в распространенности и соотношении тех или иных типов и групп пород. Фрагментарность материалов не всегда позволяет производить подсчеты объемных соотношений типов пород. В то же время такие подсчеты как путь к получению важной информации о докембрии, по-видимому, необходимо произвести в дальнейшем, например для Карело-Кольского региона.

Второе направление — петрогеохимическое изучение ассоциаций метаморфитов на основе представлений об их первичной природе и использование получаемой информации для познания условий их возникновения как первично осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканоплутонических ассоциаций. Здесь одной из наиболее интересных и перспективных задач представляется выявление особенностей палеотектонического режима вулканизма, седиментогенеза и интрузивного магматизма. Сведения, полученные независимо по трем названным линиям порообразования, как показано, в частности, в данной работе, обладают высокой достоверностью. В принципе они могут быть использованы для уточнения формационной принадлежности ассоциаций горных пород. В этом одна из причин особой ценности петрогеохимических сведений по метаморфическим комплексам докембрия, для которых геологическая информация нередко является фрагментарной и недостаточной.

Обработка петрогеохимических данных с целью реконструкции палеотектонических режимов седиментогенеза и магматизма раннего докембрия показывает, во-первых, что петрогеохимических данных по фанерозойским ассоциациям горных пород явно недостаточно. Особенно ощутима нехватка обобщенных данных по химизму четко обрисованных и признанных формационных типов, прежде всего осадочных, таких, например, как флишевые, молассовые, аспидные и другие формации. Во-вторых, в теоретической геологической литературе ощущается недостаток обобщенных характеристик основных типов элементарных тектонических режимов, т.е. специальных описаний палеотектонических режимов формирования тех или иных типов осадочных и магматических формаций.

Третье направление — „сквозное“ петрогеохимическое изучение общей истории и эволюции седиментогенеза и магматизма докембрия и фанерозоя. В данной работе это направление исследований затронуто лишь в плане периодизации геологических событий раннего докембрия. Как было показано выше, намечается явная возможность использования для этой цели петрогеохимических данных, особенно интерпретированных в аспекте эволюции палеотектонических условий седиментогенеза и магматизма. Наиболее интересны данные об изменении во времени петрогеохимической специфики осадков и магматитов и эволюции условий их образования в связи с намечающимися закономерностями развития коры и мантии Земли. Как показано в работе, наряду с этапами, отвечающими представлению о мегациклах, могут быть выделены еще более крупные подразделения геологической периодизации, вероятно имеющие длительность около 1400–1600 млн лет.

Наконец, вся совокупность петрогеохимической информации и выводов, полученных при ее обработке, помимо своего теоретического смысла может иметь и практический — как возможный показатель металлогенической перспективности тех или иных осадочно-метаморфических ассоциаций и связанных с ними интрузивных комплексов и тех или иных структурных элементов территории. В работе это

показано применительно к Карело-Кольскому региону. Нельзя забывать, что правильная палеотектоническая интерпретация комплексов горных пород сама по себе может быть использована для целей металлогенического анализа и прогноза.

Во время написания этой работы автором постоянно владела высказанная акад. А. В. Сидоренко мысль о необходимости и плодотворности применения к докембрийским комплексам горных пород подходов и методов, разработанных на объектах фанерозоя. Если в какой-то мере удалось показать правомерность приложения этой методологической установки к петрогеохимическому исследованию метаморфических комплексов докембрия, автор будет считать намеченную для себя задачу выполненной.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- А в и д о н В.П. Таблицы для пересчета весовых процентных содержаний окислов в формульные и атомные количества. М., „Недра“, 1968. 107 с.
- А к с е н о в Е.М., И г н а т ь е в С.В., Н е г р у ц а В.З., С о л о н ц о в Л.Ф. О магматите в карбонатных отложениях итулия Южной Карелии. – ДАН СССР, 1978, т.227, № 3, с.872–875.
- А л е ш и н С.П., К а р п о в П.К. Химический состав пелитовых пород как функция регионального метаморфизма. – В кн.: Математические методы в петрографии и геохимии. М., „Наука“, 1970, с.17–31.
- А н т о н ю к Е.С. Состав и первичная природа метаморфических пород лебяжинского гнейсо–сланцевого комплекса. – В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1978, с.51–62.
- А ф а н а с ь е в А.П., А т а м а н о в А.В. Кора выветривания на ультраосновных породах Ковдорского массива и связанное с ней месторождение вермикулита. – В кн.: Древние продуктивные коры выветривания. М., „Наука“, 1967, с.3–17.
- Б а л а б о н и н Н.Л., О с о к и н А.С. Геохимическая специализация графитсодержащих гнейсов и сланцев Нотозерского антиклинория. – В кн.: Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1978, с.33–43.
- Б а т и е в а И.Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1976. 234 с.
- Б а т и е в а И.Д., Б е л ь к о в И.В. Базальные конгломераты кейвской осадочно–метаморфической серии в районе западных Кейв. – Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 4, с.48–54.
- Б а т и е в а И.Д., В е л ь к о в И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. – В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1968, с.5–143.
- Б а т и е в а И.Д., В е т р и н В.Р. Вулкано–плутонические ассоциации в связи с кислым и щелочным магматизмом и некоторые вопросы эволюции магматизма Кольского полуострова. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1978, с.55–75.
- Б е в з е н к о П.Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого об-рамления Тихого океана. М., „Наука“, 1979. 320 с.
- Б е й л и Р.В., Д ж е й м с Л. Докембрийские железорудные формации США. – В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М., „Мир“, 1975, с.35–69.
- Б е к а с о в а Н.Б., П у ш к и н Г.Ю. Стратиграфия центральной части Имандра–Варзугской структуры. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.3. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1972, с.28–34.

Б е к а с о в а Н.Б., П у ш к и н Г.Ю. К проблеме меденности Имандра-Варзугской зоны. - В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1975, с.141-149.

Б е к а с о в а Н.Б., П у ш к и н Г.Ю. Аллотигенные минералы тяжелой фракции метатерригенных пород Имандра-Варзугской зоны. - В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.33-44.

Б е л е в ц е в Я.Н., Ф о м е н к о В.Ю. Состояние проблемы образования железистых пород докембрия и дальнейшие направления их изучения. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, „Наукова думка“, 1969, с.20-30.

Б е л о л и п е ц к и й А.П., Б о л о т о в В.Н., Г а в р и л е н к о Б.В., И л ь и н Ю.И. Геохимия метаморфического комплекса пород зоны Колмозеро-Воронья на Кольском полуострове и перспективы ее рудоносности. - В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1972, с.44-50.

Б е л о л и п е ц к и й А.П., Б о л о т о в И.В., И л ь и н Ю.И. К литологии и металлогении нижнепротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса колмозеро-воронья в связи с вопросами его формирования. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия (тезисы докладов). М., изд. АН СССР, 1973, с.374-376.

Б е л о л и п е ц к и й А.П., И л ь и н Ю.И. Вулкано-плутонические комплексы и некоторые особенности эволюции вулканизма в структурно-тектонической зоне Колмозеро-Воронья. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1978, с.75-84.

Б е л о л и п е ц к и й А.П., И л ь и н Ю.И., П р е д о в с к и й А.А. Первичная природа и эволюция состава метапелитов кейвского сланцевого комплекса. - В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1979, с.5-14.

Б е л о у с о в А.Ф. Об основном вопросе в происхождении магм базальтоидных ассоциаций. - „Геология и геофизика“, 1970, № 1, с.69-76.

Б е л о у с о в А.Ф. Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород. - „Геология и геофизика“, 1974, № 3, с.20-26.

Б е л о у с о в А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, „Наука“, 1976. 332 с.

Б е л о у с о в В.В. Основы геотектоники. М., „Недра“, 1975. 262 с.

Б е л о у с о в В.В. Эндогенные режимы и общие закономерности развития материков. - В кн.: Тектоносфера Земли. М., „Наука“, 1978, с.79-108.

Б е л ь к о в Е.И., К р а в ч е н к о Э.В., П у ш к а р е в Ю.Д., Р ю н г е н е н Г.Н., С у р о в ц е в а Л.Н., Ш е с т а к о в Г.И. Rb-Rb и K-Ar возрасты Каютынгского и Иокангского массивов (Кольский полуостров). - В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М., изд. АН СССР, 1975, с.31-32.

Б е л ь к о в И.В. Кварцитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.

Б е л ь к о в И.В. Факторы и особенности литогенеза в раннем докембрии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.4, кн.1. М., „Наука“, 1975, с.203-208.

Бельков И.В., Белолипецкий А.П., Ильин Ю.И., Плетнева Н.И. К геохимии метаморфических пород кейвской серии. - В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1976, с.5-14.

Бельков И.В., Загородный В.Г. Древнейшие конгломераты и их геологическое значение. - В кн.: Терригенные породы раннего докембрия (тезисы докладов). Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.30-31.

Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А., Козлов М.Т., Рагозина А.Л. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова. - В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1971, с.141-150.

Бельков И.В., Предовский А.А., Белолипецкий А.П. Раннедокембрийское терригенное осадконакопление северо-востока Балтийского щита. - В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.54-63.

Беляев К.Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., "Наука", 1971, с.218-225.

Беляев О.А. Особенности вещественного состава и генезис амфиболитов кольско-беломорского комплекса. - В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1978, с.20-32.

Белякин Д.С. Некоторые важнейшие вопросы современной петрографии. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 6, с.9-13.

Богачев А.И., Куликов В.С., Лякуров А.В., Слюсарев В.Д. Новые данные по геологии и магматизму синклинирной зоны Ветреного пояса. - В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, Карельское книжное издательство, 1966, с.5-25.

Богданов Ю.Б. Типы разрезов нижнего протерозоя Карелии и их сопоставления. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1971, с.106-121.

Богданов Ю.Б. Стратиграфия и формации нижнего докембрия Восточной части Карелии. Автореф. канд. дис. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1974, 20 с.

Богданова М.Н., Ефимов М.М. Эволюция вулканизма и осадконакопления в Кандалакшско-Ковишской зоне гранулитов. - В кн.: Геохимические комплексы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1976, с.63-76.

Богданова М.Н., Ефимов М.М. О конгломератах Рязановых луд (юго-западная часть Кольского полуострова). - В кн.: Терригенные породы раннего докембрия (тезисы докладов). Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.34-35.

Богданова С.В. Анортозиты Волго-Уральской области. - В кн.: Анортозиты СССР. М., "Наука", 1974, с.48-56.

Болотов В.И., Гавриленко Б.В. О вулканогенно-осадочной природе карбонатных пород колмозеро-вороньинского метаморфического комплекса. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1978, с.98-104.

Борисов А.Е. Эволюция состава метавулканитов умбинской свиты среднего протерозоя. - В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических ком-

плексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1976, с.87-91.

Б о р и с о в А.Е. Петролого-геохимические черты меденосных метавулканитов Имандра-Варзугской зоны. - В кн.: Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1978, с.52-57.

Б у т и н Р.В. Органические остатки в протерозойских отложениях Южной Карелии. - Тр. Карельского филиала АН СССР, 1960, вып.2, с.12-20.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д.А. Изменение химического состава метапелитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. - В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.-Л., „Наука“, 1966, с.3-24.

В е л и к о с л а в и н с к и й Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., „Наука“, 1972. 189 с.

В и к у л о в а М.Ф. Глинистые породы. - В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т.2. Осадочные породы. Л., Гостоптехиздат, 1958, с.100-120.

В и л е н с к и й А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М., „Наука“, 1967. 272 с.

В и н к л е р Г.Г. Генезис метаморфических пород. М., „Мир“, 1969. 247 с.

В и н о г р а д о в А.Н. Связь условий формирования и состава метатерригенных пород раннего докембрия Кольско-Норвежского геоблока. - В кн.: Терригенные породы раннего докембрия (тезисы докладов). Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.19-20.

В и н о г р а д о в А.П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.

В и н о г р а д о в А.П. Газовый режим Земли. - В кн.: Химия земной коры. Т.2. М., „Наука“, 1984, с.5-21.

В и н о г р а д о в А.П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией „Луна-16“. - „Природа“, 1971, № 3, с.8-15.

В о л о т о в с к а я Н.А. Архей. - В кн.: Геология СССР. Т. XXXVII. Карельская АССР. М., Гостоптехиздат, 1960, с.52-76.

В о л о ч к о в и ч К.Л. Некоторые общие аспекты методологии формационного анализа. - В кн.: Металлогенические и геологические исследования, вып.1. М., изд. ИМГРЭ, 1971, с.6-18.

Г а р и ф у л и н Л.Л. Конгломераты серии колмозеро-воронья. - В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“, 1971, с.42-52.

Г а р р е л с Р., М а к к е н з и Ф. Эволюция осадочных пород. М., „Мир“, 1974. 272 с.

Г е о л о г и ч е с к о е строение СССР. Т.1. Л., „Недра“, 1968. 704 с.

Г и л я р о в а М.А. К стратиграфии и тектонике карельской формации Центральной Карелии. - Учен. зап. ЛГПИ, 1948, т.72, с.125-166.

Г и н з б у р г И.И. Кора выветривания и ее диагностические признаки в фациальном анализе. - В кн.: Методы изучения осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1957, с.160.

Г о д л е в с к и й М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Л., Госгеолтехиздат, 1959. 67 с.

Г о л о в е н о к В.К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). - Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1964, т.97, с.20-28.

Головенко В.К. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ Кольской серии Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1971, с.206-220.

Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л., „Недра“, 1977. 268 с.

Гоньшакова В.Н., Викторова В.В., Цейтлин С.Г., Жирова Н.К. Особенности распределения радиоактивных элементов в платформенных базальтах и ультрабазальтах. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 12, с.3-13.

Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрогеохимические особенности ультраосновных-щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., „Наука“, 1968. 99 с.

Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., „Недра“, 1968. 352 с.

Горлицкий Б.А. Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита. Киев, „Наукова думка“, 1970. 164 с.

Горяинов П.М. Генетические соотношения пород железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, „Наукова думка“, 1969, с.30-41.

Горяинов П.М. Об одном типе нижнепротерозойских структур Кольского полуострова. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 1. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1970, с.20-27.

Горяинов П.М. Структурно-стратиграфическое положение железорудных толщ Балтийского щита и некоторые теоретические аспекты геологии нижнего докембрия. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.2. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1971, с.20-26.

Горяинов П.М. О расширении металлогенического значения нижнепротерозойских железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1972, с.86-88.

Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1976. 147 с.

Граувакки М., „Наука“, 1972. 345 с. (Авт.: Шутов В.Д., Коссовская А.Г. и др.).

Грин Г.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., „Мир“, 1968. 120 с.

Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. М., Геолразведиздат, 1933. 376 с.

Гудвин А.М. Архейские железорудные формации и тектонические бассейны Канадского щита. - В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М., „Мир“, 1975, с.9-34.

Дзоценидзе Г.С. Вулканизм и литогенез докембрия. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.4, кн.1. М., „Недра“, 1975, с.24-34.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.1-5. М., „Мир“, 1965-1966. Т.1. 1964. 371 с.; т.2. 1965. 408 с.; т.3. 1966. 317 с.; т.4. 1966. 482 с.; т.5. 1966. 408 с.

Додин Д.А., Батуев Б.Н. Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола. - В кн.: Пет-

рология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., „Недра“, 1971, с.31-100.

Доильница В.А., Инина К.А. Сборник химических анализов горных пород Карелии. Петрозаводск, изд. Ин-та геологии, 1967. 320 с.

Докембрий и проблемы формирования земной коры (колл. авторов под рук. А.В.Сидоренко). М., „Наука“, 1978. 311 с.

Докембрийские коры выветривания. М., изд. ВИМС, 1975. 215 с.

Драгунов В.И. Учение о формациях. - В кн.: Проблемы развития советской геологии. - Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1971, т.177, с.153-163.

Жангуров А.А., Предовский А.А. Химизм пород и природы первичной магмы никеленосных интрузий Печенги. - В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1974, с.72-83.

Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Предовский А.А., Шелохнев В.В., Шляхова Х.Г., Шляхов В.И. Интрузивные базит-гипербазиты печенгского формационного типа в Мончегорском районе. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1978, с.44-55.

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1950. 280 с.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955. 250 с.

Загородный В.Г. Некоторые тенденции в разработке сводных схем стратиграфии докембрия Кольского полуострова. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1971, с.18-26.

Загородный В.Г. Геотектонические обстановки и эволюция вулканизма в среднем протерозое. - В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, изд. Карельского филиала АН СССР, 1975, с.75-77.

Загородный В.Г., Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю., Радченко М.К. Особенности среднепротерозойского вулканогенно-осадочного литогенеза на Кольском полуострове. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 4. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1972, с.3-7.

Загородный В.Г., Беляев О.А., Петров В.П. Схема метаморфической зональности докембрия Кольского полуострова. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.1. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1970, с.12-19.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л., „Наука“, 1964. 208 с.

Зайцев А.Г. Геохимические показатели условий осадконакопления карбонатных отложений докембрия восточной части Балтийского щита. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн.2. М., „Недра“, 1975; с.49-53.

Залелугин В.Н., Николаев В.Ф. Петрохимические методы изучения вулканогенных пород. - В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50000. Вып.2. Л., „Недра“, 1971, с.281-302.

Иванов М.К., Иванова Т.К., Тарасов А.В., Шатков В.А. Особенности петрологии и оруденение дифференцированных интрузий Норильского рудного узла. - В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., „Недра“, 1971, с.197-304.

И од е р Г.С., Т и л л и К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., „Недра”, 1965. 25 с.

К а в а р д и н Г.И. О генетических особенностях сульфидного оруденения Талнахских никеленосных интрузий. – В кн.: Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. Л., „Недра”, 1972, с.106–112.

К а й р я к А.И. Схема стратиграфии средне- и верхнепротерозойских образований Южной Карелии. – В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., „Наука”, 1971, с.71–83.

К а й р я к А.И. Бесовецкая серия в онежской структуре. Л., „Недра”, 1973. 175 с.

К а т ч е н к о в С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. М., Гостоптехиздат, 1959. 271 с. (Тр. ВНИГРИ, вып.143).

К е л л е р В.Д. Основы химического выветривания. – В кн.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с.51–62.

К е л л е р Б.М., К р а т ц К.Д., М и т р о ф а н о в Ф.П., С е м и х а т о в М.А., С о к о л о в Б.С., С о к о л о в В.А., Ш у р к и н К.А. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 11, с.16–21.

К е п е ж и н с к а с К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск, „Наука”, 1977. 198 с.

К и р и ч е н к о Л.А. Классификация вулканогенных обломочных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962. 110 с.

К и р и ч е н к о Л.А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л., „Недра”, 1970.

К л а с с и ф и к а ц и я и номенклатура plutонических (интрузивных) горных пород. М., „Недра”, 1975. 25 с.

К л а у д П. Палеоэкологическое значение полосчатых железорудных формаций. – В кн.: Докембрийские железорудные формации мира, М., „Мир”, 1975, с.298–310.

К о з л о в Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л., „Наука”, 1973. 288 с.

К о з л о в Е.К., Ю д и я Б.А., Д о к у ч а е в а В.С., Л а т ы ш е в Л.Н., Д у б р о в с к и й М.И., К о з л о в М.Т. Некоторые спорные вопросы геологии и перспективы поисков сульфидных медно-никелевых руд в Мончегорском рудном районе. – В кн.: Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1974, с.39–68.

К о з л о в Н.Е. Распределение бария и стронция в метаморфитах среднего состава как критерий их первичной природы. – В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1979, с.98–109.

К о з л о в Н.Е., М е л е ж и к В.А., И л ь и н Ю.И., А т а м а н о в а С.П. Распределение бария и стронция в пелитах и метapelитах. – В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.112–117.

К о п т е в – Д в о р н и к о в В.С., Я к о в л е в а Е.Б., П е т р о в а М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., „Недра”, 1967. 331 с.

К о р ж и н с к и й Д.С. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962. 28 с.

К р а т ц К.О. Геология карелид Карелии. М.-Л., 1963. 130 с.

К р а ш е н и н и к о в Г.Ф. Основные принципы классификации осадочных пород и современных осадков. – В кн.: Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. Генезис и классификация осадочных пород. М., „Наука”, 1968, с.40–48.

Кузнецов Е.А. Петрография магматических и метаморфизованных пород. М., Изд-во МГУ, 1956. 412 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., „Недра“, 1964. 386 с.

Кулиш Е.А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, изд. ДВНЦ АН СССР, 1973. 367 с.

Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, „Наука“, 1972. 208 с.

Лапидю-Арг П. О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. – В кн.: Проблема образования гранитов. М., Изд-во иностр. лит., 1950, с.51–107.

Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение. – Тр. Ин-та им. И.М. Губкина, 1967, вып.71, с.34–48.

Лебедев И.П. Реконструкция первичной природы и условий прогрессивного регионального метаморфизма раннепротерозойских образований воронцовской серии. – Автореф. канд. дис. Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1977. 19 с.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. М., „Наука“, 1974, с.70–84.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Афанасьева Л.П. Химический состав ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества и процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. – „Геохимия“, 1972, № 3, с.355–362.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М., „Высшая школа“, 1967. 140 с.

Лутц Б.Г. Анортозиты Анабарского щита. – В кн.: Анортозиты СССР. М., „Наука“, 1974, с.70–84.

Лучицкий В.И. Петрография. Т. II. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1949. 487 с.

Лубимова Е.А. Тепловая история Земли и ее геофизические последствия. – В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т.1. М., Изд-во АН СССР, 1959, с.28–40.

Лубцов В.В. История исследования органических остатков метасадочных образований Кольского полуострова. – В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“, 1971, с.121–131.

Лубцов В.В. Литологии и геохимии рифейских отложений северо-запада Кольского полуострова. – В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., „Наука“, 1973, с.251–254.

Лубцов В.В. Основные этапы седиментации кильдинской серии верхнего рифея северо-запада Кольского полуострова. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.4, кн.1. М., „Недра“, 1975, с.225–231.

Лубцов В.В., Предовский А.А. Условия формирования и состав осадков кильдинской серии верхнего рифея. – В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1975, с.170–179.

Макеевский С.И. Геология метаморфических толщ северо-запада Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1973. 151 с.

Маракушев А.А. Общие вопросы метаморфизма. – В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т.2. Новосибирск, изд. ИГГ, 1972, с.22–41.

М а р а к у ш е в А.А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. - Изв. высш.учеб. заведений. Геология и разведка, 1973, № 8, с.3-16.

М а р а к у ш е в А.А., М и ш к и н М.А., Т а р а р и н И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., „Наука“, 1971. 134 с.

М е ж д у н а р о д н ы й стратиграфический справочник. М., „Мир“, 1978. 226 с.

М е л е ж и к В.А. Состав и эволюция среднепротерозойских осадочных пород района Монче-полуострова. - В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1976, с.38-50.

М е л е ж и к В.А. Литология и геохимия среднепротерозойских метасадочных пород зоны Имандра-Варзуга. - Автореф. канд. дис. Воронеж. Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1977а, 18 с.

М е л е ж и к В.А. Первичный состав и условия образования среднепротерозойских метасадочных пород имандра-варзугского комплекса. - В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977б, с.18-26.

М е л е ж и к В.А., П р е д о в с к и й А.А. Специфика соотношения процессов вулканизма и седиментации на среднепротерозойском этапе развития зоны Имандра-Варзуга. - В кн.: Следы жизнедеятельности древнейших организмов и проблемы реконструкции палеогеографических обстановок прошлого. Апатиты, изд. Северного филиала Геогр. о-ва СССР, 1978, с.78-85.

М и р с к а я Д.Д. Геология и структурное положение осадочно-вулканоогенных образований восточного побережья Кольского полуострова. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.1. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1970, с.48-54.

М и р с к а я Д.Д. Супракrustальные формации Кейвской зоны. - В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1975, с.23-35.

М и р с к а я Д.Д. Роль терригенных отложений в раннем докембрии Кольского полуострова. - В кн.: Терригенные породы раннего докембрия (тезисы докладов). Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.17-19.

М о р к о в к и н а В.Ф. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М., „Наука“, 1964. 340 с.

Н а б о к о С.И. Фации гидротермальных глин и аргиллизированных пород серии современных гидротермально-измененных пород. - В кн.: Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. Каолиновые месторождения и их генезис. М., „Наука“, 1968, с.2-18.

Н е г р у ц а В.З. Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Рыбачьего, Среднего и о.Кильдин. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1971а, с.153-186.

Н е г р у ц а В.З. Характеристика стратотипического разреза сарнилийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1971б, с.133-152.

Н е г р у ц а В.З., Б о г д а н о в Ю.Б., В о л к о в А.С., Н е г р у ц а Т.Ф. Основные этапы экзогенного развития Балтийского щита в докембрии и их геохронологические рубежи. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., „Наука“, 1973, с.106-108.

Н е г р у ц а Т.Ф. Особенности геологического строения и закономерности осадконакопления карельских терригенных толщ зоны сочленения карелии и Беломорид. Автореф. канд. дис. Л., Изд-во ЛГУ, 1968. 20 с.

Негруца Т.Ф. Условия образования сариолийского осадочно-вулканогенного комплекса протерозоя Карелии. - Вестн. ЛГУ, 1974, № 24, геол. и геогр., вып.4, с.12-20.

Негруца Т.Ф., Воинов А.С. Некоторые черты эволюции состава метакристаллических образований докембрия Карелии. - Вестн. ЛГУ, 1975, № 12, с.21-29.

Негруца Т.Ф., Негруца В.З. Докембрийские конгломераты восточной части Балтийского щита. - В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.44-49.

Обуэн Ж. Геосинклинали. М., „Мир“, 1967. 302 с.

Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович В.В. Геохимия магматических пород. - „Геохимия“, 1970, № 4, с.446-459.

Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович В.В. Общие геохимические аспекты петрологии магматических пород. - В кн.: Магматизм формации кристаллических пород и глубины Земли. М., „Наука“, 1972, с.206-213.

Пап А.М., Борковская В.М. Петрохимические особенности изверженных и метаморфических пород докембрия БССР. Минск, „Наука и техника“, 1968. 160 с.

Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М., „Недра“, 1967. 136 с.

Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, „Наука“, 1975. 342 с.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., „Мир“, 1976. 535 с.

Полак Э. Численные методы оптимизации. М., „Мир“, 1974. 376 с.

Полканов А.А. Геологско-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Ч.1. Л.-М., Изд-во АН СССР, 1935а. 320 с.

Полканов А.А. Принципы стратиграфии докембрия и стратиграфия кристаллических образований Кольского полуострова. - В кн.: Труды I Всесоюзной научно-исследовательской геологоразведочной конференции. Л., „Мир“, 1935б, с.98-117.

Полынов А.А. Кора выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1934. 120 с.

Предовский А.А. Особенности строения и развития среднепротерозойских зон на примере Печенги и Северного Приладожья. - В кн.: Природа и хозяйство Севера. Вып.1. Апатиты, 1969, с.18-26.

Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1970. 115 с.

Предовский А.А. Проблема районирования древнейшего фундамента докембрия Кольского полуострова и ее палеогеографическое значение. - В кн.: Природа и хозяйство Севера. Вып.2, ч.2, Апатиты, изд. Северного филиала Геогр. о-ва СССР, 1971, с.4-18.

Предовский А.А. Некоторые итоги и задачи геолого-геохимического изучения супракристаллических комплексов докембрия Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1974, с.88-97.

Предовский А.А. Черты эволюции состава докембрийских метapelитов восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1976а, с.15-30.

Предовский А.А. Использование состава щелочных магматитов для количественных оценок палеотектонического режима. - В кн.: Природа

и хозяйство Севера. Вып.4. Апатиты, изд. Северного филиала Геогр. о-ва СССР, 19766, с.20-25.

Предовский А.А. Петрогеохимическая систематика вулканических горных пород. - В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск, изд. Карельского филиала АН СССР, 1977, с.8-15.

Предовский А.А. Связь металлогенической перспективности метаморфических комплексов докембрия с геохимической эволюцией седиментогенеза и магматизма. - В кн.: Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1978, с.3-17.

Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л., „Наука“, 1967. 139 с.

Предовский А.А., Воинов А.С., Загородный В.Г., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Соотношение и характер процессов осадконакопления и вулканизма в геологической истории Печенги. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.3. М., „Недра“, 1971, с.120-131.

Предовский А.А., Гавриленко Б.В. Причины и возможное металлогеническое значение закономерного распределения золота в нормальных и щелочных базитах и гипербазитах. - В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1976, с.137-145.

Предовский А.А., Жангуров А.А., Федотов Ж.А. Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., „Наука“, 1971, с.166-176.

Предовский А.А., Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Смолькин В.Ф. Проблема пикритовых вулканоплутонических ассоциаций докембрия восточной части Балтийского щита. - В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, изд. Карельского филиала АН СССР, 1976, с.69-87.

Предовский А.А., Каржавин В.К. Геотектонические и геохимические причины щелочной эволюции мантийных и коровых магм. - В кн.: Вопросы геологии и палеогеографии Севера Европейской части СССР. Тезисы. Апатиты, изд. Северного филиала Геогр. о-ва СССР, 1973, с.10-12.

Предовский А.А., Ключин С.Ф., Мележик В.А. Палеотектонические и формационные черты имандра-варзугского комплекса на основе геолого-геохимических данных. - В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1975, с.110-122.

Предовский А.А., Мартынов Е.В. К методике петрогеохимического распознавания первичной природы метapelитов. - В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1979, с.100-108.

Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия печенгского комплекса. Л., „Наука“, 1974. 139 с.

Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, изд. Карельского филиала АН СССР, 1976. 72 с.

Проблемы докембрийского магматизма. Л., „Наука“. 1974. 282 с.

Пустовалов А.В. Петрография осадочных пород. М., Гостоптехиздат, 1940. 140 с.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., „Мир“, 1964. 437 с.

Робонен В.И. Об объеме и строении нижнего протерозоя Карелии.

- В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, „Карелия“, 1974, с.145-158.

Р о б о н е н В.И., Ч е р н о в В.М. Раннепротерозойский вулканизм Карелии и его продукты. - В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., „Наука“, 1974, с.116-121.

Р о з е н О.М. Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы. - „Сов. геология“, 1970, № 7, с.31-44.

Р о з е н О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.4, кн.1. М., „Недра“, 1975, с.60-74.

Р о з е н О.М. Актуальные вопросы генетической петрохимии кристаллических комплексов докембрия. - В кн.: Докембрий и проблемы формирования земной коры. М., „Наука“, 1978, с.182-201.

Р о з е н О.М., П р е д о в с к и й А.А., Б р ы з г а л и н а С.П. Семинар „Терригенные породы раннего докембрия“. - „Литология и полезные ископаемые“, 1978, № 5, с.154-155.

Р о н о в А.Б., Г и р и н Ю.П., К а з а к о в Г.А., И л ю х и н М.Н. Сравнительная геохимия геосинклиналиных и платформенных осадочных толщ. - „Геохимия“, 1985, № 8, с.87-120.

Р о н о в А.Б., Г и р и н Ю.П., К а з а к о в Г.А., И л ю х и н М.Н. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклиналиных бассейнах. - „Геохимия“, 1986, № 7, с.100-120.

Р о н о в А.Б., Е р м и ш к и н а А.П. Распределение марганца в осадочных породах. - „Геохимия“, 1959, № 3, с.206-225.

Р о ш д е Л а Х. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории. - В кн.: Международный геохимический конгресс. Т.3, кн.1. М., „Наука“, 1972, с.263-269.

Р у д е н к о Ю.Л. Реконструкция метаморфических и метасоматических измененных пород на основе парагенетического количественно-минералогического анализа. - ДАН СССР, 1977, т.236, № 1, с.204-207.

Р у д е н к о Ю.Л. Метаморфизм и реконструкция первичного состава протерозойских пород Олокатского синклиналия. Автореф. канд. дис. Иркутск, изд. СОАН СССР, 1978. 26 с.

Р у н д к в и с т Д.В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях. - В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., „Недра“, 1978, с.15-38.

Р у х и н Л.Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961. 380 с.

С а л о п Л.И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1971, с.6-87.

С а л о п Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., „Недра“, 1973. 309 с.

С а р а н ч и н а Г.М., Ш и н к а р е в Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л., „Недра“, 1973. 392 с.

С в е т о в А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л., „Наука“, 1972. 120 с.

С е м е н е н к о Н.П. Закономерности формирования осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959. 142 с.

С е м е н е н к о Н.П. Изофизические и изохимические ряды как критерии для восстановления литогенеза метаморфических пород. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. М., „Недра“, 1967, с.3-18.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., „Наука“, 1974. 302 с.

Сердюченко Д.П. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания и их геохимические и минералого-петрографические особенности. – В кн.: Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. Пробл. 4. Геология докембрия. Л., „Наука“, 1968, с.6–24.

Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия. – „Сов. геология“, 1963, № 4, с.3–42.

Сидоренко А.В. Некоторые вопросы изучения докембрия. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.2. М., „Недра“, 1967, с.2–12.

Сидоренко А.В. Некоторые вопросы литологии в связи с развитием минерально-сырьевой базы СССР. – В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т.1. М., „Наука“, 1979а, с.21–40.

Сидоренко А.В. Очередные проблемы литологического изучения докембрия. – В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т.1. М., „Наука“, 1970б, с.148–159.

Сидоренко А.В. О развитии литологических исследований докембрия на Кольском полуострове. – В кн.: Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1974, с.28–38.

Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия – состояние науки, проблемы и задачи. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.4, кн.1. М., „Недра“, 1975а, с.5–15.

Сидоренко А.В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. – В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., изд. ВИМС, 1975б, с.5–15.

Сидоренко А.В. Осадочная геология как основа познания геологической истории докембрия. – В кн.: Корреляция докембрия. Т.1. М., „Наука“, 1977, с.9–25.

Сидоренко А.В., Лулева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.

Сидоренко А.В., Розен О.М. Терригенные отложения раннего докембрия и формирование континентальной коры Земли. – В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.9–21.

Сидоренко А.В., Розен О.М., Гиммельфарб Г.Б., Теняков В.А. К проблеме распространенности карбонатных пород в докембрии. – ДАН СССР, 1966, т.189, № 6, с.1336–1339.

Сидоренко А.В., Розен О.М., Теняков В.А., Гиммельфарб Г.Б. Метаморфизм осадочных толщ и „углекислое дыхание“ земной коры. – «Сов. геология», 1973, № 5, с.3–11.

Сидоренко А.В., Теняков В.А., Горбачев О.В., Жук-Почекутов К.А., Розен О.М. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов. – ДАН СССР, 1968, т.182, № 4, с.220–226.

Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Борщевский Ю.А., Сидоренко Св.А. Основные черты геохимии гипергенеза раннего докембрия. – В кн.: Тезисы докладов на международном геохимическом конгрессе. М., „Наука“, 1971, с.142–148.

Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Жук-Почекутов К.А., Горбачев О.В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., „Наука“, 1972. 210 с.

Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко Св.А. Осадочно-метаморфические процессы и „газовое дыхание“ земной ко-

ры. - В кн.: Дегазация земли и геотектоника. Тезисы докладов. М., „Наука“, 1976, с.12-16.

Сидоренко А.В., Чайка В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. - В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., „Наука“, 1970, с.5-29.

Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., „Наука“, 1975. 139 с.

Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Главнейшие возрастные уровни и особенности формирования терригенно-углеродистых формаций. - В кн.: Терригенные породы раннего докембрия (тезисы докладов). Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.127-128.

Скуфьин П.К. Фациальные типы метавулканитов заключительной стадии развития Печенгского синклиория. - В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1979, с.36-48.

Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. Терригенно-углеродистые формации докембрия и фанерозоя. - В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.39-53.

Соколов Б.С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. - Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с.126-143.

Соколов В.А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963. 195 с.

Соколов В.А. Ятулий Карелии и смежных районов. Автореф. докт. дис. М., изд. ГИН АН СССР, 1970. 51 с.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сауук Ю.П., Светов А.П., Хейсканен К.П. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, „Карелия“, 1970. 366 с.

Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., „Наука“, 1970. 311 с.

Старицына Г.Н., Томановская Ю.И. Основные этапы развития траппового магматизма Енисейской рудной провинции. - В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. М., „Недра“, 1967, с.20-34.

Стратиграфический кодекс СССР. Л., „Недра“, 1977. 79 с.

Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. - Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып.73. 96 с.

Страхов Н.М., ред. Методы изучения осадочных пород. Т. I и II. М., 1957. 240 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962. 300 с.

Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1954. 198 с.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

Теняков В.А., Сидоренко Св.А. Новые актуальные аспекты исследования системы выветривание-осадконакопление-метаморфизм. - В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.21-39.

Томановская Ю.И., Старицына Г.Н. О комагматичности интрузивных и эффузивных траппов северо-западной части Сибирской платформы. - Учен. зап. НИИГА. Регион. геология, 1966, вып.8, с.39-57.

Т о ч и л и н М.С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 96 с.

Т о ч и л и н М.С., Г о р я н о в П.М. Геология и генезис железных руд Примандровского района Кольского полуострова. М.-Л., „Наука“, 1964. 125 с.

Т р е н д а л л А.Ф. Докембрийские железорудные формации Австралии. - В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М., „Мир“, 1975а, с.155-171.

Т р е н д а л л А.Ф. Железорудные формации впадины Хамерсли. - В кн.: Корреляция докембрия (тезисы докладов). М., изд. ГИН АН СССР, 1975б, с.141-142.

У р в а н ц е в Н.Н. Генетические особенности формирования медно-никелевых месторождений Норильска как основа поисковых прогнозов. - „Геология и геофизика“, 1973, № 1 (157), с.3-12.

Ф е д к о в а Т.А. Литологические особенности кислых гранулитов Кольского полуострова. - В кн.: Терригенные породы раннего докембрия (тезисы докладов). Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.16-17.

Ф е д о т о в Ж.А. Метавулканиты синклирной зоны Имандра-Варзуга. - В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1979, с.28-35.

Ф е д о т о в Ж.А., Б а к у ш к и н Е.М., Ф е д о т о в а М.Г. Основной и ультраосновной магматизм северного обрамления Печенгского синклинория. - В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1974, с.3-18.

Ф е л ь д м а н В.И. Петрохимические методы воссоздания первичной природы метаморфических пород (на примере зерендинской серии Северного Казахстана). - Бюл. МОИП, отд. геол., 1976, т.51(3), с.91-100.

Ф е р с м а н А.Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1941. 345 с.

Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В.А. Опыт кристаллохимической классификации глинистых минералов и смешаннослойных образований глин. - Вестн. ЛГУ, 1961, № 12, сер. геол. и геогр., вып.2, с.5-17.

Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В.А. Природа структурных примесей и включений в минералах. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 239 с.

Ф р а н ц е с с о н Е.В. Петрология кимберлитов. М., „Недра“, 1968. 199 с.

Ф р о л о в а Н.В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутия и Восточной Сибири. - В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962, с.1-49.

Х а и н В.Е. Общая геотектоника. М., „Недра“, 1964. 479 с.

Х а р и т о н о в Л.Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. - В кн.: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. Пробл.9. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960. 220 с.

Х а р и т о н о в Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., „Недра“, 1966. 360 с.

Х е р а с к о в Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963. 119 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып.91).

Х и л ь т о в а В.Я., Ш у л е ш к о И.К., С а в е л ь е в А.А. Поведение петрогенных окислов и малых элементов при прогрессивном региональном метаморфизме осадочных пород. - В кн.: I Международный гео-

химический конгресс. Т.1, кн.1. Метаморфизм и метасоматоз. М., „Наука“, 1972, с.249-262.

Х о ж а й н о в Н.П., А к а е м о в С.Т., С а в к о А.Д. Кора выветривания на докембрийских породах района Равневого выступа Воронежского кристаллического массива. - В кн.: Древние продуктивные коры выветривания. М., „Наука“, 1967, с.8-24.

Ц и р у л ь н и к о в а М.Я., С о к о л Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“, 1968, с.62-70.

Ц и р у л ь н и к о в а М.Я., Ч е ч е л ь Э.К., Ш у с т о в а Л.С., С о к о л Р.С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“, 1968, с.30-46.

Ч е р н ы ш е в Н.М., Б о ч а р о в В.Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1972. 240 с.

Ш а л е к Е.А., Т р а в и н Л.В. Малые элементы как показатель генезиса кварцитов глубокометаморфизованных комплексов. - В кн.: Терригенные породы раннего докембрия (тезисы докладов). Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с.93-94.

Ш а т с к и й Н.С. О марганцевоносных формациях и металлогении марганца. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4, с.6-29.

Ш а т с к и й Н.С. Осадочные формации. - В кн.: Избр. труды. Т.III. М., „Наука“, 1965а, с.175-184.

Ш а т с к и й Н.С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. - В кн.: Избр. труды. Т.III. М., „Наука“, 1965б, с.153-174.

И в а н о в В.Н. Определение минеральных типов песчаных пород по их химическому составу. - „Сов. геология“, 1974, № 3, с.60-73.

Ш в е ц о в М.С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 186 с.

Ш е й м а н и Ю.М. Введение. - В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып.12-13. М., Госгеолтехиздат, 1961, с.3-14.

Ш е й м а н и Ю.М. Очерки глубинной геологии. М., „Недра“, 1968. 231 с.

Ш к о д з и н с к и й В.С. К проблеме происхождения чарнокитов. - „Геология и геофизика“, 1969, № 10, с.6-25.

Ш т е й н б е р г Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. Свердловск, изд. Уральского филиала АН СССР, 1964. 106 с.

Ш у р к и н К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“, 1968, с.2-54.

Ш у р к и н К.А., Г о р л о в Н.В., С а л ь е М.Е., Д у к В.Л., Н и к и т и н Ю.Б. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.

Э с к о л а П. Докембрий Финляндии. - В кн.: Докембрий Скандинавии. М., „Мир“, 1967, с.154-261.

Я к о в л е в а А.К. Марганцовистый грюнерит пирротиновых руд. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып.6. Л., „Наука“, 1968, с.26-28.

B a t t l e r V.C. A chemical study of some rocks of the Moine series of Scotland. - Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1965, v.121, pt.2, N 482, p.163-208.

- C h i n n e r G.A. Chloritoid and the isochemical character of Barrows zones. - Journ. Petrol., 1967, v.8, N2, p.268-282.
- E n g e l A.E., E n g e l C.G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss northwest Adirondack Mountains, N.-Y. Pt.1. Total rock. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, v.69, N 11, p.1369-1414.
- G o o d w i n A.M., S h k l a n k a R. Archean volcano-tectonic basins, form and pattern. - Canad. Journ. Earth Sci., 1967, 4, p.777-795.
- K a h m a A. The main metallogenic features of Finland. - Bull. Geol. Surv. Finland (Otaniemi), 1973, N 265, 28 p.
- L e a k e B.E. Composition of pelites from Connemara, Co Galway, Ireland. - Geol. Mag., 1958, v.95, N 4, p.291-296.
- L o c k w o o d J.P. Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentine. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, 82, p.919-936.
- P e t t i j o h n F.J. Sedimentary Rocks. 2nd ed. N. Y., 1957. 718 p.
- P e t t i j o h n F.J. Chemical composition of sandstones - excluding carbonate and volcanic sands. Data of geochemistry, sixth. ed., chapt. S, US Geol. Surv. Prof. Paper, 440-S, 1963, 19 p.
- R a m b e r g H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, 1952. 317 p.
- S e d e r h o l m J.J. On the Sab-Bothnian unconformity and on Archean rocks formed by secular weathering. - Bull. Comm. Geol. Finland, 1931, 95, p. 1-81.
- S h a w D.M. Geochemistry of pelitic rocks. Pt. 3. Major elements and general geochemistry. - Bull. Geol. Soc. Amer., v.67, N 7, 1956, p.919-934.
- S i m o n e n A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic Early Archean supracrustal rocks in Southwestern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finland, 1953, N 160, 64 p.
- S t o c k w e l l C.H. Principles of time-stratigraphic classification in the Precambrian. - Geochronol. in Canada. Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., 1964, 8.
- S t o c k w e l l C.H. Geochronology of stratified rocks of the Canadian shield. - Canad. Journ. Earth Sci., 1968, 5, N 3.
- S t r e c k e i s e n A.L. Classification and nomenclature of igneous rocks. - Neues Jahrb. Mineral., Abh., 1967, Bd.107, N 3, 2-3, p.215-240.
- T r e n d a l l A.F., B l o c k l y J.G. The iron formations of the Precambrian Hamersly Group, Western Australia. - West. Austral. Econ. Geol., 1973, 68, p.1023-1034.
- V i l j o e n M., V i l j o e n R. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks. - Geol. Soc. of South Africa Spec. Publ., 1969, N 2, p.87-112.
- W a h l W.A. The granites of the finish part of the svecofennian archean mountain chain. - Bull. Comm. Geol. Finlande, 1936, N 115, 71 p.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Петрогеохимическая реконструкция первичной природы и систематика метаморфизованных осадочных и магматических образований . . . . .	9
1. Принципы и последовательность построения общей систематики осадочных и магматических горных пород . . . . .	9
2. Реконструкция первичной природы алюмосиликатных метасадочных пород . . . . .	15
3. Реконструкция первичной природы метаморфизованных карбонатных и силикатно-карбонатных осадочных пород . . . . .	67
4. Реконструкция первичной природы и систематика магматитов . . . . .	80
Палеотектоническое значение петрогеохимических особенностей метаморфизованных осадочных и магматических образований . . . . .	101
Геоисторическая и металлогеническая интерпретация петрогеохимических особенностей метаморфических комплексов докембрия . . . . .	115
Заключение . . . . .	131
Список литературы . . . . .	135

## CONTENTS

Introduction . . . . .	3
Petrogeochemical reconstruction of the original nature and classification of metamorphosed sedimentary and magmatic formations . . . . .	9
1. Principles and sequence of joint classification construction of sedimentary and magmatic rocks . . . . .	—
2. Reconstruction of the proto nature of aluminosilicate metasedimentary rocks . . . . .	15
3. Reconstruction of the proto nature of metamorphosed silicate and carbonate-silicate sedimentary rocks . . . . .	67
4. Reconstruction of the proto nature and classification of magmatites . . . . .	80
Paleotectonic significance of petrogeochemical peculiarities of metamorphosed sedimentary and magmatic formations . . . . .	101
Geohistorical and metallogenic interpretation of petrogeochemical peculiarities of metamorphic complexes of the Precambrian . . . . .	115
Conclusion . . . . .	131
References . . . . .	135

Александр Александрович Предовский

**РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА  
И ВУЛКАНИЗМА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ**

Утверждено к печати

Геологическим институтом ордена Ленина  
Кольского филиала им. С. М. Кирова АН СССР

Редактор издательства Л. А. Рейхерт

Художник И. П. Кремлев

Технический редактор В. В. Шиханова

Корректоры Ф. Я. Петрова и Е. В. Шестакова

ИБ № 8817

Подписано к печати 27.05.80. М-29669. Формат 60 X 90 1/16.

Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 9 1/2+1 вкл (1/4 печ. л.)=  
=9,75 усл. л. л. Уч.-изд. л. 10,81. Тираж 700. Изд. № 7151. Тип. зак.  
№ 1072. Цена 1 р. 60 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“

199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

---

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука“

199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

1 р. 60 к.



«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ  
ОТДЕЛЕНИЕ