

ПРОБЛЕМЫ
ОСАДОЧНОЙ
ГЕОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЯ

ВЫПУСК 1

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ (г. ПЕТРОЗАВОДСК)

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Выпуск 1

ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

Под редакцией
члена-корреспондента АН СССР *А. В. Сидоренко*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1966



15358
9481

АННОТАЦИЯ

В книге рассмотрены вопросы литологии докембрийских метаморфических осадочно-эффузивных толщ Карелии, Кольского п-ова, Восточного Саяна, Байкальской горной страны и других районов. На основе описания фактического материала приводятся примеры палеофациальных и палеогеографических реконструкций в докембрии. Дается характеристика различных методик и приемов, используемых в настоящее время для расшифровки первичных свойств и состава древнейших осадочных пород.

Книга рассчитана на широкий круг геологов как производственных, так и научных организаций, а также студентов геологических вузов.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *А. В. Сидоренко* (главный редактор), доктор геолого-минералогических наук *К. О. Кратц*, доктор геолого-минералогических наук *Д. П. Сердюченко*, кандидат геолого-минералогических наук *В. А. Соколов*, *О. И. Лулева* (ответственный секретарь)

2-9-1
585-66

Коллектив авторов

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Вып. 1. Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ
Ведущий редактор *Л. М. Самарчян* Технический редактор *А. Г. Иванова*
Корректор *Т. Ю. Шульц*

Сдано в набор 15/XI 1965 г. Подписано к печати 21/I 1966 г.
Бум. № 1. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 17,5 с вкл. Усл. л. 24,5. Уч.-изд. л. 23,75.
Индекс 3-4-1. Т-00831. Тираж 3000 экз. Зак. № 1306/8921-1. Цена 1 р. 86 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91.

ОТ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

В июне 1963 г. в г. Петрозаводске Государственный геологический комитет СССР и Академия наук СССР провели совещание по литологии докембрийских метаморфических толщ. Это была первая встреча геологов, изучающих осадочные образования в докембрийских комплексах щитов. Совещание, в котором участвовало более 200 специалистов из многих научных учреждений и городов страны, привлекло к себе большое внимание и положило начало широкому обсуждению вопросов применения литологических методов изучения осадочно-метаморфических толщ как части познания этапов осадочного развития докембрия. Интерес к совещанию вызван большим научно-теоретическим и практическим значением проблем докембрия.

Докембрийские метаморфические комплексы, выходящие на поверхность или прикрытые маломощным чехлом рыхлых пород, являются широко распространенными геологическими образованиями и составляют около $\frac{1}{5}$ всей территории суши. В докембрийских образованиях сосредоточены крупнейшие месторождения полезных ископаемых, многие из которых генетически связаны с осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями. На долю докембрия (без социалистических стран) приходится 70% достоверных запасов железных руд, 63% марганцевых руд, 93% кобальта, 66% урана и т. д.

История развития докембрийских геологических комплексов составляет почти $\frac{7}{8}$ истории развития Земли, и поэтому изучение ее является важнейшей частью познания всей геологической истории земной коры. Геологические формации, которые слагают ныне докембрий щитов, образовались в результате взаимодействия осадконакопления, магматизма и метаморфизма, поэтому докембрий дает огромный материал для исследования закономерностей древнего породообразования. Только знание всех трех процессов (осадконакопление, магматизм, метаморфизм) может дать ясное представление об эволюции вещества земной коры при высоких температурах и давлениях на больших глубинах в течение длительной геологической истории. В результате это позволит раскрыть закономерности дифференциации вещества в процессах метаморфизма, пути и условия образования метаморфических и некоторых магматических пород, а также выяснить закономерности метаморфического рудообразования и размещения полезных ископаемых. Таким образом, всестороннее изучение докембрия и в первую очередь его осадочных образований приобретает важное значение.

Петрозаводское совещание было посвящено главным образом утверждению литологических методов изучения метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ докембрия, доказательству сохранения в процессах метаморфизма первичных осадочных текстур и структур как главной основы получения объективных данных для фациальных и палеогеографических реконструкций, для «снятия» с метаморфизованной породы метаморфизма, перевода ее в осадочный аналог и восстановления первичного облика осадочной породы.

На совещании были приведены многочисленные примеры сохранения в метаморфизованных породах осадочных признаков, свидетельствующих, что в основе строения докембрия щитов лежат метаморфизованные осадочные толщ, а интрузивные породы подчинены им и только прорывают осадочную структурную ткань щитов. Материалы совещания подтвердили возможность применения литологических методов к изучению большей части геологических образований докембрия, а также литолого-стратиграфических принципов расчленения и картирования докембрийских комплексов, построения истории геологического развития щитов на крупных этапах осадконакопления в отличие от господствовавших прежде методов петрографического картирования докембрия и расчленения их истории развития по фазам магматизма.

Последующие совещания по литологии докембрия в 1964 г. в пос. Апатиты и в 1965 г. в г. Киеве, явившиеся логическим продолжением основных научных направлений, заложенных петрозаводским совещанием, были посвящены вопросам истории осадочных этапов развития докембрия, методам картирования докембрийских комплексов и проблемам метаморфогенного рудообразования.

В настоящем сборнике публикуются некоторые доклады, представленные на совещание. Они посвящены различным сторонам литологии докембрийских толщ: методическим вопросам изучения осадочно-метаморфических толщ, литологическому описанию докембрийских комплексов и некоторому опыту палеогеографических реконструкций на основе изучения реликтов осадочных текстур и структур в глубокометаморфизованных толщах, вопросам литологического рудоконтроля в формировании месторождений полезных ископаемых. Естественно, что первый опыт проведения совещания на такую тему имеет определенные пробелы в тематике докладов. Однако публикация материалов совещания будет способствовать дальнейшему широкому развитию и углублению литологических исследований глубокометаморфизованных толщ докембрия.

Несмотря на некоторую фрагментарность обсуждаемых на совещании вопросов, что вполне объяснимо, оно будет иметь большое значение для становления и организационного оформления проблемы осадочной геологии докембрия как одной из важнейших проблем современной геологии.

Член-корреспондент АН СССР А. В. Сидоренко

К. О. КРАТЦ, В. И. РОБОНЕН,
В. А. СОКОЛОВ, В. М. ЧЕРНОВ

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ИЗУЧЕНИИ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

Литологическое направление в исследовании докембрийских метаморфических осадочных толщ в последние годы привлекает все большее внимание геологов и приобретает значение самостоятельного научного направления. Это положение убедительно высказано А. В. Сидоренко (1963). Не останавливаясь на разборе вопроса о научно-теоретическом и практическом значении изучения литологии докембрийских метаморфических толщ, в настоящей статье мы хотим обратить внимание на прикладное значение и показать большую действенность литологического изучения древних осадочных толщ для расшифровки геологического строения рассматриваемой территории.

Многолетний опыт исследований геологии докембрийских осадочно-метаморфических и вулканогенных образований Карелии, проводимых коллективом геологов Карельского филиала АН СССР, показывает, что в ряде случаев только литологические методы изучения древних толщ позволяют расшифровать геологическое строение того или иного района развития докембрийских отложений.

При исследовании осадочно-метаморфических образований изучались как горные породы, так и их сочетания в слоях и толщах, т. е. микро- и макролитологические особенности осадочных толщ. В докембрийских парапородах изучались первичные структуры и текстуры (слоистость разного типа, воднооползневые текстуры), различные признаки на плоскостях напластования (трещины усыхания, знаки ряби, следы размыва) и другие первичные особенности пород. В ряде случаев приходилось реставрировать первичные признаки или вещественный состав пород, снимая наложенные процессы метаморфизма (влияние расщепления на слоистость, щелочного метасоматоза на состав железных руд и т. д.). В слоях и толщах осадочных пород особое внимание уделялось изучению их циклического строения по закономерному изменению состава пород в вертикальном разрезе толщ, выявлению фациальной изменчивости, парагенетических сообществ пород и их геохимических особенностей.

Использование различных литологических характеристик пород и толщ применялось для решения разных геологических задач: расшифровки геологической структуры и внутренней стратиграфии толщ и отдельных месторождений, определения истинной мощности отложений (а также правильной оценки перспективных запасов полезного ископаемого), установления генезиса карбонатных пород, эффузивной природы диабазов, решения вопросов палеогеографии докембрия, реконструкции палеотектонических колебательных движений и выделения формаций.

Для расшифровки геологической структуры толщ и определения их истинной мощности использовались текстурные литологические при-

знаки (ритмичная и косая слоистость, трещины усыхания и пр.), позволяющие определить кровлю и подошву слоев, а соответственно и их истинное залегание.

При исследовании сильно дислоцированных изоклинально складчатых, крутостоящих осадочно-метаморфических толщ особое значение имеет изучение ритмичной слоистости. Одним из примеров служит ладожская гнейсо-сланцевая серия в Юго-Западной Карелии. Породы этой серии представляют собою в разной степени метаморфизованные песчано-глинистые отложения (граувакки), отличительной чертой которых является ритмичная слоистость типа двухкомпонентного терригенного флиша (рис. 1). В строении ритмичных слоев участвуют аркозы, слюдистые полевошпатовые кварциты, слагающие нижний песчаный элемент ритма, которые постепенно переходят в слюдяные сланцы и филлиты



Рис. 1. Ритмичная слоистость в ладожских породах.

(нередко с кордиеритом и силлиманитом, в верхнем, глинистом элементе ритма). Наблюдаются ритмы полные, неполные и недоразвитые. Границы между элементами каждого ритма постепенные, между отдельными ритмами — резкие, четкие. Мощность ритмичных слоев варьирует от долей сантиметров до 1,5, редко 3 м, в громадном же большинстве случаев измеряется сантиметрами и несколькими десятками сантиметров.

Последовательное определение истинного залегания слоев при помощи ритмичной слоистости, прежде всего дало возможность установить истинный литолого-стратиграфический разрез ладожской серии и расчленить ее на ряд последовательных толщ, отличающихся друг от друга по количественному и качественному сочетанию элементов ритмов и, следовательно, по условиям их осадконакопления.

Вместе с тем в круто, нередко вертикальнозалегающих изоклинально складчатых ладожских сланцах, о тектонической структуре которых судили лишь в общей форме, тот же литологический подход позволил обоснованно восстановить складчатые структуры разного масштаба в пределах серии и более достоверно судить о тектоническом строении ладожского сланцевого прогиба.

В результате решения этих вопросов стало возможным существенно уточнить мощность ладожских серий, которые суммарно теперь определяются в 3—4 тыс. м вместо предполагавшихся ранее 20 тыс. м.

В то же время установление характера литологического разреза и особенностей его изменения, а также мощностей отдельных толщ ладожских серий в разных частях ладожского прогиба делают возможным подойти к расшифровке особенностей геологического развития данного прогиба.

В процессе изучения геологии районов серноколчеданных месторождений Карелии существенную помощь в расшифровке стратиграфии и структуры и определении истинных мощностей метаморфизованных осадочно-вулканогенных отложений также оказали наблюдения над ритмичной слоистостью, цикличностью, миндалекаменными текстурами эффузивов, складками волочения и зеркалами скольжения.

Указанные наблюдения позволили установить, что развитая в районе Хаутаварского месторождения сланцевая толща парандовской серии нижнего протерозоя состоит из трех пачек пород, последовательно сменяющих (снизу вверх) друг друга в разрезе: 1) преимущественно амфиболовые сланцы (300 м); 2) серицито-кварцевые и графитистые сланцы с плагиопорфирами и серным колчеданом (200—300 м) и 3) амфиболовые сланцы (более 200 м). Таким образом, здесь намечается цикличное строение — смена преимущественно амфиболовых сланцев серицито-кварцевыми и графитистыми сланцами с серным колчеданом и выше снова пачка амфиболовых сланцев.

В породах разных пачек отмечается отчетливая ритмичная слоистость. В породах амфиболовых пород она обусловлена чередованием светлых прослоев, сложенных в основном кварцем и полевым шпатом в подошве ритма, с прослоями, сложенными преимущественно темноцветными компонентами: амфиболом, биотитом в кровле. Мощность прослоев колеблется в пределах нескольких миллиметров или сантиметров. Переход от одного члена ритма к другому совершается постепенно. Границы же между ритмами резкие.

В пачке серицито-кварцевых и графитистых сланцев ритмичная слоистость особенно четко проявляется в графитистых сланцах. Она выражается в чередовании серицито-кварцевых в подошве и графитистых или серицито-биотитовых прослоев в кровле ритмов.

В ритмично-слоистом строении пиритсодержащих сланцев нижний член ритма имеет серицито-кварцевый состав, а верхний обогащен пиритом, который иногда слагает преобладающую часть породы. Ритмичное строение наблюдалось и в самих серноколчеданных рудах, образующих пласты и линзы, которые залегают согласно с вмещающими сланцами.

Наблюдения над ритмичной слоистостью позволили установить, что в районе Хаутаварского месторождения серного колчедана супракристалльные отложения парандовской серии нижнего протерозоя образуют изоклинальные и веерообразные структуры, облекающие гранитоиды основания. Мощность отложений парандовской серии составляет 800—900 м. Пиритовые руды слагают обособленные линзы, приуроченные к одному стратиграфическому горизонту, который может выступать в роли маркирующего горизонта. Участие пиритовых руд в строении ритмичной слоистости позволило рассматривать их как осадочные образования, сингенетичные вмещающим породам.

Для расшифровки структуры отдельных месторождений и правильной оценки перспективных запасов полезного ископаемого, как это было сделано на Костомукшском железорудном месторождении, использовались указанные выше литологические данные.

Костомукшское месторождение сложено породами гимольской серии, которая расчленяется (снизу вверх) на нижнюю толщу, костомукшскую, межозерскую и кадиозерскую свиты. Ритмичность пород и цикличное строение гимольской серии обусловлены закономерным изменением гранулометрического, петрографического или химического состава от подошвы к кровле пластов или пачек пород.

Интересная особенность изменения гранулометрического состава обломков наблюдается в пластах туфобрекчий нижней толщи. Нижние части пластов туфобрекчий часто сложены крупными многочисленными обломками туфосланцев и плагиопорфиров. Постепенно, путем уменьшения размеров и количества обломков вулканических пород и увеличения количества цементирующего материала, грубообломочные туфобрекчи переходят в средне- и мелкообломочные туфобрекчи, которые часто в верхних частях пластов переходят в туфосланцы.

Это закономерное изменение гранулометрического состава в пластах туфобрекчий рассматривается как ритмичность. Мощность ритмов изменяется от 2,5 до 4,0 м.

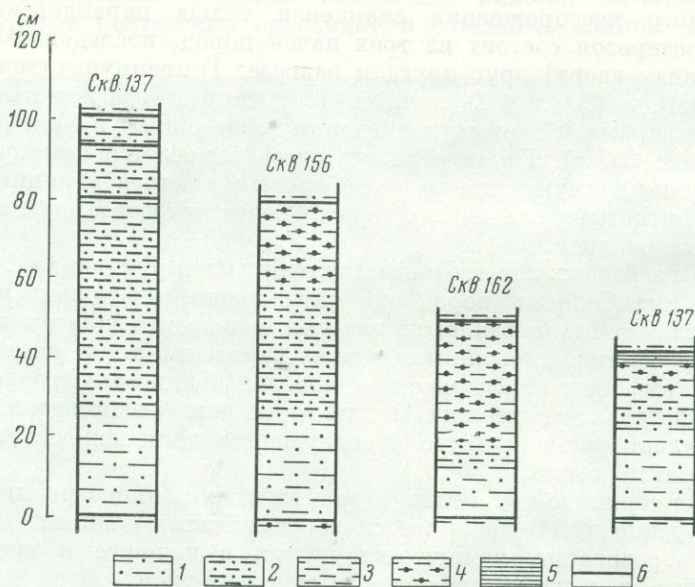


Рис. 2. Ритмичная слоистость в туфосланцах радиозерской свиты

1 — среднезернистые кварцево-биотитовые туфосланцы; 2 — мелкозернистые кварцево-биотитовые туфосланцы; 3 — филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы; 4 — амфиболо (грюнерит)-гранатовые и амфиболовые сланцы; 5 — магнетитовые кварциты; 6 — границы ритмов

Несколько иной тип сочетания пород наблюдается в туфосланцах радиозерской свиты. В нижних частях пластов, как правило, залегают среднезернистые биотито-кварцевые туфосланцы, которые постепенно переходят в мелкозернистые туфосланцы, а затем в филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы. Верхние части пластов сложены биотито-гранатовыми сланцами, обогащенными железом и глиноземом или биотито-грюнеритовыми железистыми кварцитами.

Если исключить метаморфизм охарактеризованных выше образований, то нетрудно заметить закономерное изменение гранулометрического состава от подошвы к кровле ритмов. Седиментация первичных осадков начиналась с отложений вулканических туфов, которые сменялись глинистыми и железисто-глинистыми осадками (филлитовидные кварцево-биотитовые, амфиболо-гранатовые сланцы) и завершались формированием железисто-кремнистых хомогенных осадков (рис. 2).

Такая закономерная смена осадков наблюдается в многочисленных пластах, что позволило рассматривать ее как ритмичную слоистость (мощность ритмичной слоистости изменяется от 0,3 до 0,8 м).

Сходный характер строения ритмичной слоистости наблюдается и в туфогенных отложениях межозерской свиты, с тем лишь различием,

что верхние части ритмов (глиноземисто-железистые, железисто-кремнистые) здесь часто отсутствуют (рис. 3).

Интересной особенностью железистых кварцитов костомукшской свиты является присутствие в них ритмичной слоистости, обусловленной ритмичным изменением железистых минералов и соотношением окисного и закисного железа. Обычно в нижних частях ритмов железистых кварцитов преобладают железистые силикаты, с которыми связано закисное железо. Постепенно вверх количество железистых силикатов уменьшается, соответственно возрастает количество магнетита, в котором концентрируется трехвалентное железо. Внутри ритмов переходы осуществляются постепенно, а на границе ритмов — резко.

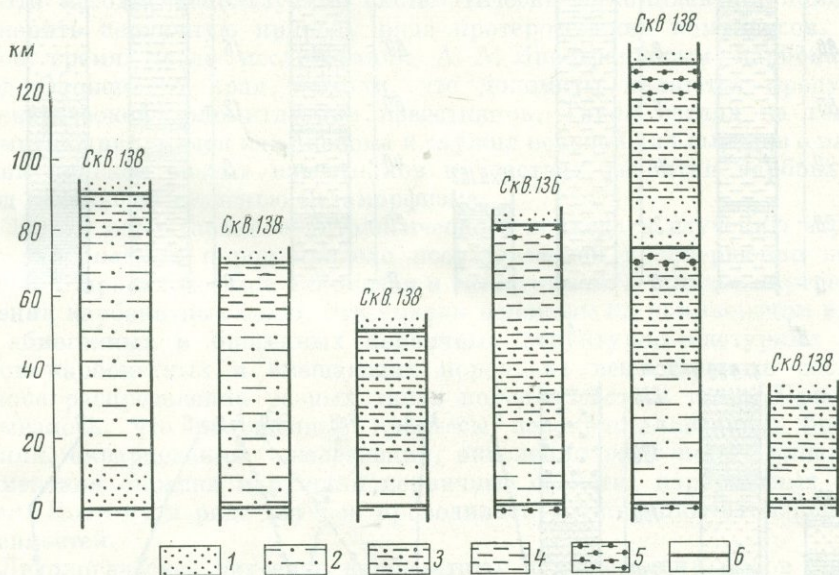


Рис. 3. Ритмичная слоистость в туфосланцах межозерской свиты

1 — крупнозернистые туфосланцы; 2 — среднезернистые туфосланцы; 3 — мелкозернистые кварцево-биотитовые туфосланцы; 4 — филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы; 5 — амфиболовые сланцы; 6 — границы ритмов

Эта схема распределения закисного и окисного железа сохраняется также и в пластах железистых кварцитов, залегающих в верхних частях седиментационных циклов. Кроме того, в них наблюдается постепенное уменьшение содержания алюминия и серы от подошвы к кровле пластов.

Кроме текстур относительно мелкого масштаба для определения кровли и подошвы использовались также крупные текстурные первичные признаки, обусловленные закономерным сочетанием пород.

Так, в межозерской свите нижние части осадочно-вулканических пачек сложены эффузивными плагипорфирами или геллефлинтами, которые переходят в вулканические брекчии. Эти брекчии, в свою очередь, перекрываются туфосланцами. Верхние части пачек сложены железистыми кварцитами. Такого типа направленность в строении пачек пород межозерской свиты неоднократно повторяется в разрезе свиты, что позволяет рассматривать эти сочетания пород как цикличность. Мощность циклов изменяется от 1,5 до 15 м. Сходное цикличное строение пачек осадочно-метаморфических пород наблюдается и в других свитах (рис. 4).

Таким образом, по сохранившимся текстурным признакам, химизму пород в каждом конкретном случае определялись кровля и подошва пластов и пачек пород гимольской серии. Это позволило определить истинную мощность пород этой серии, расшифровать тектоническую структуру месторождения и выявить генетическую природу железистых кварцитов.

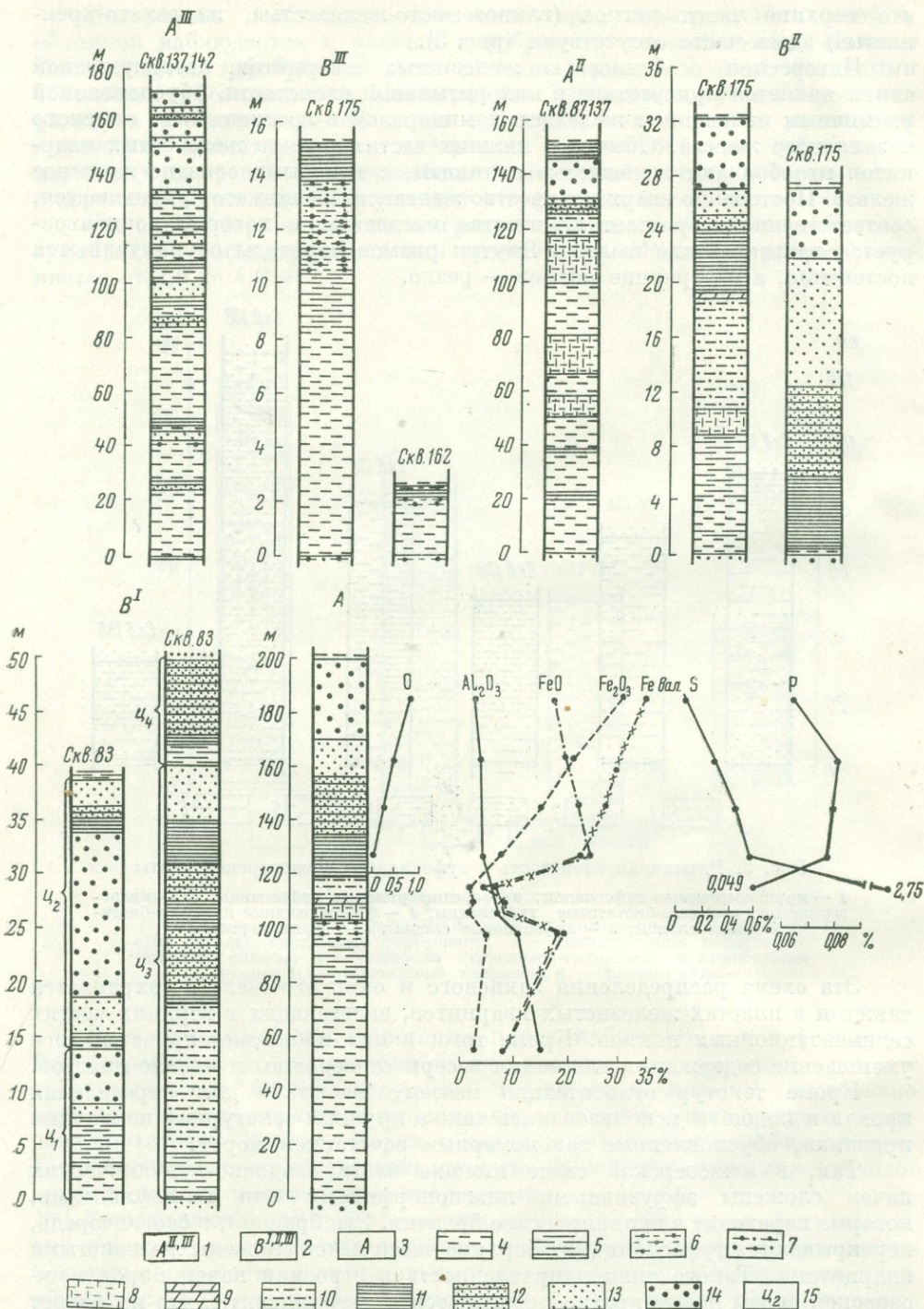


Рис. 4. Типы циклического строения отложений кадиозерской свиты и характер распределения в циклах основных породообразующих компонентов серы, фосфора и коэффициента окисления O

1 — цикличность 2 и 3-ей рудосланцевых пачек; 2 — цикличность 1, 2 и 3-ей рудосланцевых пачек; 3 — идеализированный цикл; 4 — среднезернистые кварцево-биотитовые туфосланцы; 5 — кварцево-биотитовые мелкозернистые туфосланцы; 6—7 — амфиболовые и биотито-амфиболовые сланцы; 8 — талько-хлоритовые, талько-амфиболовые сланцы; 9 — биотито-карбонатные сланцы; 10 — графитистые и кварцево-биотитовые сланцы с пиритом; 11 — амфиболовые и биотитовые кварциты (безрудные); 12 — магнетитовые кварциты с небольшим содержанием рудного железа (15—20%); 13 — магнетитовые кварциты со средним содержанием растворимого железа (25—30%); 14 — магнетитовые кварциты с богатым содержанием растворимого железа (более 30%); 15 — циклы

Если раньше структура месторождения рассматривалась как моноклиналь с падением пород на северо-северо-восток, то после тщательного изучения направления роста ритмов и циклов и нанесения этих направлений на геологическую карту и разрезы обнаружилось, что в структурном отношении Костомукшское месторождение представляет собой крупную синклиналичную складку, опрокинутую на юго-запад.

С установлением синклиналичного строения Костомукшского месторождения стало возможным считать, что запасы железных руд могут быть увеличены. Таким образом, применение литологических методов в изучении сложно дислоцированных осадочно-метаморфических толщ позволяет решать широкий круг вопросов.

Эти методы, используемые систематически и комплексно, помогают установить первичную природу ряда протерозойских комплексов. Так, долгое время после исследований А. А. Иностранцевым карбонатных пород Олонецкого края считали, что доломиты являются продуктом эпигенетической доломитизации известняков. Такой взгляд на генезис доломитов принимался как аксиома и служил основой для выводов о направлении поисков чистых известняков в участках развития карбонатных пород с меньшей степенью метаморфизма.

Однако использование литологического подхода к изучению ятулийских карбонатных пород привело исследователей к совершенно новым выводам о происхождении доломитов и известняков, а также о внутреннем строении карбонатных толщ. Эти выводы основаны на комплексном изучении абиогенных и биогенных первичных структурно-текстурных признаков карбонатных и вмещающих пород, их вещественного состава, а также распределения разных типов пород в составе толщ. При этом учитывалось, что наложенные процессы перекристаллизации, брекчирования, окварцевания, ожелезнения, окисления железистых минералов и изменения окраски нарушили первичные свойства карбонатных отложений. Поэтому в ряде случаев проводилась реставрация их первичных особенностей.

Литологическое изучение карбонатных и вмещающих пород способствовало детальному литолого-стратиграфическому расчленению карбонатно-терригенной толщи ятулия и выделению в ее составе трех осадочных циклов 2-го порядка мощностью 50—200 м. Эти циклы установлены по закономерной смене в вертикальном разрезе толщи терригенных пород кальцитовыми, а кальцитовых пород — доломитовыми. Циклическое строение ятулийских толщ, прослеживаемое на большой площади, дало основание использовать эту особенность первичного распределения осадков в составе толщ для сопоставления разрезов, т. е. в корреляционных целях, а также для раскрытия фациальных условий образования карбонатных пород.

Было установлено, что доломиты и известняки в основной своей массе являются первично-осадочными образованиями, а не продуктами метаморфических изменений. Первичные доломиты, которыелагают примерно 90% от общего объема карбонатных пород, залегают в виде пластов мощностью до 10—20 м среди сланцев, песчаников и других пород. Несмотря на метаморфизм, они сохранили реликты первичных структурно-текстурных признаков и органические остатки. Доломиты, различающиеся по цвету, зернистости, характеру минеральных включений и стратиграфическому положению, сохраняют однородность своей доломитовой части. По этим и другим данным было установлено, что с генетической точки зрения среди ятулийских доломитов выделяются хемогенные, водорослевые и обломочные породы.

Известняки, представленные в ятулии несколькими разновидностями и в небольшом количестве, сохраняют структурно-текстурные признаки осадков и залегают в виде пластов и слоев мощностью 1—10 м на трех стратиграфических уровнях толщи. В составе осадочных циклов они рас-

полагаются выше основной массы терригенных пород и ниже доломитов. По совокупности геолого-литологических данных был сделан вывод, что известняки образовались в периоды распреснений вод морского бассейна, которые проявлялись три раза за время формирования терригенно-карбонатной толщи. Изучение парагенетических сообществ известняков, доломитов и других пород позволило установить фациальные условия, благоприятствующие накоплению тех или иных типов карбонатных осадков.

Геолого-литологическое изучение докембрийских образований Карелии способствовало выработке региональной стратиграфической шкалы для протерозоя. На этой основе стало возможным сопоставление и корреляция синхронных отложений, различающихся по составу. Таким образом, были созданы геологические предпосылки для составления палеофациальных схем и палеогеографической реконструкции докембрия.

На различных участках в период, предшествующий накоплению собственно ятулийских толщ, формировались коры химического выветривания или элювиальные брекчии с карбонатным или карбонатно-песчаным цементом. На рис. 5 показаны площади развития этих образований. Естественно, что контуры этих областей в значительной мере условны, но характер площадного распространения отложений свидетельствует о том, что значительная часть территории представляла в это время континент со слабо расчлененным рельефом. На возвышенностях происходило образование силитных кор выветривания, а в бессточных впадинах рельефа аккумуляровались выносимые из коры выветривания элементы Са, Mg и др., отложившиеся в виде доломитов и известняков, которые образуют цемент в элювиальных брекчиях, синхронных коре выветривания. Рис. 5 свидетельствует о возможности перехода от геолого-литологических исследований докембрийских отложений к построению палеофациальных схем и далее палеогеографическим реконструкциям рельефа, климата и др. природных условий прошлого. Палеофациальные схемы для нижнего, среднего и верхнего ятулия, составленные с учетом требований «Методики по составлению атласа палеогеографических карт», по сумме геолого-литологических признаков хорошо иллюстрируют геологическое развитие рассматриваемой территории в ятулийское время. Не имея возможности остановиться на разборе этих схем, обратимся к палеотектонической схеме для всего ятулия (рис. 6).

На рис. 6 показаны установленные мощности ятулийских пород, размещение на площади терригенных и терригенно-карбонатных отложений, основные направления сноса обломочного материала, подведен суммарный итог геологического развития ятулия на рассматриваемой территории. Мощности ятулийских отложений здесь меняются от 500 до 1600 м, причем увеличение мощностей происходит закономерно в двух противоположных направлениях (юг, юго-восток, юго-запад и север, северо-восток и северо-запад) от линии, совпадающей примерно с современным водоразделом между Онежским озером — оз. Суоярви и Сегозером — оз. Селецким — оз. Янгозером. В южном направлении мощности нарастают постепенно от 250—300 до 750—800 м. Здесь наблюдается фациальное изменение состава ятулийских пород от разнотерригенных обломочных до обломочно-карбонатных и далее к шунгито-карбонатно-глинистым. Немногочисленные данные о направлении сноса обломочного материала (по косой слоистости, фациальным изменениям) показывают, что снос происходит здесь в основном с севера, северо-востока и северо-запада, т. е. в направлении увеличения мощности отложений.

Изменение мощности ятулийских отложений к северу от линии водораздела происходило более резко: от 500 до 1600 м. Состав ятулийских пород, например, в районе озер Сегозеро — Ругозеро, р. Чирка — Кеми, меняется в направлении возрастания мощностей. Разнотерригенные в основном гравелито-песчанистые толщи, развитые в более южных участках,

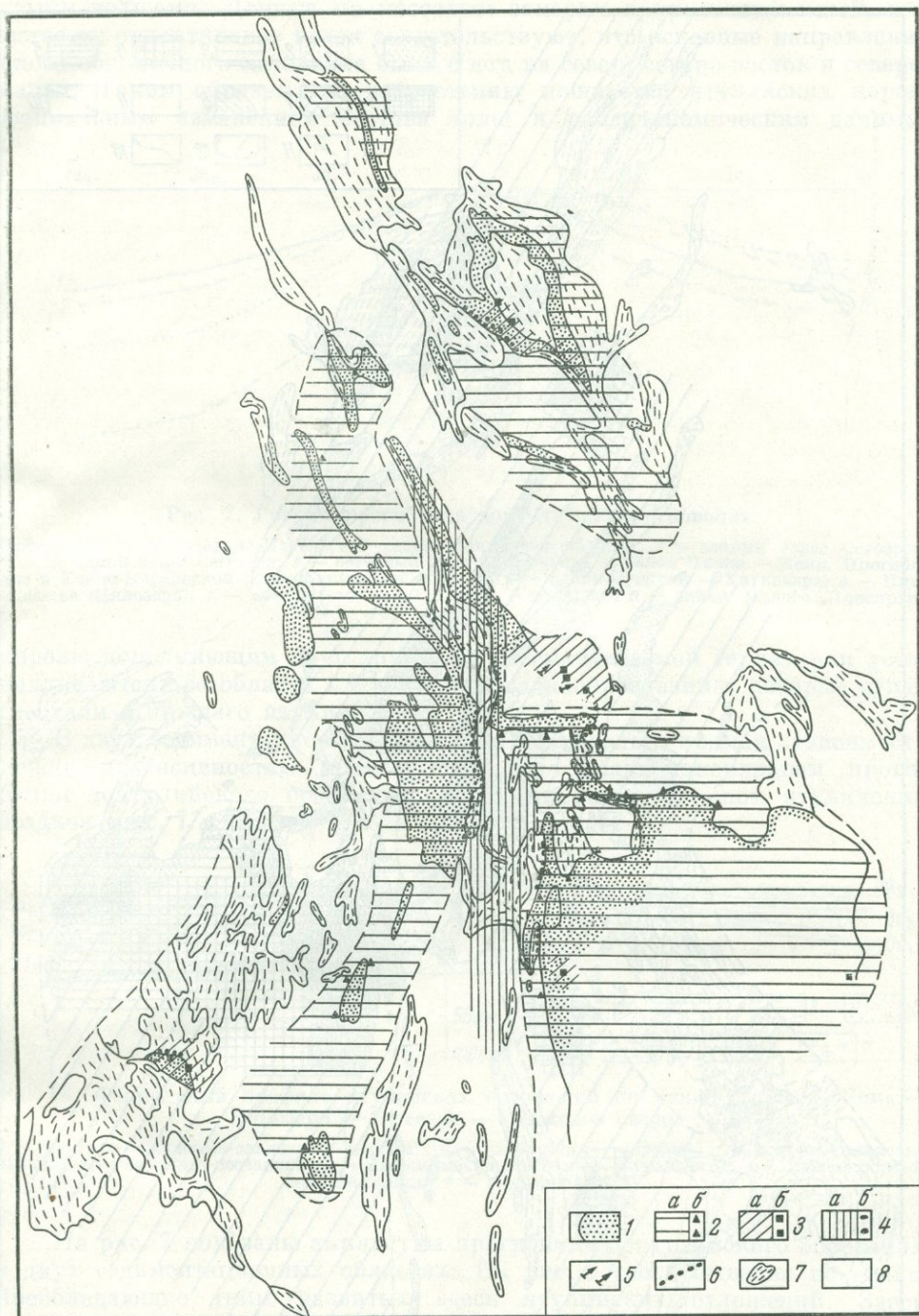


Рис. 5. Схема распространения базальных отложений ятулия

1 — площади распространения ятулийских отложений; 2а — предполагаемые области развития коры выветривания; 2б — пункты нахождения обнажений; 3а — предполагаемые области развития элювиальных брекчий с карбонатным и песчано-карбонатным цементом; 3б — пункты нахождения обнажений; 4а — области эрозии коры выветривания (предъятулийское поднятие); 4б — обнажения; 5 — отложения песчано-конгломератовые (конусы выноса); 6 — участки развития сарилийских конгломератов; 7 — нижнепротерозойские породы; 8 — гранито-гнейсовые породы архея — нижнего протерозоя

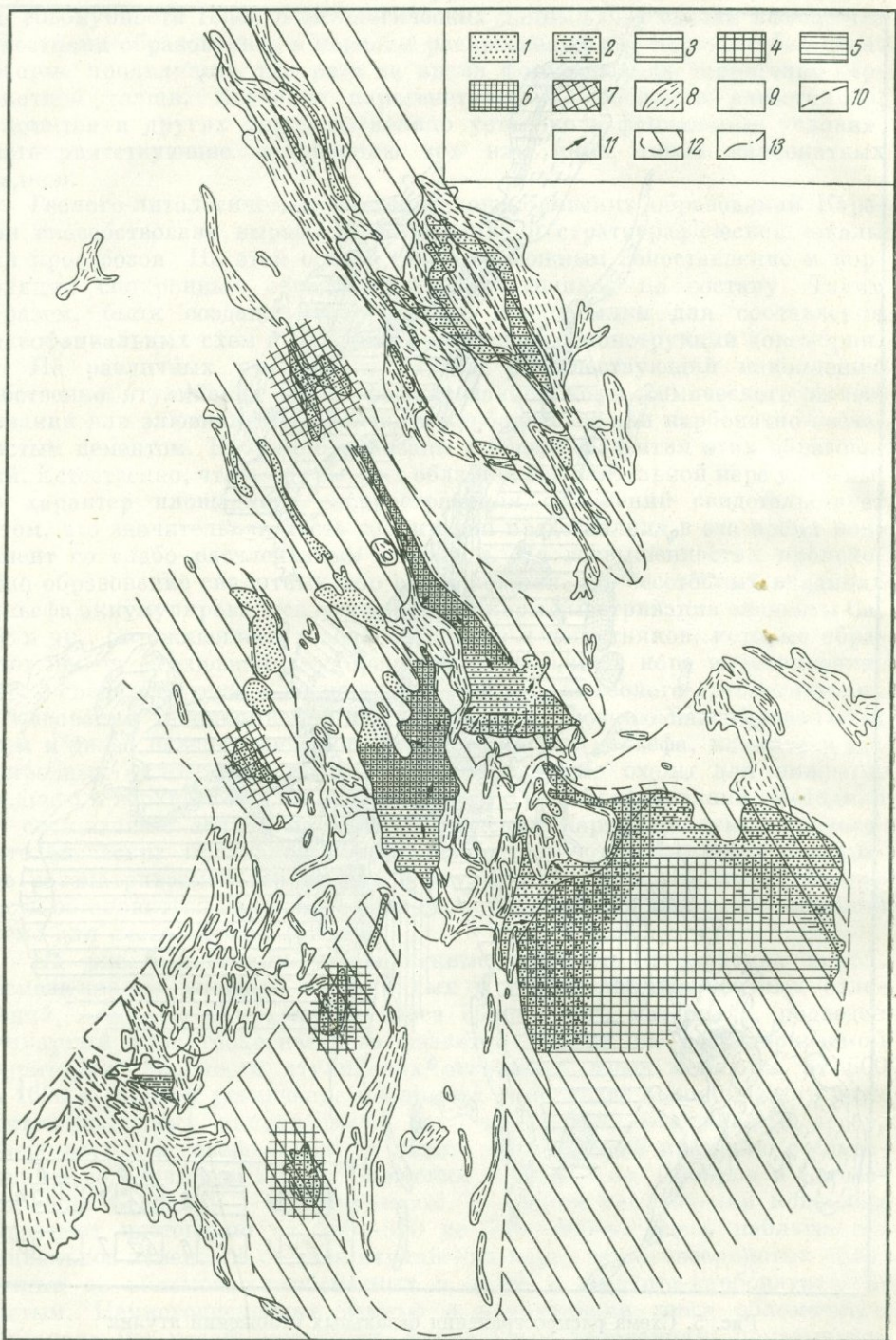


Рис. 6. Палеотектоническая схема отложений ятулия

1 — площади распространения ятулийских пород сегозерской серии; 2 — то же для онежской серии. Ятулийские отложения с мощностью: 3 — до 500 м; 4 — 500—750 м; 5 — 750—1000 м; 6 — 1000—1250 м; 7 — 1250 м; 8 — нижнепротерозойские отложения; 9 — гранито-гнейсовые породы архея-нижнего протерозоя; 10 — постятулийские тектонические разломы; 11 — основные направления сноса обломочного материала; 12 — области преобладающего опускания в ятулийское время; 13 — граница между седиментационными областями

сменяются к северу более мелко- и разномерными кварцито-песчанистыми толщами. Данные по массовым замерам направлений косої слоистости, ориентировке галек свидетельствуют, что основные направления сноса обломочного материала были с юга на север, северо-восток и северо-запад. Таким образом, по возрастанию мощностей ятулийских пород, фаціальным изменениям состава толщ и палеодинамическим данным,

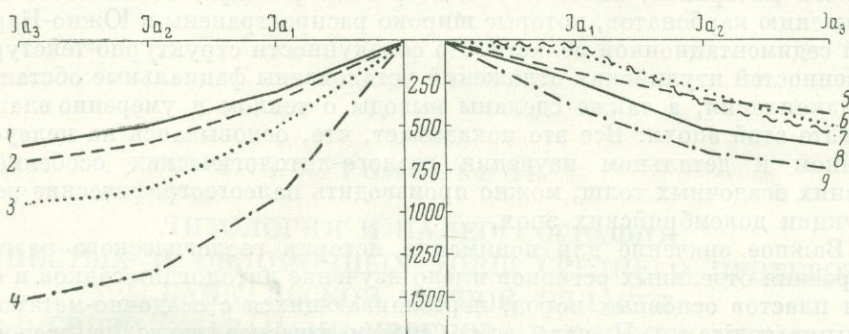


Рис. 7. График прогибания дютаулийского основания

Прогибание в Центрально-Карельской седиментационной области: 1 — южный берег Сегозера; 2 — западный берег Сегозера; 3 — северный берег Сегозера; 4 — район Чирка — Кемь. Прогибание в Южно-Карельской седиментационной области: 5 — район Суоярви — Хаукавара; 6 — Прионежье (Пялозеро); 7 — Тулозеро; 8 — Суоярви (Суоярви); 9 — район Малого Янисярви

хорошо дополняющим друг друга, на рассматриваемой территории устанавливаются две области ятулийского осадкообразования, которые существовали с нижнего ятулия.

В двух седиментационных областях наблюдается прямая зависимость между интенсивностью компенсированного осадконакоплением прогибания дютаулийского основания (мощности толщ) и типом ятулийских осадков (рис. 7 и 8).

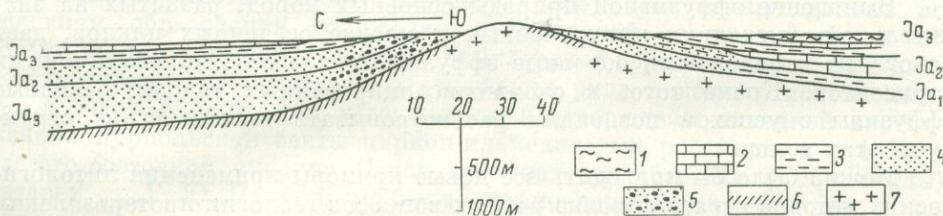


Рис. 8. Фаціальний профіль ятулийських відкладень по лінії Чирка — Кемь — Елмозеро — Сегозеро — Онежське озеро

1 — шунгіто-карбонатно-сланцеві породи; 2 — карбонатні породи; 3 — піщано-глинисті породи; 4 — кварцитопіщаники; 5 — кварцеві конгломерати і гравеліти; 6 — нижнепротерозойські сланці; 7 — гнейсограніти

На рис. 7 показані амплітуди прогибання дютаулийського основания в двох седиментационних областях. На рис. 8 відповідно показані преобладаючі типи розвинутих здесь ятулийських відкладень. Здесь хорошо видно, что в Южно-Карельской седиментационной области, где амплітуда прогибання була меншою, формувались в основному глинисто-карбонатні відкладення, які, судя по літологічним особливостям, представляють собою мелководні морські осадки. Лишь по периферії вони фаціально сменяються грубообломочними терригенними осадками річкової і дельтової типу. В Центрально-Карельской седиментационной области, где амплітуда прогибання була більшою, відкладались гетерозернисті піщаністі осадки, а глинисті і карбонатні відкладення накопчилися в підчиненому кількості. Указанная зави-

симость имеет определенный палеогеографический и общегеологический смысл, так как, используя ятулийские осадки в качестве коррелятивов ятулийского рельефа, можно сделать вывод, что образование поднятий и понижений в рельефе Центрально-Карельской седиментационной области происходило интенсивнее, чем в Южно-Карельской и возможности денудации использовались здесь полнее. При этом большое количество обломочного материала, сносимого в депрессии рельефа, не способствовало осаждению карбонатов, которые широко распространены в Южно-Карельской седиментационной области. По совокупности структурно-текстурных особенностей ятулийских отложений установлены фациальные обстановки их накопления, а также сделаны выводы о теплом и умеренно влажном климате этой эпохи. Все это показывает, что, основываясь на целеустремленном и детальном изучении геолого-литологических особенностей древних осадочных толщ, можно производить палеогеографические реконструкции докембрийских эпох.

Важное значение для понимания истории геологического развития и строения отдельных регионов имело изучение литологии осадков и строения пластов основных пород, переслаивающихся с осадочно-метаморфогенными толщами. Прежде всего систематическое изучение осадочных и магматических пород позволило в ряде случаев отчетливо установить эффузивную природу основных пород, например ятулийских. Было установлено наличие древней коры выветривания и эрозионных врезов на поверхности пластов основных пород, выявлены туфогенные осадочные породы, ассоциирующиеся с основными породами.

В составе пластов основных пород суммарной мощностью 100—400 м описано от 7 до 9 покровов. При этом каждый покров имеет асимметричное строение и складывается снизу вверх: эпидотизированными метадиабазами, метапорфиритами, мандельштейнами, шаровыми лавами или автобрекчиями или пенистыми лавами и поверхностями со следами течения лавы. Излияния основных пород происходили в момент регрессии. Общая мощность покровов и количество туфогенных пород уменьшаются в сторону течения лавы.

Выявление эффузивной природы основных пород, развитых на значительной площади и приуроченных к кровле осадочных циклов, дает основание использовать основные эффузивы в качестве корреляционных горизонтов. Кроме того, в сложнодислоцированных толщах основные эффузивы с успехом позволяют расшифровывать тектонические структуры этих толщ.

Можно было бы приводить все новые примеры применения литологических методов к расшифровке разных вопросов геологии протерозойских образований Карелии и все бы они продолжали убедительно говорить о своем большом значении в процессе геологических исследований.

Каждый из приемов литологического анализа осадочных толщ, указанный выше, не является новым, но комплексное применение разных литологических методик в совокупности с геологическими методами и изучением метаморфизма древних осадков требует дальнейшего развития и внедрения в практику геологоразведочных работ.

В. К. ГОЛОВЕНОК

**ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
ГЛИНИСТЫХ И ОБЛОМОЧНЫХ ТОЛЩ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ
БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ
В СВЯЗИ С ЗАДАЧАМИ ПРОГНОЗА РАСПРОСТРАНЕНИЯ
ГЛИНОЗЕМНОГО СЫРЬЯ И ДРЕВНИХ РОССЫШЕЙ**

15353 18516

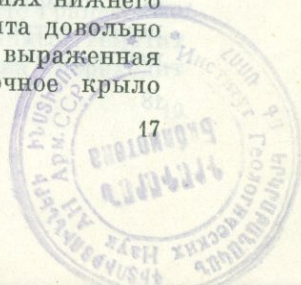
В течение ряда лет нами проводилось литолого-палеогеографическое изучение среднепротерозойских отложений, развитых в северной части Байкальской горной области, в пределах Патомского и Северо-Байкальского нагорий. В результате проведенных исследований было установлено, что эти отложения повсеместно характеризуются очень специфическим составом, отражающим своеобразие условий, в которых они накапливались. Нижняя часть среднепротерозойских отложений, известная под названием пурпольской свиты, с большим перерывом в осадконакоплении залегает на нижнепротерозойских образованиях и представляет собой древнюю метаморфизованную формацию коры выветривания, сложенную продуктами перемыва и переотложения длительно развивавшейся коры химического выветривания (Головенко, 1963). Полученные данные по условиям образования отложений пурпольской свиты позволили не только уточнить историю развития Байкальской горной области, но и дать перспективную оценку свиты в отношении ряда полезных ископаемых.

В 1960—1961 гг. эти выводы были подтверждены находкой в отложениях пурпольской свиты циркон-ильменитовых россыпей, а в 1962 г. на юго-восточной окраине Патомского нагорья (бассейн р. Джелинды) автором и Г. Ю. Пушкиным были установлены конкреционные диаспоровые бокситы.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Среднепротерозойские отложения в северной части Байкальской горной области известны под названием тепторгинской серии, выделенной впервые как самостоятельный комплекс осадочных пород С. И. Друговым (1958). Осадочные и эффузивно-осадочные образования тепторгинской серии развиты на крыльях Чуйского, Тонодского и Лонгдорского антиклинориев и в виде изолированных выходов встречаются в сековой части этих структур, выполняя пологие брахисинклинальные складки или образуя в силу большой химической и механической устойчивости останцы в наиболее высоких точках рельефа (рис. 1).

Отложения серии с большим перерывом в осадконакоплении залегают на осадочно-метаморфических и интрузивных образованиях нижнего протерозоя. На подстилающих породах, как правило, развита довольно мощная кора химического выветривания, особенно ярко выраженная в местах залегания серии на гранитоидах (северо-восточное крыло



Чуйского, центральная часть Тонодского и юго-восточная окраина Лонгдорского антиклинориев). На этих участках в основании серии непосредственно на гранитах залегает характерная пачка зеленовато-серых или светлых кварцевых гравелитов с рассланцованным серицитовым цементом. Мощность пачки достигает 15—25 м. Типично осадочный облик гравелиты имеют только в верхней части пачки, где они нередко содержат маломощные прослои и линзы песчаников. Вниз по разрезу прослои песчаников исчезают, слоистость в гравелитах становится очень неясной, наряду с обломками кварца в породах появляется дресва серицитизированных полевых

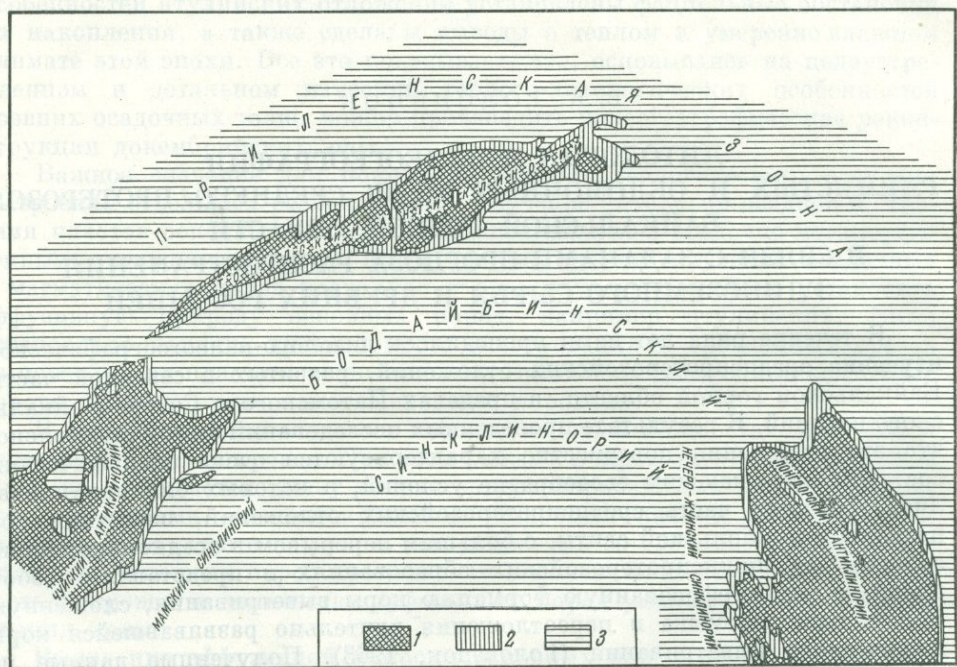


Рис. 1. Схема геологического строения Патомского и Северо-Байкальского нагорий

1 — осадочно-метаморфические и изверженные образования нижнего протерозоя; 2 — тепторгинская серия среднего протерозоя; 3 — отложения верхнего протерозоя (патомская серия) и нижнего палеозоя

шпатов и гравелиты постепенно сменяются выветрелыми и рассланцованными гранитами. Обломки кварца в гравелитах имеют ту же размерность и форму, что и кварц в гранитах. Вещественный состав, фациальные особенности и взаимоотношение с гранитами показывают, что сланцеватые гравелиты представляют собой кору выветривания подстилающих гранитов, почти не нарушенную в основании и слегка перемытую и переотложенную в верхней части пачки.

Там, где тепторгинская серия подстилается осадочно-метаморфическими образованиями нижнего протерозоя (северное крыло Тонодского антиклинория), между ними во многих местах удается наблюдать резкое азимутальное и угловое несогласия, а базальные гравелиты тепторгинской серии также содержат дезинтегрированный и измельченный материал подстилающих пород.

Отложения тепторгинской серии несогласно перекрываются осадочными образованиями патомской серии верхнего протерозоя. В базальных конгломератах патомской серии наряду с гальками нижнепротерозойских пород встречаются и гальки пород тепторгинской серии. В ряде мест наблюдается размыв верхних частей разреза тепторгинской серии вплоть

до полного ее уничтожения, так что конгломераты верхнего протерозоя ложатся непосредственно на нижнепротерозойские образования.

По вещественному составу и другим фаціальным особенностям тепторгинская серия расчленяется на две свиты: пурпольскую — кварцито-сланцевую и медвежевскую — эффузивно-осадочную (рис. 2).

Пурпольская свита, залегающая в основании тепторгинской серии, характеризуется своеобразным и очень сходным во всех областях ее распространения составом. Свита сложена в основном кварцевыми песчаниками, кварцитами, гравелитами, реже мелкогалечными конгломератами и высокоглиноземистыми сланцами, представленными в зависимости от степени метаморфизма серицито-хлоритоидными, хлоритоидными, дистен-хлоритоидными, дистен-ставролитовыми и другими разновидностями. Этим породам резко подчинены горизонты измененных основных эффузивов (метадиабазы и амфиболиты), черных углисто-кварцевых песчаников и осадочных пород полимиктового состава. Последние обычно приурочены или к базальным горизонтам свиты или чаще к ее верхам, где происходит переход к лежащей выше медвежевской свите.

Повсеместно наблюдается трехчленное строение пурпольской свиты. Нижняя и верхняя части ее разреза сложены преимущественно обломочными породами (песчаниками и гравелитами с горизонтами мелкогалечных конгломератов), в средней части разреза преобладают высокоглиноземистые сланцы, которым подчинены обломочные породы. Общая мощность пурпольской свиты колеблется в различных районах от 250—300 до 1000—1200 м.

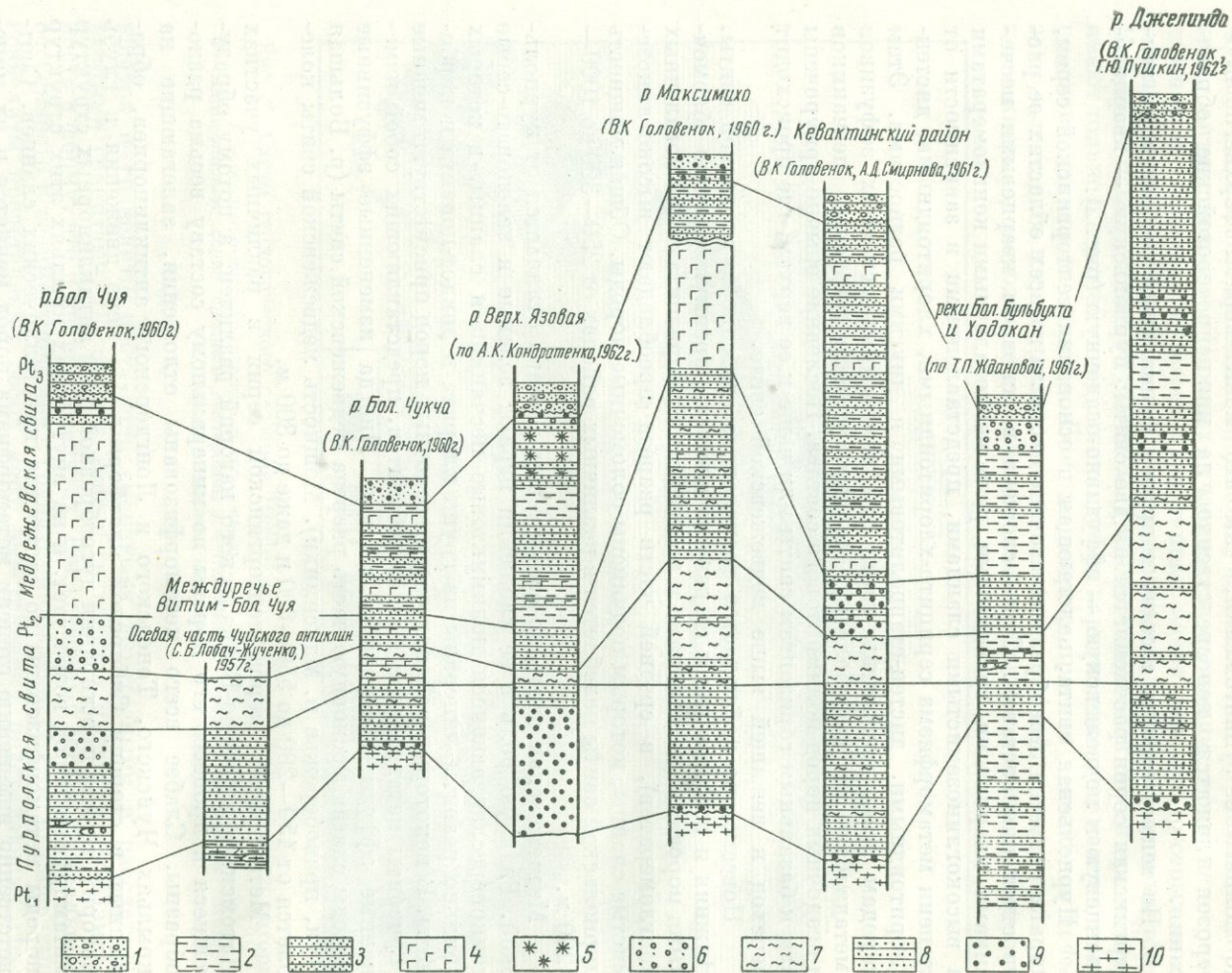
Медвежевская свита по составу пород резко отличается от пурпольской. Главную роль в ее сложении играют зеленые и зеленовато-серые тонкопереслаивающиеся полимиктовые песчаники и сланцы, в которых обильно развиты минералы из групп хлорита и эпидот-цоизита и карбонаты. В некоторых районах среди осадочных пород присутствуют мощные горизонты метадиабазов или амфиболитов, представляющих собой измененные эффузивы основного состава. Иногда измененные эффузивные породы слагают основную часть разреза медвежевской свиты (р. Большая Чуя, правобережье р. Максимихи). Мощность медвежевской свиты колеблется от 150—200 до 550—600 и даже до 800 м.

Метаморфизм пород тепторгинской серии в различных участках Патомского и Северо-Байкальского нагорий различен, а потому образующиеся в процессе его породы по минеральному составу весьма разнообразны. Слабее всего метаморфизованы отложения, залегающие на крыльях Чуйского, Тонодского и Лонгдорского антиклинориев, обращенных в сторону Сибирской платформы. По мере движения в глубь нагорий, вкост простираания дугообразной цепи антиклинорных структур метаморфизм пород возрастает, и на внутренних крыльях этих структур породы метаморфизованы до состояния кристаллических сланцев. Соответственно изменению степени метаморфизма пород меняется и их минеральный состав.

Менее всего изменения минерального состава заметно в кварцевых обломочных породах пурпольской свиты. С возрастанием степени метаморфизма пород в чистых мономинеральных разностях происходит лишь перекристаллизация обломочного материала и цемента, и песчаники и гравелиты сменяются внутри нагорий кварцитами. Первоначально глинистые породы пурпольской свиты изменяются значительно сильнее. В приплатформенных, наименее метаморфизованных участках они представлены кварцево-серицитовыми и кварцево-пирофиллито-серицитовыми сланцами. В глубь нагорий последовательно появляются серицито-хлоритоидные, хлоритоидные, дистен-хлоритоидные и дистен-ставролит-гранатовые сланцы. В породах приплатформенной зоны тонкораспыленный гематит (в сланцах и песчаниках) с возрастанием метаморфизма переходит

Рис. 2. Схема сопоставления разрезов тепторгинской серии. Составил В. К. Головенко, 1963.

1 — полимиктовые конгломераты; 2 — глинистые сланцы; 3 — полимиктовые песчаники; 4 — основные эффузивы; 5 — кератофиры; 6 — кварцево-галечные конгломераты; 7 — высокоглиноземистые сланцы; 8 — кварцевые песчаники; 9 — кварцевые гравелиты; 10 — гранитоиды



в магнетит, в связи с чем характерная для приплатформенной зоны розовато-красная окраска пород в глубь нагорий исчезает.

Полимиктовые песчаники и сланцы медвежьей свиты в зонах более высокого метаморфизма сменяются двуслюдяными, амфибол-слюдяными, гранат-амфибол-слюдяными гнейсами и сланцами. Эффузивные породы, представленные в зоне слабого метаморфизма эпидотизированными и окварцованными метадиабазами с реликтами миндалекаменной текстуры, в зоне сильного метаморфизма превращены в амфиболиты и гранатовые амфиболиты.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ

Закономерное и постепенное нарастание метаморфизма в глубь Патомского и Северо-Байкальского нагорий позволяет сравнительно легко выделять в составе тепторгинской серии не только свиты, но и отдельные пачки пород внутри свит. Это дает возможность проследить фациальные изменения отложений не только по простиранию, но и вкрест него.

Наиболее интересны литологические особенности отложений пурпольской свиты. Как указывалось, эти отложения представлены в основном двумя типами пород: обломочными кварцевыми и высокоглиноземистыми глинистыми, превращенными в различные сланцы.

Состав песчаных и гравийных пород почти исключительно кварцевый, лишь в цементе присутствует глинистый материал, превращенный в серицит, хлоритоид или дистен. Характерна также примесь в породах окислов железа сингенетического происхождения. Окислы тонко распылены по всей массе пород или концентрируются вдоль нормальной и косой слоистости, придавая породам разнообразную окраску розовато-красных оттенков.

Горизонты конгломератов, как и песчано-гравийные породы, сложены преимущественно кварцем. В среднегалечных разновидностях присутствуют, кроме того, гальки светлых кварцитов, ожелезненных песчаников, железистых алевролитов и яшмовидных пород, т. е. наиболее устойчивый против выветривания материал.

Наблюдается определенная направленность фациальных изменений обломочных отложений. Более грубозернистые породы развиты на приплатформенных крыльях антиклинорных структур. В этих участках в разрезе пурпольской свиты много гравийных разностей, здесь же встречаются и горизонты конгломератов. В породах нередко отмечается косая слоистость (потокового и бассейнового типа), знаки ряби, иногда трещины усыхания. По мере движения от платформы в глубь нагорий зернистость обломочного материала уменьшается, конгломераты из разреза пурпольской свиты исчезают, уменьшается и количество гравелитов. В породах видна лишь тонкая параллельная слоистость, косослоистые текстуры и знаки ряби не установлены. Во внешней зоне высокоглиноземистые сланцы образуют среди песчаников обычно линзовидные прослои, в более внутренних частях нагорий прослои сланцев прослеживаются на значительные расстояния.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СЛАНЦЕВ

Изучение фациальных особенностей глинистых пород пурпольской свиты затруднено вследствие полной их перекристаллизации даже в зоне слабого метаморфизма. Однако возможность суждения об исходном составе этих пород имеется. С этой целью, как нам кажется, вполне может быть использован химический состав сланцев.

Химический состав глин является показателем минерального состава, что для главных генетических типов глин было недавно показано А. Б. Роновым и З. В. Хлебниковой (1957) на примере глинистых отложений

Русской платформы. В химическом составе метаморфических сланцев, возникших за счет глинистых отложений, картина несколько иная. Среди большинства геологов распространено мнение, что химический состав глинистых пород в процессе метаморфизма значительно изменяется вследствие привноса и выноса отдельных компонентов (Лападю-Арг, 1950; Фролова, 1962). Правда, в последние годы в отечественной и зарубежной литературе появился ряд работ, в которых отмечается, что даже при очень глубоких преобразованиях метаморфические породы, в том числе и сланцы, наследуют определенные черты минерального и химического состава исходных осадочных пород (Сердюченко, 1955, 1956, 1962; Сидоренко, 1962, 1963; Pettijohn and Bastron, 1959).

Не рассматривая всех аргументов, которые приводятся в доказательство значительных изменений в процессе метаморфизма, и не касаясь вопросов ультраметаморфизма и гранитизации, отметим лишь следующее. Во-первых, все без исключения сторонники значительных изменений химического состава глинистых пород, рассматривая вопросы химизма глинистых сланцев в процессе метаморфических преобразований, в качестве отправного момента принимают не химический состав определенных генетических типов глин, а оперируют усредненным составом, полученным простым суммированием химического состава глин совершенно различного генезиса и возраста. Во-вторых, слишком обобщенно производится и построение рядов пород, отвечающих последовательно возрастающим ступеням метаморфизма. Эти ряды строятся, исходя из наличия тех или иных минералов, возникающих при метаморфизме, например при присутствии в породе биотита, полевых шпатов. Если в исходной породе (как это имеет место в каолиновых глинах) железо, щелочные и щелочно-земельные элементы присутствуют в незначительных количествах и если предположить, что привноса этих элементов извне не происходило, то биотит и полевые шпаты даже при очень высоких ступенях метаморфизма могут вообще не появиться. Таким образом, в основу доказательств изменений химического состава кладутся слишком усредненные и обобщенные, а поэтому неточные данные.

Автором сделана попытка рассмотреть поведение химического состава глинистых отложений при метаморфизме с других позиций: учитывая фациальные особенности этих отложений и, следовательно, тот факт, что уже в исходных глинистых осадках различного генезиса соотношение главных породообразующих элементов было различным.

Сланцы пурпольской свиты тепторгинской серии представляют в этом отношении весьма благодатный объект, так как благодаря закономерным фациальным изменениям и постепенному нарастанию метаморфизма пород при движении от Сибирской платформы в глубь Патомского и Северо-Байкальского нагорий эти отложения легко выделяются в разрезе докембрия даже в зонах очень сильного метаморфизма. В то же время глинистые породы пурпольской свиты принадлежат к одному генетическому типу.

В табл. 1 приведены данные по химическому составу высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты. Пробы были отобраны из различных географических участков распространения свиты и из зон различных ступеней метаморфизма — от начальной стадии фации зеленых сланцев до кианитальмандиново-мусковитовой субфации альмандиново-амфиболитовой фации (по Тернеру и Ферхугену, 1961). Из табл. 1 видно, что несмотря на различную ступень метаморфизма приведенные в ней сланцы повсеместно характеризуются весьма сходным химическим составом, в котором отмечается ряд общих особенностей. К их числу относятся повышенная концентрация химически наименее подвижных элементов (алюминий и железо), сравнительно малое содержание кремнезема и незначительное содержание щелочных, особенно натрия, и щелочно-земельных элементов. При высокой мобильности последних такое постоянство их

Химический состав высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты тепторгинской серии

№ анализа Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	SiO ₂	49,94	47,30	48,30	43,60	50,24	49,08	58,00	60,80	41,91	56,48	65,50	56,51	61,20	37,66	47,26
TiO ₂	1,30	1,34	1,26	1,20	0,80	0,98	1,66	0,83	1,00	1,42	0,62	1,66	1,00	1,16	1,36	0,94
Al ₂ O ₃	27,69	29,69	27,54	32,53	30,96	28,58	24,56	19,18	36,01	24,58	18,18	25,75	21,41	47,30	37,07	743,88
Fe ₂ O ₃	3,74	12,67	5,91	12,53	4,99	2,65	3,34	6,20	7,20	3,61	1,65	2,882	2,88	6,64	10,89	94,94
FeO	0,13	—	10,08	1,88	2,74	6,03	7,61	6,36	7,46	5,36	5,33	4,12	5,14	—	—	—
MnO	0,03	0,04	0,32	0,11	0,02	0,03	0,05	0,10	0,41	0,10	0,09	0,15	0,15	0,06	0,27	0,03
MgO	2,08	0,6	1,60	1,59	1,61	2,19	0,76	1,01	1,19	0,76	1,01	0,89	2,11	0,75	0,96	0,62
CaO	0,46	0,6	0,40	0,48	0,54	0,29	0,32	0,15	0,15	1,11	1,14	0,07	0,11	2,48	0,65	0,90
Na ₂ O	0,10	0,31	0,10	0,46	0,61	4,59	2,42	2,33	2,30	4,09	2,94	2,66	2,79	0,19	0,11	0,92
K ₂ O	9,02	3,84	0,48	3,16	2,31	—	—	—	—	—	—	—	—	2,34	0,53	4,16
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	4,78	2,06	2,16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,88	—	0,08	0,06	0,06	0,12	0,17	0,08	0,18	0,22	0,42	0,43	0,19	—	—	—
П. п. п.	3,88	3,46	—	—	—	5,01	1,20	1,79	1,74	1,97	3,48	4,53	2,55	1,49	0,95	2,32
Сумма	100,25	100,33	100,85	99,66	100,44	99,55	100,09	99,33	99,55	99,70	100,26	99,65	99,53	100,38	100,22	100,24

1—серицитизированный каолиновый аргиллит. Обр. 49г, голец Окунь, Северо-Байкальское нагорье. Колл. В. К. Головенка, аналитик Г. В. Николаева; 2—хлоритоидный сланец. Обр. 44а, р. Большая Чуя выше Медвежьки. Колл. В. К. Головенка, аналитик Г. В. Николаева; 3—кварцево-магнетито-хлоритоидный сланец. Осевая часть Чуйского антиклинория (С. Б. Лобач-Жученко, 1957); 4—мусковито-магнетито-дистено-кварцевый сланец. Осевая часть Чуйского антиклинория (С. Б. Лобач-Жученко, 1957); 5—дистено-гранато-мусковито-ставролитовый сланец. Верховья р. Большой Чукчи (С. Б. Лобач-Жученко, 1957); 6—гранато-дистено-мусковито-кварцевый сланец. Правый берег р. Витим против пос. Мама. Колл. В. М. Таевского; 7—гранато-ставролито-кварцевый сланец. Верховья р. Большой Чукчи. Колл. В. М. Таевского; 8—мусковито-ставролитовый сланец. Верховья р. Бол. Уголькан. Колл. В. М. Таевского; 9—гранато-мусковито-ставролитовый сланец. Верховья р. Большой Уголькан. Колл. В. М. Таевского; 10—гранато-ставролито-биотитовый гнейсо-сланец. Водораздел р. Качикан и руч. Валеевского. Колл. В. М. Таевского; 11—кварцево-ставролито-серицитовый сланец. Верховья руч. Догадлыж. Колл. В. М. Таевского; 12—гранато-ставролито-серицит-кварцевый сланец. Водораздел рек Мондокач и Пурицы. Колл. В. М. Таевского; 13—ставролито-биотито-мусковитовый сланец. Водораздел рек Мондокач и Пурицы. Колл. В. М. Таевского; 14—ставролито-мусковито-дистеновый сланец. Обр. 552а, р. Максимиха. Колл. В. К. Головенка, аналитик Г. В. Николаева; 15—мусковито-дистено-ставролитовый сланец. Обр. 315б, верховья р. Максимихи. Колл. В. К. Головенка, аналитик Г. В. Николаева; 16—дистено-ставролитовый сланец. Обр. 316б, верховья р. Максимихи. Колл. В. К. Головенка, аналитик Г. В. Николаева.

№ анализа Окислы	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
	SiO ₂	24,24	33,74	28,95	41,12	44,08	43,66	41,92	39,06	46,68	49,76	47,90	49,76	49,70	61,18	46,96
TiO ₂	2,56	0,89	—	—	—	—	0,71	1,12	0,54	1,80	1,06	1,52	1,10	1,00	1,15	1,18
Al ₂ O ₃	36,57	39,42	38,84	37,36	31,72	33,59	34,70	33,12	37,05	33,1	29,76	34,15	27,52	20,19	33,02	31,45
Fe ₂ O ₃	3,64	8,74	—	—	—	—	—	—	—	1,93	6,61	1,59	6,07	1,97	—	—
FeO	23,50	6,98	25,18	16,64	16,76	19,73	18,40	20,72	11,06	6,42	5,80	6,46	8,58	7,96	9,25	12,55
MnO	0,16	1,15	—	—	—	—	0,04	0,15	0,03	0,06	0,10	0,08	0,27	0,05	0,02	0,15
MgO	2,16	0,7	0,71	0,62	0,36	0,09	—	0,51	0,76	0,86	1,15	0,50	0,98	0,68	0,58	1,01
CaO	0,56	0,20	—	0,36	0,41	0,01	—	1,22	0,36	0,28	3,48	0,36	1,33	0,05	0,05	0,62
Na ₂ O	0,03	0,50	—	—	—	—	—	0,30	0,15	0,16	0,89	0,24	0,85	0,19	0,41	0,36
K ₂ O	0,17	1,63	—	—	—	—	—	1,35	1,09	2,52	2,46	2,98	2,55	1,24	1,80	2,42
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15	0,21	0,07	0,36	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,60	0,22	—	0,88	0,88	0,60	—	0,15	0,16	0,20	0,90	0,06	—	0,20	0,34	—
П. п. п.	5,65	5,45	4,38	3,80	3,16	1,48	—	2,23	2,42	2,58	—	2,76	—	4,95	6,32	—
Сумма	99,84	99,70	97,96	99,24	95,58	99,18	95,80	99,93	100,30	99,82	100,32	100,63	99,31	99,66	99,90	100,31

17—мономинеральный хлоритоидный сланец. Обр. 321в, р. Максимиха. Колл. В. К. Головенка, аналитик Г. В. Николаева; 18—оттрелитовый сланец. Кевактинский район (колл. В. К. Котульского, Э. В. Струве, 1940); 19—дистено-оттрелитовый сланец. Кевактинский район (Другов, 1957); 20—дистено-оттрелитовый сланец. Голец Колупаевский. Колл. С. Н. Коровина; 21—Дистено-оттрелитовый сланец. Голец Колупаевский. Колл. С. Н. Коровина; 22—дистено-оттрелитовый сланец. Голец Колупаевский. Колл. С. Н. Коровина; 23—дистено-оттрелитовый сланец. Р. Кевакта. Колл. С. В. Черемисина; 24—магнетито-дистеновый сланец. Обр. Г-7, р. Безымянка. Колл. В. К. Головенка, аналитик Г. В. Николаева; 25—дистено-серицитовый сланец. Обр. 243а, голец Шляпа Наполеона. Колл. В. К. Головенка, аналитик Г. В. Николаева; 26—гранато-дистеновый сланец. Лонгдорский антиклинорий, оз. Доголдык (Кузнецова, 1962); 27—гранато-дистеновый сланец. Нечеро-Жуинский район (Кузнецова, 1959); 28—гранато-дистеновый сланец. р. Бол. Олонгро (Кузнецова, 1962); 29—гранато-дистеновый сланец. р. Бол. Олонгро (Кузнецова, 1962); 30—алевритистый глинистый сланец. Обр. 97а, верховья р. Джелинды. Колл. В. К. Головенка, аналитик К. К. Гумбар; 31—глинистый сланец. Обр. 614г, верховья р. Джелинды. Колл. В. К. Головенка, аналитик М. П. Филатова; 32—средний химический состав сланцев (по 31 анализу).

содержания в породах, метаморфизованных в резко различной степени, вряд ли можно объяснить с точки зрения процессов метаморфизма. По-видимому, особенности химического состава высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты нужно искать в особенностях химического состава исходных осадков, а не в явлениях привноса или выноса элементов при метаморфическом преобразовании пород.

Сравнение химического состава высокоглиноземистых сланцев со средним составом глин различных генетических типов (по Ронову и Хлеб-

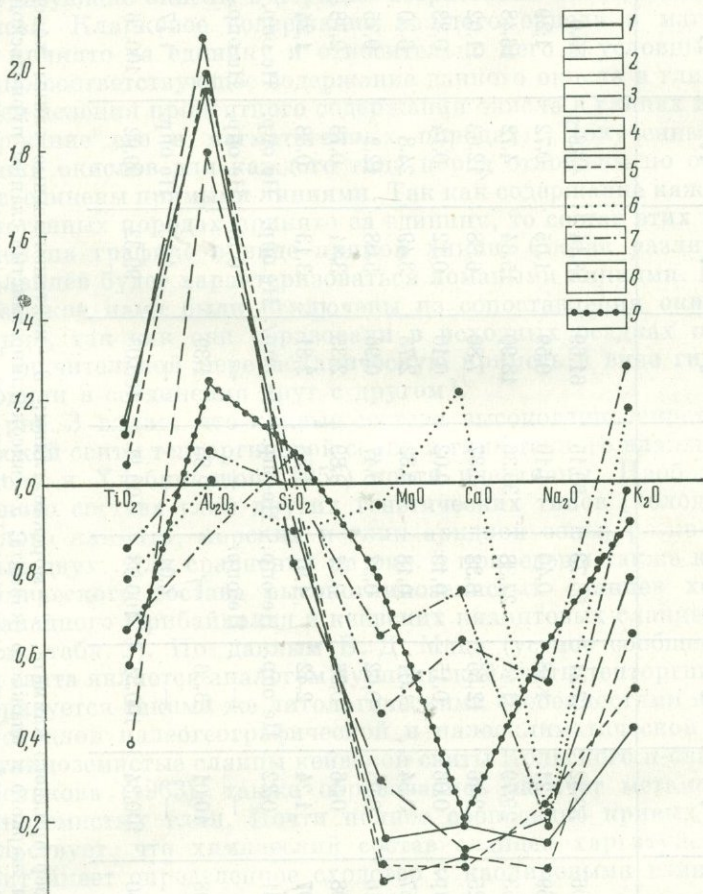


Рис. 3. Сопоставление среднего химического состава различных типов глин и метаморфических сланцев со средним химическим составом магматогенных пород

1 — магматогенные породы (по Кларку и Вашингтону); 2 — континентальные глины жаркого влажного климата; 3 — высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты текторгинской серии; 4 — высокоглиноземистые сланцы харгитуйской свиты; 5 — высокоглиноземистые сланцы кейвской свиты; 6 — континентальные глины холодного и умеренно холодного климата; 7 — морские глины; 8 — глины морские, засоленных лагун и озер аридной зоны; 9 — кристаллические сланцы мамской толщи верхнего протерозоя. Состав пород 1—2 и 6—8 по А. Б. Ронову и З. В. Хлебниковой (1957)

никовой, 1957) показывает, что сланцы по особенностям их состава наиболее близки к глинам теплого влажного климата (каолиновым, огнеупорным и др.) и резко отличаются от других генетических типов глин (табл. 2).

Еще более наглядно особенности химического состава высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты и их сходство с каолиновыми глинами видны при графическом изображении химического состава. Нами предложено два способа такого изображения. Первый способ заключается в сравнении химического состава глин и сланцев со средним (кларковским) содержанием породообразующих окислов в магматогенных породах (рис. 3). Такой выбор дает нам возможность сравнивать химический состав

Химический состав различных типов глин, метаморфических сланцев и изверженных пород

№ анализа Окислы													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	51,72	58,32	63,06	53,32	47,21	56,73	60,15	61,69	58,14	43,6	50,0	57,0	71,0
TiO ₂	0,82	0,90	0,69	1,21	1,18	0,40	1,10	0,59	1,05	0,72	1,29	0,79	0,34
Al ₂ O ₃	15,44	16,60	13,53	29,79	31,45	27,38	30,36	18,90	15,34	4,72	16,48	17,5	14,30
FeO + Fe ₂ O ₃	6,72	6,13	5,25	2,46	12,55	8,38	2,37	7,80	6,88	12,63	11,02	7,03	3,39
MnO	0,07	0,06	He опр.	0,06	0,15	0,19	0,02	0,10	0,12	0,14	0,23	0,17	0,05
MgO	3,31	2,22	1,57	0,54	1,01	0,18	0,32	2,73	3,49	24,8	6,30	3,64	0,74
CuO	6,18	3,76	3,16	0,93	0,62	0,57	0,47	0,96	5,08	12,2	9,75	6,70	1,82
Na ₂ O	0,75	0,67	1,98	0,56	0,36	0,27	0,89	2,35	3,84	0,73	2,78	3,62	3,62
K ₂ O	3,71	3,07	3,97	1,24	2,42	1,97	1,58	2,81	3,13	0,38	1,24	2,01	4,02
SO ₃	0,50	0,43	0,31	0,22	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
CO ₂	5,37	—	—	—	—	He опр.	—	—	0,10	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
		7,97	7,08	10,01	3,36	—	2,85	1,39					
П. п. п.	5,35	—	—	—	—	4,01	—	—	1,15	He опр.	1,17	0,83	0,75
Сумма	100,14	100,13	100,60	100,34	100,31	100,08	100,11	100,03	99,32	99,92	100,26	99,29	100,03

1—глины морские, засоленных лагун и озер аридного климата; 2—морские глины; 3—континентальные глины холодного и умеренно-холодного климата; 4—континентальные глины жаркого и влажного климата; 5—высокоглиноземистые сланцы пурпильской свиты Патомского нагорья; 6—высокоглиноземистые сланцы харгатуйской свиты Западного Прибайкалья; 7—высокоглиноземистые сланцы кейвской свиты Кольского п-ова; 8—сланцы мамской толщи верхнего протерозоя; 9—средний состав магматогенных пород (по Кларку и Вашингтону); 10—ультраосновные породы (по А. П. Виноградову, 1956); 11—основные породы (по А. П. Виноградову, 1956); 12—средние породы (по А. П. Виноградову, 1956); 13—кислые породы (по А. П. Виноградову).

Примечание. Данные по породам 1—4 и 9—13 взяты из работы А. Б. Ронина и З. В. Хлебниковой (1957).

глин и сланцев, т. е. пород, исходный материал которых до своего захоронения подвергся в той или иной степени химическому выветриванию, с химическим составом пород, которые выветриванию не подвергались. Метаморфизованные парапороды в качестве эталона для сравнения не пригодны, так как их исходный состав формировался в свое время под влиянием процессов выветривания.

На графике по оси абсцисс в произвольном масштабе откладываются пороодообразующие окислы в порядке возрастания их подвижности в зоне гипергенеза. Кларковое содержание каждого окисла в магматогенных породах принято за единицу и относительно него в условных единицах рассчитано соответствующее содержание данного окисла в глинах и сланцах (путем деления процентного содержания окисла в глинах или сланцах на содержание его в магматогенных породах). Полученные значения содержания окислов для каждого типа пород отложены по оси ординат, и точки соединены прямыми линиями. Так как содержание каждого окисла в магматогенных породах принято за единицу, то состав этих пород будет изображен на графике в виде прямой линии. Состав различных типов глин и сланцев будет характеризоваться ломаными линиями. При построении графиков нами были исключены из сопоставления окислы железа и марганца, так как они образовали в исходных осадках пурпольской свиты в значительной мере механическую примесь в виде гидроокислов, а не входили в соединения друг с другом¹.

Из рис. 3 видно, что кривые состава высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты тепторгинской серии и глин теплого влажного климата (по Ронову и Хлебниковой, 1957) почти идентичны. Наоборот, кривые химического состава глин других генетических типов (холодного континентального климата, морских и глин аридной зоны) резко отличаются от первых двух. Для сравнения на рис. 3 приведены также кривые среднего химического состава высокоглиноземистых сланцев харгитуйской свиты Западного Прибайкалья и кейвских кианитовых сланцев Кольского п-ова (см. табл. 2). По данным В. Д. Маца (устное сообщение), харгитуйская свита является аналогом пурпольской свиты тепторгинской серии, характеризуется такими же литологическими особенностями и накапливалась в сходной палеогеографической и палеоклиматической обстановке. Высокоглиноземистые сланцы кейвской свиты Кольского п-ова, по данным И. В. Белькова (1963), также образовались за счет метаморфизма высокоглиноземистых глин. Почти полное совпадение кривых на графике свидетельствует, что химический состав сланцев харгитуйской и кейвской свит имеет определенное сходство с каолиновыми глинами и отличается от других генетических типов.

Еще одним доказательством первичности химического состава высокоглиноземистых сланцев перечисленных выше свит служат данные по химическому составу кристаллических сланцев верхнего протерозоя Мамского слюдоносного района (Н. П. Семенов, 1943). Из всех анализов отобраны только содержащие наибольшее количество глинозема (суперглиноземистые породы Н. П. Семенов). Из табл. 2 и рис. 3 видно, что эти породы резко отличаются по составу от высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты и каолиновых глин, но довольно близки к морским глинам. Это полностью согласуется с данными, согласно которым накопление верхнепротерозойских отложений Мамского слюдоносного района происходило в условиях морского бассейна в пределах Мамско-Бодайбинского внутреннего прогиба (Салоп, 1960).

Для сравнения химического состава сланцев и глин различного генезиса можно использовать также равносторонний треугольник, каждая

¹ Ранее были учтены также окислы железа и марганца (Головенко, 1963). Сопоставление обоих графиков показывает, что при учете этих окислов происходит лишь усложнение кривых состава, принципиальный же характер их остается тем же.

вершина которого соответствовала бы 100% содержанию группы элементов, геохимически сходных в гипергенных условиях (рис. 4). Такими группами будут: 1) малоподвижные в условиях гипергенеза окислы титана, алюминия, железа и марганца; 2) легко подвижные окислы натрия, калия, кальция и магния и 3) кремнезем, содержание которого хотя и меняется в различных генетических типах глин, но не в таких пределах, как содержание окислов первых двух групп. Для построения треугольника из данных среднего химического состава сланцев и глин

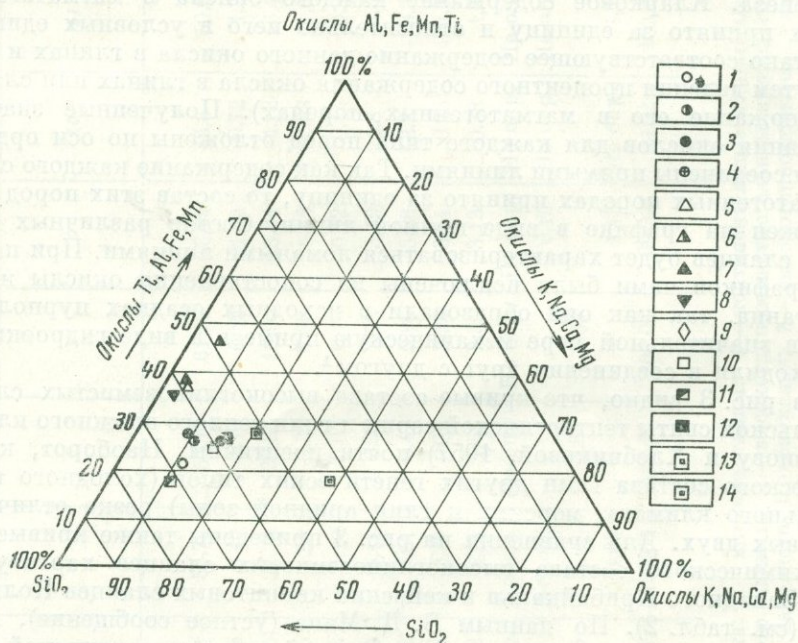


Рис. 4. Диаграмма среднего химического состава различных типов глин, метаморфических сланцев и изверженных пород

1 — континентальные глины холодного и умеренно холодного климата; 2 — глины морские, засоленных лагунов и озер аридной зоны; 3 — глины морские, засоленных лагунов и озер аридной зоны; 4 — кристаллические сланцы мамской толщи верхнего протерозоя; 5 — континентальные глины жаркого влажного климата; 6 — высокоглиноземистые сланцы пурпильской свиты, теппоргинской серии; 7 — высокоглиноземистые сланцы харгитуйской свиты; 8 — высокоглиноземистые сланцы кейвской свиты; 9 — боксонские бокситы Восточного Саяна; 10 — средний состав изверженных пород (по Кларку и Вашингтону); 11 — кислые породы (по А. П. Виноградову, 1956); 12 — средние породы (по А. П. Виноградову, 1956); 13 — основные породы (по А. П. Виноградову, 1956); 14 — ультраосновные породы (по А. П. Виноградову, 1956); Состав пород 1—3, 5 и 10—14 по А. Б. Ронову и З. В. Хлебниковой (1957)

(табл. 2) находится сумма окислов для каждой группы, а так как общая сумма будет меньше 100%, то содержание окислов в каждой группе приводится к 100% и затем эти пересчитанные значения наносятся на треугольную диаграмму (см. рис. 4)¹. Для сравнения на этой же диаграмме дан средний химический состав различных типов изверженных пород.

На треугольнике еще более четко, чем на предыдущей диаграмме, подчеркнуты отмеченные выше особенности высокоглиноземистых сланцев пурпильской, кейвской и харгитуйской свит. Две последние группы сланцев по составу наиболее близки к ним, но отличаются более высоким (в среднем на 10%) содержанием малоподвижных окислов, что объясняется, по-видимому, присутствием в исходных породах свиты свободных окислов железа и алюминия.

¹ Треугольные диаграммы для изображения химического состава глин были использованы А. Б. Роновым и З. В. Хлебниковой (1957), но разделение окислов на группы произведено иначе, в частности K_2O помещен не в группу щелочей и щелочных земель, а соединен с кремнеземом, что с нашей точки зрения является неправильным.

Кристаллические сланцы мамской толщи верхнего протерозоя имеют состав, очень близкий к составу глин морского происхождения. Никаких изменений в сторону приближения их состава к какой-либо группе изверженных пород, как можно было бы ожидать, не наблюдается.

Таким образом, изучение химического состава высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты теторгинской серии и сравнение его с химическим составом различных типов глин и метаморфических сланцев других районов позволяет сделать следующие выводы. Во-первых, высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты первоначально представляли собой каолиновые глины, обогащенные в отдельных участках гидроокислами железа и алюминия. Во-вторых, несмотря на различную и во внутренних частях Патомского и Северо-Байкальского нагорий весьма высокую степень метаморфизма пород химический состав сланцев в процессе регионального метаморфизма существенных изменений не претерпевает. Во всяком случае, если при этом и происходит привнос и вынос отдельных элементов, то не в таких масштабах, чтобы затушевывать исходный состав этих пород. Этот вывод подтверждается также и изучением химического состава высокоглиноземистых сланцев харийуйской свиты Западного Прибайкалья и кианитовых сланцев кейвской свиты Кольского п-ова, а также верхнепротерозойских сланцев Мамского слюдоносного района. В-третьих, относительная сохранность химического состава глинистых пород в процессе регионального метаморфизма позволяет использовать химический состав сланцев, возникших за счет метаморфизма глинистых пород, для решения вопроса о генезисе этих пород и восстановления палеогеографической обстановки их формирования.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПУРПОЛЬСКОЙ СВИТЫ ТЕКТОРГИНСКОЙ СЕРИИ

Раньше отложения текторгинской серии рассматривались как морские геосинклинальные образования. Полученный нами материал по вещественному составу и другим фаціальным особенностям отложений пурпольской свиты приводит к другим выводам. Как видно из изложенного, пурпольская свита в большей своей части сложена только наиболее устойчивыми против химического выветривания продуктами. Подвижные же в зоне гипергенеза соединения присутствуют в незначительных количествах. Это свидетельствует о том, что исходный осадочный материал до своего захоронения подвергся глубокому химическому выветриванию. Процессы выветривания заходили настолько далеко, что приводили местами не только к накоплению мощных пачек и толщ каолиновых глин, но и свободного глинозема и залежей железных руд.

Пурпольская свита таким образом представляет собой продукт перемыва и переотложения длительно развивавшейся коры выветривания. Отложения свиты залегают также на коре выветривания нижнепротерозойских образований. Все эти данные указывают на то, что накопление отложений происходило в условиях теплого влажного климата и спокойного тектонического режима, близкого к платформенному.

По составу и другим фаціальным особенностям отложения пурпольской свиты аналогичны более молодым бокситоносным формациям платформенного типа и не характерны для типичных геосинклинальных областей. Палеогеографическая обстановка формирования отложений пурпольской свиты представляется в следующем виде. Приплатформенная зона развития этих отложений представляла собой, по-видимому, обширную прибрежную озерно-аллювиальную равнину, сменявшуюся дальше от платформы крупным водным бассейном, вероятно, в значительной мере опресненным (Головенок, 1963). Областью сноса служили участки суши, располагавшейся в пределах современной Сибирской

платформы. Об этом говорят как описанные фациальные изменения отложений пурпольской свиты, так и непосредственные замеры ориентировки косої слоистости в песчаниках.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С отложениями пурпольской свиты связан целый ряд проявлений полезных ископаемых осадочного генезиса. К числу наиболее распространенных относятся высокоглиноземистые сланцы, представленные хлоритоидными, дистено-хлоритоидными, дистеновыми, дистено-ставролитовыми и другими разностями. Высокоглиноземистые сланцы развиты среди отложений пурпольской свиты во всех районах ее распространения, почти нацело слагая среднюю подсвиту. Мощность отдельных пачек достигает многих десятков, а иногда нескольких сотен метров. Содержание хлоритоида в хлоритоидных разностях составляет 30—35%, достигая в отдельных случаях 60—70%. Иногда среди сланцев встречаются линзы и линзовидные прослои, сложенные хлоритоидом на 90—95% и представляющие почти мономинеральную породу.

В дистено-хлоритоидных, дистеновых и дистено-ставролитовых сланцах содержание дистена колеблется от 15—20% до 70%. Содержание ставролита достигает в некоторых случаях 50—70% от общей массы породы.

Высокоглиноземистые сланцы среди отложений пурпольской свиты известны давно и отмечались в различных участках Патомского нагорья многими исследователями (С. И. Другов, С. В. Черемисин, С. Н. Коровин, И. М. Ширококов и др.). С. И. Другов (1957) считал, что сланцы возникли за счет метаморфизма бокситоподобных пород.

Проведенное нами литолого-палеогеографическое изучение отложений пурпольской свиты позволило сделать вывод, что эти отложения являются бокситоносными и железозносными. Кроме того, в них можно встретить древние россыпи, подобные более молодым и современным ильменитовым россыпям. В отложениях пурпольской свиты и ее аналогах, в различных частях Патомского и Северо-Байкальского нагорий в 1960—1962 гг. найдены древние ильменитовые россыпи, а в 1962 г. автором и Г. Ю. Пушкиным на восточной окраине Патомского нагорья были обнаружены и конкреционные диаспоровые бокситы.

Эти породы были обнаружены нами в основании средней (сланцевой) подсвиты. Макроскопически они представляют собой темно-зеленые и серовато-зеленые мелкозернистые породы, состоящие из крупных (до 20—30 см) округлых или несколько уплощенных желваковидных образований, благодаря чему эти породы напоминают на первый взгляд конгломераты. Количество стяжений достигает 40—50% от общей массы пород.

Стяжения на 80—90% сложены мелкокристаллическим диаспором, в промежутках между зернами которого и в округлых выделениях (0,5—0,7 мм) под микроскопом видны тонкозернистые включения лентохлоритов и кремнистых минералов. Химический анализ двух проб из описанных стяжений показал содержание глинозема 63,43 и 55,43% при содержании кремнезема соответственно 7,52 и 9,62%, а железа 12,75 и 21,42%.

Во многих местах среди отложений пурпольской свиты отмечаются железистые кварциты и сланцы с очень высоким содержанием окислов железа (до 25—27%). Иногда наблюдаются даже почти мономинеральные скопления гематита.

ВЫВОДЫ

1. Литолого-палеогеографическое изучение отложений пурпольской свиты теторгинской серии показывает, что они залегают на коре выветривания нижнепротерозойских образований и сложены в основном продуктами перемыва и переотложения длительно развивавшейся коры

химического выветривания в области современной Сибирской платформы.

2. Высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты возникли за счет метаморфизма каолиновых глин, обогащенных в отдельных районах свободным глиноземом и окислами железа.

3. По составу слагающих ее пород и другим фаціальным особенностям свита носит ярко выраженный платформенный характер и представляет собой континентальное, частично прибрежное образование. Накопление отложений происходило в условиях теплого влажного климата и спокойной тектонической обстановки, способствовавших образованию в области сноса мощной коры химического выветривания.

4. Изучение химического состава высокоглиноземистых сланцев пурпольской свиты в зонах с различной степенью метаморфизма пород показывает, что в процессе регионального метаморфизма (по крайней мере до альмандиново-амфиболитовой фации) химический состав сланцев существенных изменений не претерпевает и полностью сохраняет свои первоначальные особенности. Этот вывод подтверждается также изучением регионально метаморфизованных сланцев других районов — кейвской свиты Кольского п-ова, харгитуйской свиты Западного Прибайкалья и мамской толщи верхнего протерозоя Мамского слюдоносного района.

5. Относительная сохранность химического состава глинистых пород в процессе регионального метаморфизма позволяет использовать химический состав метаморфизованных глинистых отложений для выяснения их первоначального облика и условий формирования.

6. На основе литолого-палеогеографического изучения отложений пурпольской свиты в ней установлены некоторые полезные ископаемые, связанные с развитием коры выветривания — бокситоподобные породы, древние россыпи.

7. Литологическое изучение осадочно-метаморфических толщ докембрия и восстановление условий их накопления могут оказать значительную помощь в прогнозе и поисках среди этих толщ месторождений полезных ископаемых осадочного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. Изд. АН СССР, 1963.
- Головенко В. К. О положении мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий. ДАН СССР, т. 133, № 6, 1960.
- Головенко В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). Тр. ВСЕГЕИ, вып. 97, 1963.
- Другов С. И. Пурпольские дистеновые сланцы. Бюлл. научно-техн. информ. № 3 (8). Госгеолтехиздат, 1957.
- Другов С. И. Стратиграфия докембрия Байкало-Патомского нагорья. Тр. межведомств. совещ. по разраб. унифицир. страт. схем Сибири, 1956 г. Изд. АН СССР, 1958.
- Кузнецова Ф. В. Метаморфизм древних толщ Печеро-Жуинского района (Патомское нагорье). Мат. по геол. Вост. Сибири, вып. 2, 1959.
- Кузнецова В. В. Метаморфические и магматические породы южной части Байкало-Патомского нагорья. Петрография Вост. Сибири, т. II. Изд. АН СССР, 1962.
- Лацадю-Арг П. О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. В кн.: «Проблема образования гранитов», сб. 2. Изд. иностр. лит., 1950.
- Лобач-Жученко С. Б. О регрессивном метаморфизме пород кварцито-гнейсовой свиты мамской серии. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 7, 1957.
- Ронов А. Б. и Хлебникова З. В. Химический состав важнейших генетических типов глин. Геохимия, № 6, 1957.
- Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы Байкалид. Докл. МГК, XXI сессия, пробл. 9. Изд. АН СССР, 1960.
- Семенов Н. П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы. Изд. АН УССР, 1948.

Сердюченко Д. П. Калиевые скаполиты из Южной Якутии. Сб. Вопр. геол. Азии, т. 2. Изд. АН СССР, 1955.

Сердюченко Д. П. О некоторых типах осадочно-метаморфического минералообразования. Сб. Вопр. минералогии осадочных образований, кн. 3—4, Львов, 1956.

Сидоренко А. В. и Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд. АН СССР, 1961.

Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. Сов. геол., № 4, 1963.

Струве Э. А. Сборник анализов изверженных и метаморфических пород СССР. Изд. АН СССР, 1940.

Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. иностр. лит., 1961.

Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. Сб. Геол и петрол. докембрия. Тр. Восточн.-Сиб. геол. ин-та, СО АН СССР, вып 5, 1962.

Pettijohn and Bastron H. Chemical composition of argillites of the cobalt series (Precambrian) and the problem of soda — rich sediments. Bull. of Geol. Soc. of Amer., v. 70, № 5, 1959.

А. А. САВЕЛЬЕВ

ОПЫТ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕРБИНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА

В статье приводятся данные по литолого-палеогеографическому изучению существенно карбонатных отложений дербинской свиты. Дербинская свита входит в состав дербинской серии, относящейся к нижнему протерозою¹. Серия состоит из трех свит: алыгджерской (нижней), дербинской и каменской (жайминской). Нижнепротерозойские отложения метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Первичные структуры пород полностью отсутствуют, за исключением чрезвычайно редко сохраняющихся бластопсаммитовых структур в биотитовых сланцах каменской свиты.

Дербинская свита сложена почти исключительно хомогенными осадками — карбонатными и кремнистыми, которые иногда содержат незначительную примесь терригенного материала. В состав свиты входят графитистые мраморы, графитистые кварциты, графит-кварцевые сланцы, редко — биотитовые гнейсы, кальцитифиры, амфиболиты.

Карбонатные отложения нижнего протерозоя чрезвычайно широко распространены не только в Восточном Саяне, но и в Енисейском кряже (пенчегинская свита), Туве (балытгыгхемская свита) и Прибайкалье (иркутская свита). Область накопления карбонатных толщ с юга, юго-запада и запада широкой дугой охватывала Сибирскую платформу, сохраняя все характерные черты седиментогенеза на огромном расстоянии.

Прекрасная фациальная выдержанность осадков и ряд других данных (Мусатов, Савельев, 1964) позволяют утверждать, что накопление карбонатных толщ происходило в условиях, близких к платформенным.

Накопление отложений дербинской свиты и ее аналогов происходило в бассейне с очень пологим рельефом дна. Вся территория накопления осадков прогибалась исключительно медленно и равномерно, так что скорость погружения близко соответствовала мощности отлагающихся осадков. Достаточно достоверно устанавливается берег дербинского моря северо-восточнее Канской и Бирюсинской глыб, так как в этом направлении несомненно увеличивается количество обломочного материала в мраморах. Кроме того, возрастные аналоги свиты в Урикско-Ийском грабене, расположенном северо-восточнее полосы дербинской свиты, т. е. ближе к предполагаемому берегу, содержат большое количество терригенных пород и несут ясные следы прибрежного образования.

Таким образом, осадки дербинской свиты накапливались в той части бассейна, которая удалена от берега не менее чем на 100—150 км,

¹ По данным Д. И. Мусатова (1962), время накопления отложений дербинской серии находится в интервале 1800—1400 млн. лет.

благодаря чему количество обломочного материала, поступающего с берега, было весьма незначительным.

Как отмечалось, дербинская свита сложена в основном мраморами и кварцитами. Мраморы дербинской свиты весьма разнообразны по размеру зерен и окраске. Эти признаки изменяются в зависимости от степени метаморфизма, близости к гранитоидным интрузиям и ряда других причин. Однако для всех мраморов характерна примерно постоянная по величине примесь графита. Большинство мраморов содержит также в небольшом количестве кварц, плагиоклаз, микроклин, скаполит, диоп-

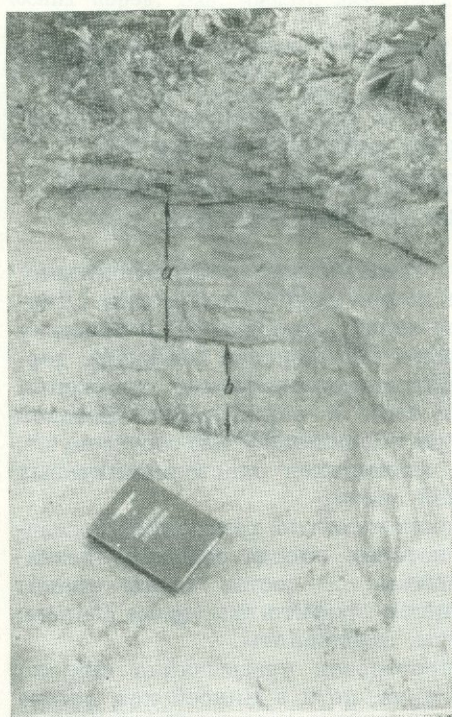


Рис. 1. Ритмическая слоистость в мраморах дербинской свиты
a, b — ритмы



Рис. 2. Эрозионная поверхность ритмически-слоистых мраморов
a, b — ритмы; c — уступ

сид, мусковит, биотит и пирит. Среди мраморов выделяются массивные, неслоистые разности, полосчатые, в которых отдельные слои различаются по окраске, и тонкослоистые, в которых чередующиеся слои несколько отличаются по составу. Независимо от характера слоистости все мраморы содержат графит и сульфиды, причем последние, часто обогащающие тончайшие слои, имеют явно сингенетичное происхождение. Некоторые разности мраморов содержат небольшое количество битумов. Содержание графита в мраморах часто меняется от слоя к слою и не зависит ни от степени метаморфизма, ни от близости интрузий. Однако в относительно слабометаморфизованных породах графит тонкочешуйчатый, хлопьевидный, а порода имеет темный цвет. Одновременно с повышением степени метаморфизма происходит укрупнение чешуек графита и общее осветление породы, хотя объемное количество графита остается неизменным. Это позволяет утверждать, что графит и битумы обязаны своим происхождением тем органическим веществам, которые попадали в осадок при его накоплении. Кроме того, сохранность органического углерода и присутствие сингенетичных сульфидов свидетельствуют о наличии восстанови-

тельной среды осадконакопления, об отсутствии свободного кислорода в воде.

Изучение слоистости мраморов показало, что пачка тонкослоистых мраморов, располагающаяся в нижней части разреза свиты, содержит несомненную примесь обломочного материала. Терригенный материал, прежде чем попасть в осадок, проходил достаточно большой путь (не менее 100 км), что несомненно приводило к определенному гидрохимическому разложению переносимого осадка и к его механической и химической дифференциации. Интенсивность этих процессов стимулировалась также весьма пологим рельефом дна моря. Это приводило к тому, что в карбонатные отложения дербинской свиты попадал только наиболее устойчивый (кварцевый) материал или тонкие глинистые частицы, мигрировавшие в виде взвесей. Поступление терригенного материала происходило неравномерно во времени, пульсационно, благодаря чему в мраморах появляются отчетливо заметные ритмы.

На рис. 1 показаны два некрупных ритма, каждый из которых начинается мрамором с кварцем и мусковитом, а заканчивается чистым графитистым мрамором. В основании ритма карбонатность породы достигает 50—70%, в кровле — 95—98%. Эти различия в минеральном составе различных частей ритма очень хорошо выражаются и в рельефе поверхности обнажений (рис. 2).

В основании ритмов, созданных примесью обломочного материала, порода обычно содержит меньшее количество графита и не бывает битуминозной. Этот факт, по-видимому, связан с влиянием течений, приводящих наряду с приносом терригенного материала к некоторому обмену воды в придонном слое. Это, вероятно, способствует частичному (или полному) окислению накопившихся органических остатков в том случае, если поступающая вода несет растворенный кислород.

В основании ритма, изображенного на рис. 1, первоначально присутствовал глинистый известняк с небольшой примесью кварцевых частиц, по-видимому, алевритового состава. Имеются также примеры образования терригенных слойков, сложенных почти исключительно кварцевым материалом (рис. 3). Из рис. 3 видно, что слой А состоит из отдельных тончайших слойков. Каждый выступающий слойок имеет мощность 1—2 мм, состоит из кварца (содержит также отдельные зерна плагиоклаза) и отделен от соседнего слойком мрамора такой же мощности. В нижней части слоя видна резкая граница с крупнозернистым мрамором. Вверх, по мере приближения к кровле, количество кварца по отдельным слойкам убывает. В кровле виден более или менее постепенный переход к мрамору, содержащему лишь редкие зерна кварца. Обрато пропорционально кварцу изменяется количество мусковита, достигая максимума в верхней части слоя. Обычно можно выделить несколько таких слоев в одном обнажении, и все они построены совершенно аналогично. И в этом случае содержание

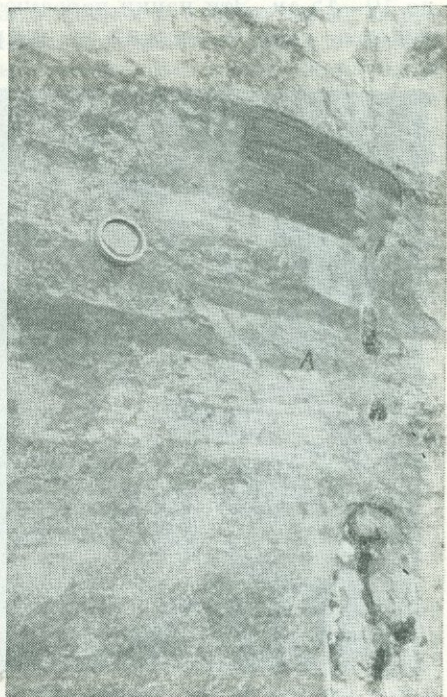


Рис. 3. Мраморы дербинской свиты с прослоями мусковитовых кварцитов

графита в терригенных по происхождению слоях меньше, чем в мраморах.

Исключением в этом отношении являются прослои скаполитовых гнейсов, которые также образовались за счет обломочных пород. Скаполитовые гнейсы образуют тонкие прослои в графитистых мраморах (рис. 4). Каждый из таких прослоев имеет мощность 0,5—1 см и прослеживается на десятки метров в пределах одного обнажения. Они редко существуют обособленно, чаще группируются по 2, 3 и более, образуя мелкие пачки чередующихся прослоев гнейса и мрамора мощностью от 2 до 5 см, реже — до 10—15 см. Эти пачки чередуются с пластами чистых мраморов. Скаполитовые гнейсы состоят из кварца, скаполита, кальцита, плагиоклаза



Рис. 4. Прослои скаполитовых гнейсов в графитистых мраморах. Масштаб 1 : 10

(№ 40), калиевого полевого шпата, мусковита, графита и эпидота. Химический состав их соответствует среднему составу аркозов.

Петрографическое изучение показало, что нет оснований предполагать сколько-нибудь заметного искажения состава этих пород при метаморфизме. Между тем появление аркозов в виде тонких прослоев среди глубоководных, накопившихся вдали от берега, хемогенных осадков — факт достаточно странный.

Во всяком случае такие породы не могли отложиться при транспортировке обломочного материала водой. Скорее всего, возникновение их связано с деятельностью ветров, вызывавших сильные пылевые бури, переносившие обломочные частицы с пологой, лишенной растительности суши в отдаленные от берега участки бассейна. Количество графита в этих породах такое же, как в мраморах.

Большая часть разреза свиты сложена мраморами, лишенными примеси первоначально обломочного материала. Однако и они в большинстве случаев обладают четкой слоистостью. Так называемые полосчатые мраморы распространены весьма широко. Мраморы эти обычно массивные, но в них чередуются слои светлые и темные: темно-серые, часто почти черные, не содержащие видимого графита, и светлые, белые, крупнозернистые графитистые мраморы.

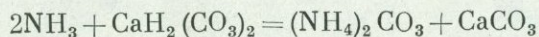
Иногда полосчатость мраморов создается послойными скоплениями пирита или пирита и кварца. Чередование различных окрашенных мраморов

имеет не только теоретический интерес, но и большое практическое значение, так как темные и светлые мраморы чередуются закономерно, образуя часто своеобразные ритмы, которые могут быть использованы для определения кровли и подошвы пласта в сложно дислоцированных толщах.

Обычно переслаиваются темные и светлые мраморы небольшой мощности: темные от 1 до 10—12 см, светлые от 5—7 до 20—30 см. В пачках переслаивания слои темных мраморов никогда не превышают указанной мощности, тогда как светлые мраморы в ряде случаев образуют пласты, мощность которых достигает нескольких метров. Слои темных мраморов имеют со светлыми резкие границы, но часто связаны с ними и постепенными переходами. В последнем случае можно видеть резкую границу раздела между темно-серым (или черным) мелкозернистым мрамором и крупнозернистым светлым графитистым мрамором (лежащим ниже). По мере удаления от этой границы цвет мрамора постепенно светлеет, крупность зерна увеличивается, появляется видимый графит и, наконец, осуществляется полный переход к светлому крупнозернистому мрамору, который вновь отделяется резкой границей от темного мрамора нового слоя.

Слоистость такого типа встречается часто, и в каждом обнажении направленность перехода между этими двумя разновидностями мраморов сохраняется. Подобные полосчатые мраморы обычно издают при ударе резкий запах сероводорода. С темным мрамором иногда связано несколько повышенное содержание кварца и пирита.

Описание возникновения слоистости такого типа приводится у Р. Шрока (1954). Он указывает, что в условиях аммиачного заражения бассейна при наличии в растворе достаточного количества солей кальция происходит реакция между аммиаком, выделяемым гниющими органическими остатками, и растворенной солью кальция:



По-видимому, с увеличением мощности слоя, содержащего органические соединения, количество выделяемого аммиака будет увеличиваться, но вместе с тем будет увеличиваться и количество выпадающего из раствора CaCO_3 . Реакция эта прекращается в тот момент, когда чистый кальцитовый осадок образует достаточно плотный слой, препятствующий выделению аммиака. С этого момента вновь начинает происходить накопление известкового ила, богатого органическими соединениями. Таким образом, наличие органического вещества в осадках в условиях восстановительной среды приводит к пульсационному накоплению кальцита, периодически ускоряя осаждение карбоната кальция.

Графит и битумы, содержащиеся в мраморах, имеют органическое происхождение. Следовательно, морской бассейн нижнего протерозоя должен был содержать относительно большие количества биогенной массы. Графитистые мраморы в среднем содержат 2—5% графита, кварциты от 5 до 10—15%, а иногда при переходе их в графито-кварцевые сланцы содержание графита повышается до 20—30 и даже 50%. Следует отметить, что в мраморах иногда резко повышается содержание графита, но это происходит не за счет увеличения количества органического вещества, а за счет разложения кальцита мраморов в контактовых зонах и ксенолитах щелочных интрузий.

Повышение содержания органического вещества в кварцитах заставляет предположить наличие определенной связи между количеством органического вещества в воде и характером выпадающего из раствора осадка. Эта закономерность является общей для всей свиты; даже в тех слоях мрамора, где наблюдается некоторое увеличение содержания кварца явно хемогенного происхождения, несколько увеличивается и количество графита. Ряд особенностей накопления органического вещества и его источник устанавливаются при изучении слоистости кварцитов.

Кварциты дербинской свиты обычно тонко- и микрослоистые, часто перекристаллизованные — сливные. Состоят из кварца и графита, содержат примесь серицита или мусковита, плагиоклаза, реже амфибола, граната и пирита. Иногда в кварцитах встречается турмалин. В темных кварцитах нижней части разреза свиты часто сохраняется тончайшая слоистость, созданная неоднородным распределением графита (рис. 5).

На рис. 5 видны два хорошо ограниченных слоя, у которых кровля и подошва в различной степени обогащены хлопьевидным графитом. Мощность каждого из слоев около 0,3 мм, кварцит, кроме графита, содержит отдельные, мелкие чешуйки серицита, равномерно рассеянные в массе породы. Порода в кровле и подошве каждого слоя одинакова по составу, содержание же графита резко меняется. Поэтому можно по-

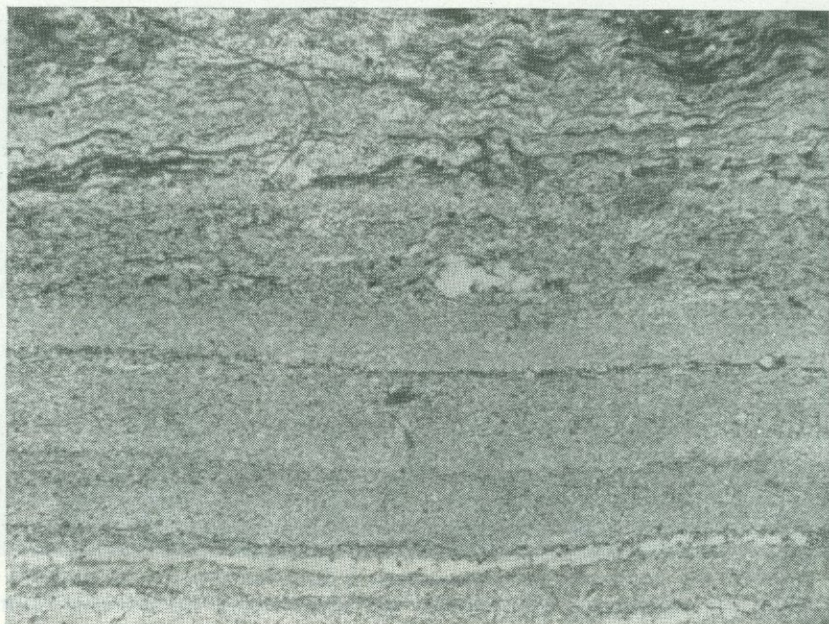


Рис. 5. Сезонная слоистость в кварцитах дербинской свиты. Увел. 20 без анализатора

лагать, что процессы осаждения кремнезема и накопления углистого (первоначально) вещества шли параллельно и не были связаны друг с другом. В данном случае имеется довольно редкий случай сохранности сезонной слоистости, созданной неравномерным, пульсационным изменением количества оседающих на дно органических соединений. Это позволяет сделать ряд важных выводов о климатических условиях и формах существования жизни в нижнем протерозое. Поскольку есть все основания полагать, что каждый из описываемых слоев отложился в течение одного года, то, следовательно, в течение года количество органического вещества в водах бассейна резко изменялось, вплоть до почти полного исчезновения в известные периоды. Таким образом, климат той эпохи был подвержен резким сезонным колебаниям — от теплого лета до достаточно холодной зимы; органическое вещество формировалось в тех верхних слоях воды, которые подвержены сезонным изменениям температуры (не на глубине, где температура более или менее постоянна).

Возникает вопрос, в какой сезон формировался темный слой: летом, когда количество живых организмов было максимальным, или осенью и зимой, когда происходила массовая гибель живых существ?

По данным Л. Н. Раевской, в ряде случаев в той части слойков, которая обогащена графитом, удавалось наблюдать включения амфибола, плагиоклаза и граната: ассоциации минералов, которые, как показали анализы, в более мощных прослоях образовались за счет глинистых примесей. Поступление хотя бы небольших порций терригенного материала в глубокие части бассейна можно ожидать только в весенне-летний период, а это значит, что часть слойка, максимально обогащенная графитом, образовалась летом. Как показал Ю. А. Жемчужников (1963), анализирувавший осадконакопление в современных водоемах, темные слойки накапливаются летом, когда наблюдается вспышка жизни. При этом организмы должны иметь весьма короткий срок жизни, чтобы максимальное развитие и было одновременно с периодом максимального количества отмирающих особей. По-видимому, в водах нижнепротерозойского моря существовали организмы типа одноклеточных водорослей, о чем, в частности, свидетельствует их тяготение к поверхностным слоям воды, к зоне фотосинтеза.

Какова была соленость воды дербинского моря? При изучении состава мраморов дербинской свиты привлекает внимание тот факт, что количество доломита в них ничтожно: в единичных случаях оно достигает 10%, чаще доломит отсутствует.

Доломит, как указывает Н. М. Страхова, более растворимый минерал по сравнению с кальцитом и требует для своего осаждения повышенного щелочного резерва. Принято считать, что атмосфера в докембрии была несравненно богаче углекислым газом, что приводило к повышению концентрации CO_2 в воде. Это, указывает Н. М. Страхов, доводило доломитное вещество до насыщения и препятствовало выпадению магнезия в виде основных солей. Доломит осаждался в заметных количествах там, куда речной сток практически не достигал и где испарялась океаническая вода. В бассейнах с пониженной соленостью идет преимущественно осаждение кальцита.

Пониженную соленость воды позволяет предположить также наличие описанного ритмичного распределения органического вещества, которое характерно для многих пресноводных водоемов позднейших эпох.

О том же, вероятно, свидетельствует и несомненное поступление тонкого глинистого материала в районы карбонатного осадконакопления, весьма удаленные от берега. В том случае, если вода содержала растворенные соли (электролиты), неизбежна была флокуляция глинистых частиц и их выпадение из взвеси в зоне накопления псаммитовых пород.

Однако вопрос о солености воды дербинского времени пока еще не может считаться выясненным.

ВЫВОДЫ

1. Карбонатные отложения нижнего протерозоя накапливались в обширном морском бассейне, окаймлявшем с юга и запада Сибирскую платформу. Исключительно вялая тектоника этой эпохи, равномерное, постоянное прогибание дна на огромных площадях привели к формированию весьма однородных в фациальном отношении отложений.

2. Воды бассейна были богаты жизнью. Живые организмы были представлены скорее всего растениями типа одноклеточных водорослей, живших в верхних слоях воды.

3. Несомненна связь количества органического вещества в воде с характером осадков, выпадающих из раствора. Повышение количества органического вещества связано с осаждением кремнезема.

4. Слабая подвижность воды и большое количество органического вещества стимулировали сероводородное заражение бассейна, появление восстановительной среды осадконакопления.

5. Есть основания полагать, что вода дербинского моря была пресной или резко опресненной.

6. Климат этой эпохи был подвержен заметным сезонным колебаниям температур.

7. Относительно небольшая по объему примесь терригенного материала поступала не только за счет транспортировки ее водой, но и в результате сильных бурь, приносявших пыль с пенеппленезированного, лишнего растительности берега.

ЛИТЕРАТУРА

Жемчужников Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадко-накопления. Изд. АН СССР, 1963.

Мусатов Д. И. Основные этапы тектонического развития восточной части Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Тезисы докл. совещания по пробл. тектоники. Изд. АН СССР, 1962.

Мусатов Д. И., Савельев А. А. Некоторые особенности развития докембрийских платформ на примере Южной Сибири. Тр. XXII сессии МГК, 1964.

М. А. ГИЛЯРОВА

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ ЭФФУЗИВОВ И ПИРОКЛАСТОВ

ВВЕДЕНИЕ

Более половины территории Советского Союза (кроме равнинных областей) сложено отложениями вулканического происхождения. Они составляют значительную часть разрезов протерозоя, палеозоя и мезозоя складчатых областей, а также широко распространены на платформах.

Изучение древних вулканогенных толщ является одной из труднейших проблем геологии и возможно в настоящее время при условии комплексного подхода, т. е. при использовании всех методов современного исследования: литологического, стратиграфического, фациального, структурного, геофизического, геохимического, геохронологического. Особенно тяжело поддаются исследованию докембрийские немые, иногда очень мощные вулканогенные отложения, измененные в большей или меньшей степени региональным метаморфизмом и занимающие огромные площади.

До сих пор не выработана рациональная методика детального картирования этих однообразных эффузивов и сопровождающих их пирокластических образований. В целях успешного картирования их должны быть разработаны надежные критерии, с помощью которых можно решить следующие проблемы:

1. Разработку принципов стратиграфического расчленения вулканогенных толщ.

2. Распознавание интрузивных и излившихся образований в мощных толщах зеленокаменных пород (силлов и покровов).

3. Фациальный анализ вулканогенных толщ с выделением фаций наземно-лавовой, подводно-лавовой, туфовой, субвулканической и пр., разработкой классификации вулканических фаций и выяснением условий накопления вулканогенных продуктов в различных обстановках.

4. Разработку методов абсолютной геохронологии применительно к вулканогенным породам.

5. Методы микроструктурного анализа, а при изучении гипабиссальных тел — силлов, лакколлитов, некков, штоков — специальное изучение трещинной тектоники для диагностики их формы и размеров.

6. Создание единой классификации вулканокластических пород и уточнение их номенклатуры.

7. Разработку критериев для разграничения принципиально различных по генезису, но часто очень сходных по составу и внешнему облику пирокластических и нормально-осадочных пород, состоящих целиком или частично из переотложенного и обработанного вулканогенного материала.

Только при удачном решении перечисленных проблем можно подойти к связи вулканизма и тектоники не только с общих позиций, установленных к настоящему времени закономерностей специфических черт в развитии вулканизма для областей различного структурно-тектонического плана (геосинклинальных, платформенных, субплатформенных), но и для характеристики этой связи в каждой конкретной обстановке.

Разработка принципов стратиграфического расчленения эффузивных и пирокластических образований производится теми же методами, при помощи которых расчленяются осадочные толщи, т. е. по геологическому положению и минеральному (и химическому) составу.

Крупные стратиграфические единицы выделяются по наличию в разрезе кор выветривания или поверхностей размыва, подводному или наземному вулканизму, степени метаморфизма, количественным соотношениям туфов и лав в составе толщи.

При выделении более мелких стратиграфических подразделений необходимо учитывать при картировании петрографически однообразных толщ характер отдельности (столбчатый, шаровый, скорлуповатый и пр.), макроструктурные разновидности одних и тех же пород одинакового состава (массивные лавовые потоки, шаровые лавы, различные вулканические брекчи), текстурные и микроструктурные признаки (в эффузивах микроструктур, в пирокластах величину зерна, степень сортировки).

При выборе маркирующих горизонтов в вулканогенных толщах опираются на обычные в этом случае признаки. Лучше всего за маркирующие горизонты принять осадочные породы, если они присутствуют в разрезе.

В Карело-Кольском регионе за маркирующие горизонты нами принимались кремнистые сланцы, песчаники, известняки, сланцы (в Карелии), туфы, туфосланцы (в Хогландии). Только при помощи этих осадочных горизонтов удалось разгадать структуры в Койкарах, Печенге, Имандре-Варзуге и других районах. Опорными горизонтами могут служить также породы различного химико-минерального состава (покровы пикритов или кератофигов внутри однообразных зеленокаменных пород) или различной структурной разновидности. Например, прослой шаровых лав или брекчий в толще монокристаллических лавовых потоков и прослой туфов с характерными бомбами в основании зеленокаменной толщи (Надвоицы).

По минеральному составу в первую очередь следует выделять в качестве региональных стратиграфических единиц вулканогенные толщи, характеризующие длительные периоды активности вулканической области с одним преобладающим химическим составом, не взирая на некоторые вариации этого состава, в результате, например, дифференциации лав *in situ*. Последовательность таких региональных единиц позволит судить о направлении эволюции магматического процесса на глубине. Например, последовательность стратиграфических единиц в Суйсарском районе: 1) недифференцированные афанитовые лавы, 2) более кислые плагиопорфиры, 3) пикриты. Преобладающий химический состав помогает выделению естественных ассоциаций эффузивов (свиты). Только при картировании крупного масштаба можно учитывать колебания состава лав в течение одного и того же периода вулканической деятельности. В мощности серии лав пикритового состава (Суйсари) можно учитывать колебания химического состава и соответственно колебания количественного соотношения минеральных компонентов: плагиоклаза, оливина, вулканического стекла (разрез Тер-Наволоки — Суйсари) или колебания состава внутри отдельных мощных покровов (разрез в Линь-Губе). Вместо полных химических анализов можно применять спектральные анализы и различные аналитические экспресс-методы. Закономерности эволюции химического состава, установленные на большом фактическом материале, позволяют корректировать стратиграфические построения.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВОВ И ПИРОКЛАСТОВ

Большое значение при составлении нормального разреза в немых вулканогенных толщах имеет определение кровли и подошвы слоев и элементов залегания эффузивов и пирокластов. Для выявления

кровли и подошвы пластов удобно пользоваться следующими критериями:

1. Шаровыми лавами и центральными пузырями, которые имеют выпуклую верхнюю поверхность и вогнутую или плоскую нижнюю (Суйсари).

2. Сталактитами внутри центральных пузырей (Суйсари), основание которых соответствует кровле.

3. Ритмичностью в туфосланцах, а иногда и в более грубых пирокластических отложениях (Суйсари, Печенга, Имандра-Варзуга). Определенные элементы залегания эффузивов и пирокластов наряду с отмеченными выше признаками можно производить: 1) по слоистости туфов и осадков, разделяющих потоки; 2) по пластовой отдельности; 3) по миндалинам, если они имеют сплюснутость силе тяжести; 4) по плоским ксенолитам (р. Луканое, р-н Гирваса, Карелия и пр.); 5) по флюидалности и полосчатости (обсидианы) в центральных частях потоков и покровов.

Наклонное залегание слоев иногда является следствием первичных неровностей рельефа. В этих случаях будет наблюдаться изменчивость элементов залегания, а в подошве вулканогенов — угловые несогласия.

Определяя элементы залегания по слоистости туфов, следует иметь в виду, что в наземных туфах слоистость может быть косой или неправильной, а в подводных — осложняться оползнями с образованиями мелких складок течения, как это наблюдалось нами в ленточных туфосланцах на Печенге и в зоне Имандра — Варзуга.

Очень трудно определять слоистость в грубообломочных туфах и особенно в брекчиях с беспорядочным расположением обломков.

Изучение уплощенности включений в лавах и туфах по разрезу может дать интересные результаты. Петерсон Дональд (Peterson Donald, 1961), наблюдая включения перекристаллизованной пемзы в туфолоаве дацита близ Супериона, установил, что в верхней части включения изометричны, книзу более уплощены с длинными осями, параллельными горизонтальной плоскости. В результате статистического изучения ему удалось показать, что увеличение уплощенности зависит от веса вышележащей туфолоавы. Отношение уплощенности может быть использовано для определения величины вертикальных смещений по разрывам, так как оно в каждом отдельном случае показывает приблизительное расстояние от первоначальной кровли залежи.

Первичный азимут и угол наклона потоков и покровов определяются: 1) по сохранившейся поверхности лавовых струй (мыс Пинпури, Суйсари; р. Суна у Гирваса)¹; 2) по вытянутости шаров в шаровых лавах; 3) по направлению ветвления лавовой струи (на мысе Лахта, Суйсари) или пальцеобразным выступам в эмбрионах шаровых лав (Лет-Наволоки и мыс Педрокара в р-не Суйсари); 4) по положению сталактитов и сталагмитов в пустотах шаровых лав.

Во всех этих случаях, если перечисленные элементы не лежат в плоскости напластования, определяемой по прослоям туфов или по поверхностям раздела отдельных потоков или по уплощенной нижней поверхности газовых пузырей, то данный покров или поток имел первично наклонное залегание. После приведения плоскости напластования в горизонтальное положение определяем первичный азимут и угол наклона потока или покрова. Если нанести на карту определенным знаком массовые измерения направления первичного течения и углов наклона, можно получить полное представление о рельефе местности в момент извержения. По схождению линий первичного течения к «точке» или «линии» определяется центральный или трещинный тип извержения.

¹ Поверхности лавовых струй в диабазовых на р. Суне, открытые в 1962 г. сотрудниками Карельского филиала АН СССР, впервые описаны в «Путеводителе геологических экскурсий к совещанию по литологии докембрийских отложений». (Прим. редколлегии).

Подобным способом успешно определялись направления первичного течения в р-не Суйсари (Карелия) еще в 1941 г.

Корреляция разрезов вулканогенных толщ затрудняется тем, что разрезы отличаются довольно сильной изменчивостью в зависимости от расстояний до центров извержения, характера и интенсивности извержений.

Однако в докембрии разрезы вулканогенных толщ несколько более постоянны, что, по-видимому, связано со следующими явлениями: 1) с эруптивными аппаратами, в зоне которых наблюдается наибольшая изменчивость вулканогенных фаций и мощностей, обычно размыты; 2) с громадной масштабностью вулканогенных процессов в докембрии и соответственно распределением той же гаммы фаций и мощностей на больших площадках; 3) с преимущественным развитием подводного вулканизма взрывного типа, в условиях которого при прочих равных условиях пирокластический материал распределяется более равномерно и на большей площади.

Ввиду затруднительности непосредственной корреляции вулканогенных толщ необходимо корректировать сопоставление разрезов их структурным положениям. Использование стратиграфических соотношений, достоверно определенных в отчетливой региональной структуре, позволит в свою очередь уверенно определять положение вулканогенов в других подобных же структурах и тем самым коррелировать разрезы. Пользуясь вспомогательным методом структурного положения, автору удалось впервые расчленить зеленокаменные породы Карелии (Койкары).

Таким образом, за основу в каждом данном месте следует брать наиболее отчетливо выраженный признак. В результате сопоставления косвенных, недостаточных в отдельности элементов стратиграфии, структуры и метаморфизма можно прийти к определенным выводам и составить карты в областях докембрия при отсутствии прямых данных.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ЭФФУЗИВОВ И ПИРОКЛАСТОВ

Относительный возраст определяется по ископаемой фауне и флоре и при помощи пыльцевого и спорового анализа пород, вмещающих эффузивы. Абсолютный возраст определяется, например, по биотиту из миндалин. Пока не будет окончательно разработан метод определения возраста зеленокаменных эффузивов и пирокластов по сингенетичным с ними минералами (роговой обманке), существующие способы определения абсолютного возраста супракристалльных толщ по возрасту пересекающих гранитов не дадут возможности расчленять зеленокаменные породы докарелид и карелид, тем более, что последние не пересекаются гранитами.

При корреляции изменчивых разрезов разновозрастных вулканогенных толщ, зонально распределенных вокруг центра или линии извержения, следовало бы применять методику, аналогичную методике, разработанной для флишевых толщ. Грубая ритмичность околоэруптивных фаций, связанных с деятельностью вулкана и обладающих большими мощностями, должна соответствовать ритмичности вулканогенных фаций более удаленных зон и ритмичности туффитов или туфосланцев, которые являются как бы эхом вулканических извержений и продолжают регистрировать ход извержения характером своей слоистости. Ритмограммы (вулканограммы) для разрезов, закономерно изменчивых в зависимости от удаленности центра извержения, не взирая на разницу в мощности и крупности зерна, по характерным пикам должны были бы хорошо сопоставляться. По наиболее полному околоэруптивному разрезу можно составить вариационные кривые, откладывая по оси абсцисс мощности, а по оси ординат процентное содержание отдельных окислов. Такие кривые дали бы полную картину хода дифференциации питающего магматического очага и наглядно выразили бы цикличность на протяжении определенных отрезков геологи-

ческого времени. Однако проверить эту методику следует сначала на областях молодого вулканизма.

Для распознавания интрузивных и излившихся образований в мощных толщах зеленокаменных пород (массивных лав, шаровых лав, пирокластов) могут служить следующие признаки:

1. Общеизвестные признаки (холодный или горячий верхний контакт).

2. Микроструктурный анализ, в результате которого можно отличить интрузивы от лавовых потоков (если они находятся в этих потоках и петрографически от них не отличимы), выясняя форму тела, направление растягивающих усилий в магме, а в контактах с вмещающими породами — направление выдавливания магмы.

3. Форма верхней поверхности.

Наблюдения над современными потоками и покровами показывают, что их поверхность, даже для наименее вязких основных лав, никогда не бывает ровной. Она представляет собой хаотическое нагромождение беспорядочных глыб (глыбовая лава), струй течения (канатные лавы) или морщин (морщинистые лавы). Вязкие более кислые лавы практически не способны к излиянию вообще, так как они представлены на поверхности земли в единичных случаях куполами (обелисками) выдавливания или гораздо чаще огромными массами вулканических выбросов.

Можно предполагать, что и в областях палеовулканизма экструзивные образования пластовой формы, имеющие ровные верхние контакты с лобными вышележащими породами, представляют собою интрузивные пласты, а не потоки и покровы, за которые они часто принимались, особенно в тех случаях, когда являлись плохо раскристаллизованными и миндалевидными в контактах.

Наблюдения над верхними контактами, даже если они вскрыты, часто не дают определенного ответа об интрузивной или эффузивной природе данного тела, так как вблизи поверхностные основные интрузивные пласты с плоской крышей, как правило, оказывают совершенно незначительное контактное воздействие на породы кровли, особенно если они представлены кварцитовыми породами. Например, силлы в разрезе ятулия в Карелии (Койкары, Сегозеро и др.), часто принимаемые за эффузивы. Только в локальных выступах кровли силлов наблюдаются более интенсивные следы горячих контактов в связи с тем, что сюда устремляются газовые эманации с большей площади контакта, способные произвести как механическую работу, так и вызвать ошутительное оруденение (взламывание кровли с образованием эруптивной рудоносной брекчии). Такое явление установлено нами в 1955 г. в разрезе рудника Воронов Бор по западному берегу Онежского озера.

Шнек Эрвин, наблюдая извержения Килауза на Гавайях в 1959 г., пришел к выводу, что путем сравнения лав типа пахоэхэ и аа с формами залегания древних основных лав можно получить критерий для разделения покровов на эффузивные и интрузивные. Аа лавы могут переходить в породы со столбчатой отдельностью образующейся как в лавовых потоках, так и в интрузиях. Если залежь лишена различных форм строения пахоэхэ, то ее нельзя считать поверхностным излиянием. С этой точки зрения многие базальты третичных вулканических областей, относившиеся ранее к продуктам извержения гавайского типа и исландских щитовых вулканов, должны рассматриваться как интрузивные залежи (например, в Фогельсберге). Сопровождающие эти залежи концентрически-скорлуповатые структуры он рассматривает как заполнение лавами больших лавовых каналов.

Наблюдения в геологическом разрезе туфов, вулканических брекчий и шаровых лав позволяют говорить о неоспоримой принадлежности их к группе излившихся или выброшенных на поверхность земли образований. Однако это бывает не всегда так. Туфы, если не установлена их пластовая форма, не могут считаться поверхностными образованиями.

Автором исследовались ярко выраженные в рельефе дайки грубых туфов мощностью до 2—5 м, секущие вулканогенно-осадочную толщу среднеюрского возраста в Бахчисарайском районе Крыма (р. Альма).

В Суйсари, на Педрокаре, автором наблюдалась дайка тонкозернистого туфа (первоначально принятая за афанитовую). В верхнем контакте эта дайка срезает шары вышележащей шаровой лавы. Подобных примеров известно в литературе много.

В. В. Закалдырин (1960) описал туфовые дайки бассейна р. Сеймкан на северо-востоке СССР, где они пересекают два структурных яруса, сложенные породами триаса, юры и мела. Дайки зональны, обнаруживают параллельно зальбандам плоскостную текстуру. Интересны описанные Е. Фрэнсином (Francis, 1960) туфовые дайки и силы андезитового состава, прорывающие вмещающие породы или же слагающие брекчии во внешней зоне некков карбонового возраста. Ранее предполагалось, что они произошли путем заполнения открытых трещин в брекчированных породах пирокластическим материалом. Некоторые туфовые дайки происходят именно таким образом, являясь сингенетическими с землетрясениями (при извержениях), вызывающими образование трещин, и тогда они не являются интрузивными.

Однако в описанных случаях механизм образования туфовых даек иной: при внедрении магмы, обогащенной перегретым паром и вулканическими газами, ей предшествует процесс газового плавления с подземными взрывами. Вмещающие породы дробятся под давлением потоков газа, несущих осколки вмещающих пород и распыленную магму. Этот поток флюидов устремляется в трещины и цементирует их. Согласно классификации автора, подобные туфы и брекчии следовало назвать псевдопирокластическими.

Описанные в качестве интрузивных образований шаровые лавы в кратерах вулканов, дайках и других интрузивах редко являются действительно шаровыми лавами, хотя и очень сходны с ними, обнаруживая скорлуповато-концентрическую отдельность.

Особенно характерный в этом отношении пример с шаровыми лавами Бахчисарайского района в Крыму. При внимательном осмотре оказалось что диабазовые и порфириновые основные породы, рассеченные тремя системами трещин на небольшие равновеликие блоки 10—80 см в поперечнике, попадая в зону коры выветривания до нижнемелового возраста, обнаруживают интенсивные признаки концентрического выветривания, идущего от края к центру блоков. В первую очередь разрушаются углы блоков. Они принимают грубошаровую форму и концентрически-скорлуповатое сложение почти до ядра. При ударе молотком такой шар разбивается на остроугольную бурую дресву, а в ядре «шара» сохраняется иногда плотный желвак не очень измененной выветриванием породы. Такую шаровую форму обнаруживают породы различного состава от плагио-порфиритов и авгитовых порфиритов до пикритов, имеющих различный генезис от покровов до даек, силлов и лакколитов и (что особенно убедительно) слоистых туфов.

Однако, несомненно некоторые случаи образования шаровых лав в интрузивных контактах даек или силлов с вмещающими осадочными породами, по-видимому, водосодержащими в момент интрузии. После того как водопад Гирвас в Карелии перестал существовать и борта рула стали доступны наблюдению, обнаружилось, что в подошве второго пласта диабазов залегает маломощный горизонт шаровых лав¹. Этот горизонт окружен газовыми пузырями и зонами мелких пустот, размеры которых уменьшаются по мере удаления их от центра шара.

¹ Шаровые лавы и другие признаки эффузивов в районе Гирваса впервые описаны в «Путеводителе экскурсий к совещанию по литологии докембрийских отложений» (1963 г.). Эти породы не могут быть иллюстрацией шаровых лав в интрузивах. (Прим. редколлегии).

Находки несомненно интрузивных шаровых лав описаны в литературе. Таким образом, даже истинные шаровые лавы, не говоря уже о шаровой отдельности, не являются еще доказательством их эффузивной природы.

Фациальный характер вулканогенных толщ определяется типом извержения, характером транспортировки, условиями отложения (средней), удаленностью от точки или линии извержения. Классификацию вулканогенных фаций можно вести по-разному, положив в основу тот или другой из перечисленных признаков. Обычно предпочтение отдается обстановке, в которой происходит отложение продуктов вулканической деятельности. С этой точки зрения различают следующие вулканогенные фации:

1. Наземные вулканогенные фации (наземно-лавовая, наземно-туфовая), резкой границы между которыми нет. Условную границу следует проводить по преобладанию в разрезе данной провинции того или иного материала.

2. Подводные вулканогенные фации разделяются на глубоководные и прибрежно-морские и соответственно на подводно-лавовые и подводно-туфовые (собственно туфовые, туффитовые, туфогенные). Критерии для их различия общеизвестны: 1) ассоциация с осадочными породами континентального, глубоководного или прибрежно-морского происхождения; 2) фауна морская или континентальная; 3) характер осадочного материала (количество и генезис), примешанного к туфовому; 4) наличие шаровых лав (этот признак не является доказательством, так как в редких случаях могут быть шаровые лавы наземного и интрузивного происхождения).

Кроме того, диагностическими признаками для наземных вулканогенных фаций являются следующие: 1) несогласное залегание на подстилающих толщах, например залегание хогландия на докарельских и карельских (ятулийских) образованиях в Центральной и, вероятно, Северной Карелии; 2) по характеру туфового материала: плохая слоистость, материал остроугольный, сортировка материала плохая, производится по крупности зерна, а не по удельному весу; 3) первичный угол наклона больше, чем в туфах и лавах водного происхождения; 4) вулканические бомбы грушевидной, эллиптической, закругленной формы с характерной поверхностью хлебной корки могли образоваться только при полетах в воздухе, находясь в пластическом состоянии.

Диагностическими признаками для подводных вулканогенных фаций являются следующие: 1) согласное залегание на подстилающих осадочных толщах или перерыв, но без углового несогласия (хогландий в районе Южной Карелии (Суйсари); 2) туфы и туфобрекчии лучше отсортированы, слоисты, содержат осадочный материал, сортировка туфового материала происходит по удельному весу; 3) частая ассоциация с такими характерными осадочными фациями — указателями, как кремнистые сланцы, яшмы, рифовые известняки; 4) вулканические бомбы в условиях подводных излияний обладают округлой формой с гладкой поверхностью благодаря действию сил поверхностного натяжения, например зональные бомбы или их обломки в районе станции Шуйская (близ Петрозаводска). Подводные и наземные лавы мало отличаются друг от друга. Подводные, пожалуй, более способны давать автобрекчии.

Надо иметь в виду, что первичные туфы очень непрочны. В древних вулканогенных областях основная масса их является переотложенной незначительно (по склону) или на большие расстояния (туффиты).

Диагностическими признаками для субвулканических фаций являются следующие: 1) отсутствие разновозрастных сопровождающих пирокластов (могут присутствовать псевдопирокластические породы); 2) отсутствие примеси пирокластического материала в разновозрастных осадочных породах; 3) горячий верхний контакт — признак интрузивного происхождения данного тела; 4) данные структурного анализа, по которым уста-

навливается отношение исследуемого тела к породам кровли, если верхние контакты недоступны наблюдению.

Ни по степени кристаллизации, ни по наличию или отсутствию миндалинов относить данное тело к эффузивной или интрузивной фациям нельзя. Эти признаки могут иметь значение только в совокупности с другими. В заведомых силах основных пород, внедрившихся неглубоко под поверхность земли, иногда наблюдаются миндалины у верхнего и нижнего контактов.

По типу извержения фации вулканогенов подразделяются на фации взрывных (наземные, подводные) и спокойных извержений. Они различаются по преобладанию в разрезе пирокластов или лав и по характеру эруптивных аппаратов, которые, однако, в условиях палеовулканизма обычно не сохраняются.

В условиях наземных взрывных извержений образуются существенно туфовые фации с особенно характерными подфациями типа собственно туфовой, палящих туч (аглютинаты, игнимбриты) и лахар (вулканических грязевых потоков). Последние две представлены хаотичным нагромождением обломков. Лахары отличаются грубой слоистостью и иногда несут трещины усыхания. В докембрийских отложениях, однако, характерные черты этих подфаций затушевываются, поэтому приходится выделять только туфовые фации. В условиях подводных взрывных извержений образуются главным образом туффитовая и туфогенная фации и реже туфовая.

Следует различать также фации, образующиеся в результате кратковременной (спорадическое присутствие в разрезе вулканического материала среди осадочных отложений большой мощности, охватывающих большие интервалы времени) и длительной вулканической деятельности (большое количество в разрезе вулканогенного материала, большой мощности, соответствующей большим отрезкам геологического времени).

По мере удаления от точки или линии извержения выделяются следующие фации: 1. Околоэруптивные фации — некковая, жерловая, трубок взрыва, представленные лавобрекчиями, туфолавами, аглютинадами, игнимбритами, туфобрекчиями. 2. Промежуточные фации — склоном вулкана, представленные теми же разновидностями, но обычно с обломками меньшей величины и лавами. 3. Фации удаленной зоны представлены туфами, туффитами.

Выявление специфических черт и отличий вулканогенных образований центрального и трещинного типов извержения необходимо для реконструкции древних вулканических построек и восстановления центров или линий древних извержений. В обычных для докембрия случаях, когда не сохраняется никаких следов древних вулканических аппаратов, для этих целей возможно разграничение фаций, различно удаленных от центра извержения по крупности пирокластического материала, мощностям вулканических пород, примеси количественно осадочного материала, его слоистости, сортировке, выдержанности.

Трещинный (или центральный) тип извержений определяется помимо картирования зонального распределения фаций в результате применения структурного анализа (нанесения на карту плоскостных и линейных элементов, флюиальности), а также по разветвлению лавовых струй (например, в Суйсари).

Разработанные классификации вулканических фаций в сборнике «Вопросы вулканизма» (1962) мало приемлемы для областей палеовулканизма, так как предусматривают сохранность эруптивных аппаратов и их зональное распределение относительно центров извержения.

Как выявлено многочисленными работами последнего десятилетия, характер вулканических формаций целиком определяется тектоническим режимом, который предопределяет возникновение внутрикоровых магматических очагов определенного состава и масштаба, обуславливает направление их дифференциации и контролирует характер, интенсивность про-

явления вулканической деятельности, и распределение вулканических формаций в пространстве и во времени.

Соответственно характеру тектонического режима выделяются закономерно связанные с ним вулканические формации с присущим только им своеобразием черт (состав, форма залегания магматических тел и др.) и подчиненные им группы фаций, выделяемые по петрографическому составу.

В условиях геосинклинальных поясов возникают офиолитовые формации, переименованные не совсем удачно в спилито-кератофировые с подчиненными им рядами характерных фаций (спилитовая, кератофировая, серпентинитовая и пр.). В условиях континентальных побережий возникают известково-щелочные (андезитовые) формации, отличающиеся удивительным постоянством состава на протяжении многих геологических эпох (андезитовые, базальтовые, риолитовые фации).

Внутриконтинентальный вулканизм характеризуется широким проявлением трещинных излияний толеитовой слабо дифференцированной магмы, которая слагает плато-базальты щелочно-земельного характера, а также — внутриконтинентальным вулканизмом центрального типа (вероятно, более позднего времени по отношению к предыдущему), более ограниченным площадью и временем проявления, отличающимся резкими колебаниями химического и минерального состава при преобладающем меланократовом щелочном характере магмы (фации лейцитовых базальтов, калиевых трахибазальтов и пр.).

Океанические области характеризуются проявлениями щелочной основной и ультраосновной магм, формируя немногочисленную по количеству фаций однообразную формацию щелочных оливиновых базальтов. Из литературных данных известно много примеров применения микроструктурного анализа при изучении эффузивов и интрузивов на основе исследования фенокристаллов и лейст плагиоклазов.

Микроструктурный анализ в большинстве случаев позволяет отличать интрузивы от лавовых потоков, если они находятся среди этих потоков и петрографически от них неотличимы. Используя микроструктурный анализ, можно выяснить форму тела, направление растягивающих усилий в магме и даже (в контактах с вмещающими породами) направление выдавливания магмы.

Среди продуктов вулканической деятельности первое место по объему занимает материал вулканических выбросов. Давление, создаваемое взрывом при обычных современных извержениях, по данным В. И. Влодавца, колеблется от 100 до 500 ат, при очень сильных извержениях оно достигает 2500—3000 ат. В докембрии в условиях тонкой земной коры при извержениях подобной же силы создавались меньшие давления.

Если в современных условиях затухания вулканизма в истории Земли в результате извержения вулкана Тамборо в 1815 г. было выброшено не менее 30 км³ обломочного материала, а вулкана Кракатау — 17 км³, то в докембрии при той же энергии взрыва количество выброшенного пирокластического материала должно было бы во много раз превышать эти цифры.

Залегание непереотложенного и пирокластического материала в условиях центральных наземных извержений может быть в плане, при вертикальных взрывах круговое зонтичное или овалоподобное с уменьшением мощности и величины обломков к периферии, при наклонном или горизонтальном взрыве — лучевое (вытянутый треугольник в плане) или секторное, при перемещении по склону вулкана — потокообразное (пирокластические потоки с углом наклона, равным углу наклона склона).

По этим признакам можно установить место бывшей точки или линии, откуда происходило извержение даже при полностью исчезнувших эруптивных аппаратах, как это бывает в условиях палеовулканизма. Но

одновременно следует вести наблюдения над ориентировкой обломочных частиц. Дальность перемещения пирокластического материала огромна.

Пирокластический материал	Дальность перемещения
Вулканическая пыль	Сотни тысяч км
Пепел	Тысячи км
Вулканический песок	Сотни км
Лапилли	Десятки км
Глыбы	Единицы км
Грязевые потоки	Десятки и сотни км

Соотношение объемов различных типов продуктов вулканической деятельности зависит от взрывчатости, т. е. от свойств, присущих самой лаве. К таким свойствам относятся вязкость, которая является функцией состава лавы, температура в момент извержения и обогащенности летучими компонентами и давление внутри магматической колонны, направленное снизу вверх.

Соотношение указанных объемов зависит также от внешней обстановки извержения. Здесь имеются в виду свойства вмещающих пород (вещественный состав, дислоцированность, трещиноватость, мощность вмещающих пород выше кровли питающего магматического очага) и физико-географические условия, в которых происходит извержение. К ним относятся наземные или подводные извержения. Если они подводные, то количество пирокластов будет тем больше, чем на большей глубине происходит извержение при всех прочих равных условиях.

Вулканогенные породы образуются в условиях любой вулканической деятельности и состоят из любого материала вулканической деятельности (лавы + вулканокластические породы). Вулканокластические породы образуются только при эксплозивной деятельности.

Вулканокластический материал, по В. И. Влодавцу, произошел в результате распыления, раздробления при разламывании лавы, находящейся в этот момент в огненно-жидком, раскаленном или горячем состоянии. Раздробленные и выброшенные породы вулканической пробки подстилающего основания не являются вулканокластическим материалом; переотложенный вулканокластический или лавовый материал не является вулканокластическим. Пирокластический материал образуется только в условиях взрывной субаэральной или субаквальной деятельности вулканов, представляя собою первично рыхлые продукты вулканических выбросов.

Вулканические породы образуются: 1. В результате разламывания лавы во время движения лавового потока (автобрекчии, брекчии течения, аа лавы, современных вулканов) или в процессе образования куполов и обелисков по контактам с вмещающими породами (общий термин для них лавобрекчии). 2. В результате вулканических взрывов в наземных условиях (туфобрекчии, туфолавы, неслоистые или неотчетливо и неправильно слоистые туфы). Обломки и бомбы, сцементированные той же лавой при падении их в неотвердевшую лаву (известняки в районе Надвоиц). 3. В результате вулканических взрывов в водной обстановке нагнетание лавовых струй в водную среду приходит к чрезвычайному распылению лавы (слоистые туфы, туффиты, туфогены). 4. В результате глубинных (подземных) вулканических взрывов (дайки интрузивных туфов, трубки взрывов с алмазами). 5. В результате подземных взрывов без излияния лавы. (Псевдопирокласты).

Группы 2, 3 и 4 охватываются более узким термином пирокластические породы, которые наряду с лавобрекчиями составляют группу вулканокластических пород.

Однако термин пирокласты не охватывает своеобразной группы пород, которые по процессу происхождения являются вулканогенными, а по материалу — не вулканогенными, и которые образуются в условиях

вулканов взрывного типа, но не сопровождаются излиянием лав. Взрыв происходит при прорыве газовых продуктов, связанных с формированием гипабиссальных интрузий (неглубокого залегания). Образующиеся обломочные толщи состоят из материала коренных пород, вмещающих взрывной аппарат без примеси или почти без примеси собственно пирокластического материала. Эти породы можно было бы назвать псевдо-пирокластическими.

В основе классификации пирокластических пород лежит классификация и терминология, выработанная Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 1888 г. для Карелии. В последнее время предложено очень много классификаций (М. С. Швецов, Е. Т. Шаталов, Е. Ф. Малеев, И. Ф. Трусова, Г. М. Саранчина, В. А. Прокин, Х. Вильямс, Е. И. Наковник, Е. Карлоусова-Кочисчакова, В. С. Коптев-Дворников и др.). В основу одних положен генезис, процессы, в результате которых они произошли, других — гранулометрический состав, третьих — петрографический состав и т. д. Приводятся различные признаки и в различной соподчиненности (характер цемента, характер обломков (агрегатное состояние), состав и величина обломков, состояние при извержении, среды осаждения, дальность переноса, количество примесей осадочного материала и пр.). Большинство из них не применимо к областям древней вулканической деятельности, особенно к метаморфизованным пирокластам докембрия. Все согласны с тем, что надо выделять туфы, туффиты и туфогены, но границы между осадочным и вулканическим материалом проводятся по-разному. Кроме того, некоторые вводят в эти термины генетический смысл: туфы — наземные отложения, туффиты — водные. Большие разногласия существуют по поводу терминов туфолавы (кlastолавы) и спекшиеся туфы (игнимбриты). Многие исследователи относят их к изверженным породам.

В районах развития докембрийских эффузивов, по-видимому, достаточно определить лавовую или туфогенную природу пород. Разделение туфогенных пород на группы из-за трудности выделения туфогенного и осадочного материала в метаморфизованных породах очень сложно. Поэтому при проведении условных границ между группами по процентному содержанию достаточно определить, больше или меньше половины породы сложено осадочным материалом. При этом не имеет смысла спорить о том, произошел данный туф путем наземного, подводного отложения или из грязевых потоков при вулканическом извержении, если мы не уверены в первично-обломочной природе этой метаморфизованной породы. Границу между туфами и туфобрекчиями также проводят различно: этот рубеж скользит в пределах величины обломков от 2 до 32 мм.

Туффит-пирокластическая порода, имеющая примесь осадочного материала от 10 до 50% (иногда более 50%), представляет собой пирокластическую породу водного происхождения (что далеко не всегда можно определить даже для областей молодого вулканизма) или перемытый туф, что неверно (перемытый туф — это нормальная осадочная порода). Для докембрия, когда мы сомневаемся в первичной граувакковой или туфовой природе пород, эти споры бессмысленны.

Туффиты следует подразделить по крупности зерна осадочной примеси на туфоконгломераты, туфонесчаники, туфосланцы (туфоалевриты) независимо от их происхождения; хотя туфосланцы — образования всегда подводные (не этот признак должен быть классификационным).

По крупности зерна пирогенного материала следует выделять туфы (пелитовые, псаммитовые и пр.), микротуфобрекчии и туфобрекчии, прибавляя к ним слово полимиктовые, если они сложены материалом одного генезиса, но разного состава, или термин агломератовый, если они сложены пирокластическим материалом разного генетического состава и разной величины, или классификационное название породы, которой принадлежит пирокластическая порода (например, туфобрекчия шикрита и др.).

Классификация вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород

Вулканогенные породы					Вулканогенно-осадочные породы				
Вулканокластические породы					Псевдо-пирокласты	Туффиты	Туфогены		
Лавобрекчия		Пирокласты							
Количество осадочного материала, %	Отсутствует		Не более 10			Не более 50	Более 50		
Размер обломков, мм	Лавовый		Туфовый (слежавшийся, схватывающийся)	Туфо-гидрохимический	Без цемента	Мелкообломочный	Туфоосадочный	Осадочно-туфовый	
200	Обломки, корки потока	Обломки пирокластического генезиса (синхронные с извержением)					Обломки пород любого генезиса (предыдущих извержений)	Обломки пород любого генезиса (извержений предыдущих или синхронных с ними)	
30—200	Брекчия течения	Пирокластическая лава	Лавобрекчия (лава с бомбами и их обломками)	Глыбовая туфобрекчия	Туфобрекчия	Аглютинат (комки спаявшейся лавы)	Псевдо-пирокластическая брекчия	Туффитовая брекчия и конгломерат	Туфоконгломерат (валунный) Туфоконгломерат крупногалечный Туфоконгломерат мелкогалечный
10—30				Мелкообломочная туфобрекчия					
2—10	Брекчия течения	(клас-толава)	Туфолава (лава с туфовым материалом)	Грубообломочный туф (псефитовый)	Грубообломочный туф	Игнимбри (спекшийся туф)	Псевдо-пирокластический туф	Туффит крупнообломочный	Туфогравелит
0,4—2				Среднеобломочный туф (псаммитовый)	Среднеобломочный туф			Туффит среднеобломочный	Туфопесчаник
0,1				Мелкообломочный туф (алевритовый, пелитовый)	Мелкообломочный туф			Туффит мелкообломочный	Туфосланец (туфоалевролит и аргиллит)

Примечания: 1 — петрографический состав вводится в название породы (например, брекчия течения пикрита); 2 — при неоднородном составе обломков лав, синхронных извержению, в название породы вводится слово *полимиктовый* (например, полимиктовая туфобрекчия); 3 — с примесью постороннего материала (фундамента, вулканической пробки и пр.) в название породы вводится приставка *ксено* (например, ксенотуф); 4 — агрегатное состояние обозначается введением в название породы приставок *витро*, *кристалло*, *лито*, *кластический* (например, кристаллокластический туф); 5 — если пирокластические породы разнообломочные (разносоставные), в название породы вводится *агломератовый* (например, агломератовая туфолава); 6 — в скобках заключены менее удачные синонимы принятых нами терминов.

Вулканическая брекчия — термин неопределенный. Следовало бы конкретизировать терминологию согласно цементу (а следовательно, и генезису) породы: брекчия течения, лавобрекчия, туфобрекчия, автобрекчия. Следует дать упрощенную классификацию для пород докембрия.

Совершенно различно в литературе понимается термин агломерат (агломератовая лава): как глыбы лавы в лаве, как смесь разнообломочного (по составу или по величине) пирокластического материала, как шаровая лава (или бомбы в туфовом цементе) или как различные вулканические брекчии. Именно поэтому этот термин следует исключить вообще в качестве названия породы и оставить только как прилагательное к другому классификационному названию пирокластической породы для обозначения ее разновидности или разносоставности (например, агломератовая туфобрекчия).

Предлагаемая таблица вулканогенно-осадочных пород применима для соответствующих пород докембрия, как показали наши наблюдения в Карело-Кольском регионе. Возможно, таблицу следовало бы упростить: дать размер обломков больше 10 и меньше 10 мм.

Невозможно для докембрийских метаморфизованных эффузивов и пирокластов в основу классификации класть петрографический признак, не используя геологических данных (В. П. Петров, Е. Ф. Малеев), и определять породу по образцу. В этом случае пришлось бы отказаться от попытки разгадать природу зеленокаменной породы вообще. Чтобы определить природу такого зеленого или амфиболового сланца (осадочную или изверженную, первично-эффузивную или первично-туфогенную и т. д.), необходимо выявлять геологические связи и соотношения в поле. При этом нужно строить выводы на массовом количестве полевых наблюдений, среднее статистическое значение которых является убедительным.

ЛИТЕРАТУРА

- Гилярова М. А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Изд. ЛГУ, 1941.
- Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. Изв. Карело-Финской исслед. базы АН СССР, 1948.
- Гилярова М. А. К стратиграфии и тектонике карельской формации центральной Карелии. Ученые записки. Лен. гос. педагогического ин-та им. А. И. Герцена, том 72, 1948.
- Гилярова М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Изв. Карело-Финской исслед. базы АН СССР, № 2, 1949.
- Гилярова М. А. Стратиграфическое положение Суйсарского вулканического комплекса. Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол., вып. 7, № 200, 1956.
- Гилярова М. А. Шаровые лавы Суйсарского района южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, вып. 10, 1959, № 268.
- Гилярова М. А. О некоторых спорных проблемах геологии докембрия Карелии. Вестник, ЛГУ, № 24, 1962.
- Закандырин В. В. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 14, Магадан, 1960.
- Кратц К. О. Геология карелид. Карелии. Изд. АН СССР, 1963.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. Геологические исследования в Северо-Восточной Туве в 1945 и 1946 гг. Изд. АН СССР, сер. геол. № 4, 1948.
- Малеев Е. Ф. Классификации и фации вулканокластических пород. Сб. «Вопросы вулканизма», 1962.
- Решение комиссии первого вулканологического совещания по вопросу классификации пирокластических пород, 1962.
- Саранчина Г. М. Классификация пирокластических пород. Вестник, ЛГУ, № 10, 1952.
- Сборник «Вопросы вулканизма». Труды первого всесоюзного вулканологического совещания. Изд. АН СССР, 1962.
- Lehmann E. Eruptivgesteine und Eisenerze in Mittel und Oberdevon der Lahnmulde. Wetzlar, 1941.
- Peterson D o l a n d W. Flattening ratios of pumice fragments in an ash—flow sheet near Superior, Arizona. Geol. Surv. Prof. Paper, 1961, No. 424—B.
- Steinmann. Die ophiolitischen Zonen in den Mediterran Kettengebigen. Congr. Geol. Internat. C. R. XIV, Sess. II, 1926.
- Francis E. H. Intrusive tuffs related to the birth of forth volcanoes. Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1960, 18, No. 1.

Л. П. ГАЛДОБИНА, Е. М. МИХАЙЛЮК

ЛИТОЛОГИЯ ИОТНИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ОНЕЖСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Иотнийские осадочные образования развиты вдоль западного берега Онежского озера и занимают площадь от г. Петрозаводска до р. Свири и от берегов Онежского озера до пос. Кашканы. Эти образования слагают вытянутую с северо-запада на юго-восток синеклизу с пологим падением пород восточного крыла, крутым флексуорообразным перегибом западного крыла и с горизонтальным залеганием осадков в центре структуры.

Отложения иотнийской серии сложены двумя свитами: петрозаводской и шокшинской, резко различными по комплексу геолого-литологических особенностей (минеральному составу пород, строению разреза, первично-осадочным структурам и текстурам). Между осадками этих свит существует литолого-стратиграфическое несогласие, которое выражено наличием мелкогалечного конгломерата в основании осадков шокшинской свиты и резкой сменой полевошпатовкварцевых песчаников петрозаводской свиты, в преобладающем большинстве темноокрашенными мономинеральными ярко-красными и малиновыми кварцито-песчаниками шокшинской свиты.

Осадочные образования иотния, верхнего протерозоя, прорваны пластовосекущей интрузией габбро-диабазы, которая проникла по наиболее ослабленной зоне контакта отложений петрозаводской и шокшинской свит.

Интрузия и вмещающие ее осадки разбиты тектоническими разломами (движениями нескольких последовательных этапов), на блоки различной величины и амплитуды смещения.

Иотнийские образования, несмотря на свой древний возраст и значительные изменения в структурах и минеральном составе пород, сохранили свои первично-осадочные признаки: реликты осадочных структур, минеральный состав обломочного материала и четкость его первичных контуров и текстуры — косую слоистость, знаки ряби, трещины усыхания. Последнее позволило произвести литологические наблюдения в иотнийских породах на территории Прионежья, преимущественно вдоль краевых частей структуры (берег Онежского озера и пос. Кашканы), с обследованием известных выходов кварцито-песчаников на всей площади развития иотнийских отложений.

ПЕТРОЗАВОДСКАЯ СВИТА

Петрозаводская свита сложена груборитмичной толщей осадков, представленных последовательным чередованием крупно-, средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов и песчаноглинистых сланцев.

Свита представлена нижней и верхней подсвитами. В основании нижней подсвиты значительное место в разрезе занимают прослой и линзы

грубозернистых, темно-серых и черных песчаников с обилием распыленного углистого вещества в цементе и обломков углисто-кремнистых сланцев. Здесь же встречены линзы конгломерато-брекчии с косою слоистостью, содержащей крупнообломочный слабоокатанный материал различных сланцев, эффузивных пород суйсарской свиты и более древних по возрасту пород. Образования верхней подсвиты представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками с редкими и маломощными линзами кварцевых конгломератов.

Для отложений петрозаводской свиты характерно груборитмичное строение. Ритмы мощностью от 2 до 10 м сложены преимущественно песчаниками. Они крупнозернистые в подошве, постепенно переходят в среднезернистые (преобладающие в ритме) и мелкозернистые. Кровля ритмов представлена мелкозернистыми песчаниками или алевролитами и песчано-глинистыми сланцами. На границе ритмов нередко наблюдаются сингенетичные сланцевые брекчии размыва.

За последние годы в результате бурения получен большой фактический материал, благодаря которому удалось наблюдать изменение характера ритмичности внутри отложений петрозаводской свиты. На основе изменения характера ритмичности в сочетании с другими литологическими особенностями в образованиях петрозаводской свиты проведено предварительное, более детальное расчленение подсвит на пакки. Впоследствии, вероятно, закономерности в ритмичности осадков послужат одним из критериев для корреляции разрезов различных частей иотнийской структуры.

В песчаниках петрозаводской свиты наблюдается сочетание двух морфогенетических типов косою слоистости: типа временных потоков и прибрежных осадков.

Косая слоистость типа временных потоков прослежена только в прослоях темно-серых грубозернистых песчаников района Каменного Бора, в аналогичных породах косая слоистость этого типа также отмечена близ пос. Шелтозеро. Серии с косою слоистостью имеют прямолинейную форму с параллельными серийными швами, форма серий изогнута лишь в местах выклинивания. Мощность серий от 5 до 10 см, реже до 20 см.

Серии с косою слоистостью чередуются между собой или с горизонтально-слоистыми сериями. Слойки в сериях параллельны, прямолинейны или слабоогнуты, однонаправленные в соседних сериях и падают под крутыми углами 20—40°. Сортировка и окатанность материала в песчаниках с таким типом слоистости слабая. Однако наблюдается уменьшение зернистости от подошвы к кровле, где нередко мелкозернистые песчаники переходят в алевролиты со значительным содержанием цемента (глинисто-углистого). Таким образом, косая слоистость характеризует потоки с довольно устойчивым течением.

Косая слоистость прибрежного типа присуща розовато-серым и зеленовато-серым средне- и крупнозернистым песчаникам петрозаводской свиты. Она хорошо прослежена в районе Каменного Бора и других пунктах (Щелейка, Шокша, Шелтозеро). Для косою слоистости этого типа характерно наличие крупных серий с неясными границами мощностью 0,2—0,5 м (рис. 1). Слойки в сериях прямолинейны, редко слабоогнуты, с пологими углами наклона 5—10 редко 20°. Встречена перистая и волнистая косая слоистость с разным падением слоев в соседних сериях (Щелейка). Сочетание косою слоистости прибрежного типа и типа потоков, как известно, характерно для песков, отложившихся в условиях крайнего мелководья прибрежной зоны бассейна.

Массовые замеры наклона слоев косою слоистости, сведенные позднее в диаграммы, позволили предположить снос обломочного материала в период формирования отложений позднего протерозоя с северо-северо-запада от площади развития иотнийских песчаников. Данный вывод подтверждается изучением состава и степени окатанности крупнообломочного

материала. В песчаниках Каменного Бора распространены линзы и прослои с крупными угловато-окатанными обломками кварцитов, халцедонов, кремнисто-шунгитовых и кремнистых сланцев заонежской свиты и разнообразных вулканогенных пород суйсарской свиты. Ближайшие выходы этих образований расположены к северо-северо-западу от полосы распространения иотнийских песчаников.

Конгломерато-брекчии с таким разнообразным по составу обломочным материалом и однонаправленной косой слоистостью нигде в отложениях петрозаводской свиты больше не встречены. Среди песчаников петрозаводской свиты в районе Шокшинского п-ова и мыса Лахтинского отмечены линзы конгломератов с хорошо окатанной галькой кварца



Рис. 1. Косая слоистость прибрежного типа в песчаниках петрозаводской свиты

и кварцита. Этот факт является еще одним подтверждением формирования осадков в районе Каменного Бора, как наиболее близком к области сноса.

Фациальный анализ иотнийских осадочных пород это вопрос будущего. Однако уже теперь ясно, что отложения петрозаводской свиты обладают резкой фациальной изменчивостью осадков. Литолого-геологические разрезы, полученные в результате бурения в пос. Птицефабрика, указывают на фациальную изменчивость песчаников петрозаводской свиты на очень близком расстоянии. Фации прибрежных песков с косой слоистостью прибрежного типа и временных потоков сменяются горизонтально-слоистыми фациями, вероятно, отложений замкнутых впадин с признаками сероводородного заражения и обогащенными углистым веществом.

Фациальную изменчивость осадка можно предполагать и на всей площади иотнийской структуры. Вопрос о построении фациальных профилей для иотнийской структуры является первоочередным.

ШОКШИНСКАЯ СВИТА

Шокшинская свита представлена верхней и нижней подсвитами. Нижняя подсвита сложена кварцитами и кварцито-песчаниками светло-сиреневого, розового и красного цвета с маломощным горизонтом песчано-глинистых сланцев и песчаников в нижней части подсвиты. Верхняя подсвита представлена кварцито-песчаниками густо-сиреневого и малинового цвета.

Для образований шокшинской свиты характерно обилие осадочных текстур на плоскостях напластования, что не свойственно осадкам петрозаводской свиты.

Преобладающим типом знаков ряби в шокшинских кварцито-песчаниках является рябь с симметричными извилистыми, иногда ветвящимися (рис. 2) округлыми грядками. Гребни валиков округлые, реже слабо заостренные. Длина волны 2—5 и 7—10 см, амплитуда 0,3—0,8 и 0,5—1,0 см, преобладающий индекс этого типа ряби от 5—10 до 10—13. Встречены знаки ряби с пережимами валиков и черепитчатым налеганием друг на друга. Асимметричные знаки ряби в меньшем количестве отмечены на плоскостях напластования кварцито-песчаников тех же районов (рис. 3). Отношение пологого склона к крутому в асимметричных знаках ряби 4 : 2, 3 : 2, 2 : 1. Направление крутого склона валиков вдоль восточного крыла структуры, как правило, северо-восточное. Все встреченные в шокшинских кварцито-песчаниках знаки ряби образовались в водной среде, так как индекс их не превышает 5—13. Преобладающее



Рис. 2. Симметричные знаки ряби на плоскостях напластования шокшинских кварцито-песчаников (Шокшинский п-ов)

количество знаков ряби следует отнести к типу прибрежной ряби волнения, сообразуясь с формой валиков в поперечном сечении и индексами ряби. Небольшое количество наблюдаемых асимметричных знаков ряби можно отнести к типу слабых течений. На плоскостях напластования кварцито-песчаников шокшинской свиты в центральной части структуры встречены лишь мелкие симметричные знаки ряби типа волнения.

Простиране грядок ряби прослежено преимущественно с северо-северо-запада на юг и юго-восток площади распространения иотнийских осадочных пород. Таким образом, бассейн, в котором осаждались пески, имел между Ладожским и Онежским озерами площадь в виде обширного овала, вытянутого в северо-западном направлении.

В районе поселков Ровское и Таржеполь на плоскостях напластования шокшинских кварцито-песчаников отмечены трещины усыхания, разбивающие поверхность пласта на неправильные многогранники, следы бороздок струй стекания и капель дождя (рис. 4, 5). Сочетания на плоскостях напластования разнообразных знаков ряби и трещин усыхания позволяют предположить, что пески здесь осаждались в прибрежной, временами осушаемой части бассейна.

В районе Шокшинского п-ова малиновые и красные кварцито-песчаники являются началом устьевых дельтово-речных отложений. На плоскостях напластования красных кварцито-песчаников, кроме характерных знаков ряби типа прибрежного волнения, наблюдаются знаки типа течений. Здесь же в двух случаях отмечен резкий поворот знаков ряби под

прямым углом. Вероятно, образование знаков ряби в данном месте происходило под влиянием прибрежных волн и течения впадающей реки. Выше залегают малиновые кварцито-песчаники с косою слоистостью

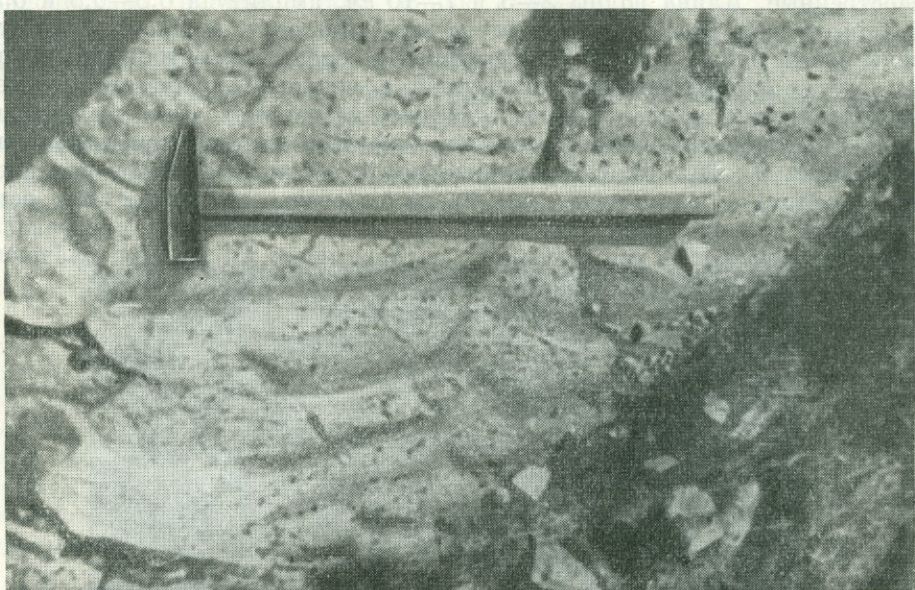


Рис. 3. Асимметричные знаки ряби на плоскостях напластования шокшинских кварцито-песчаников (Шокшинский п-ов)

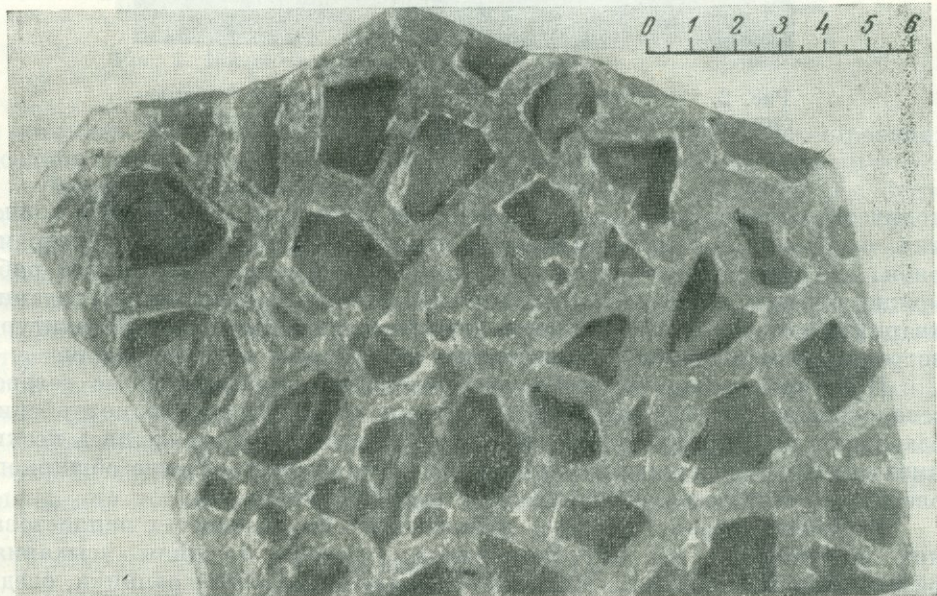


Рис. 4. Трещины усыхания на плоскостях напластования шокшинских кварцито-песчаников

в сериях мощностью до 1—5 м и пологим падением слоев. Форма серии параллельная или клиновидная. На малиновые кварцито-песчаники и кварциты налегают с угловым несогласием серовато-розовые несортированные песчаники с перекрестной и мульдобразной косою слоистостью речного типа (рис. 6).

Таким образом, изучение слоистых текстур, первичных текстурных знаков на поверхностях наложения пород, а также минерального состава крупнообломочного материала, гранулометрического и минерального состава песчаников позволило определить: область сноса обломочного материала на северо-северо-западе от Онежской синеклизы, характер

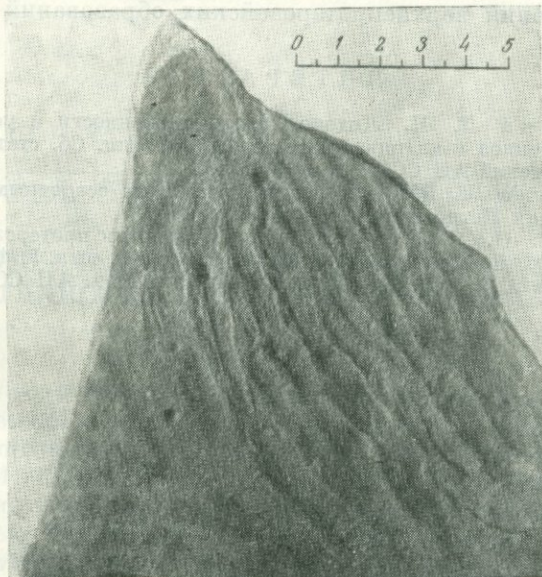


Рис. 5. Следы борозд струй стекания шокшинских кварцито-песчаников

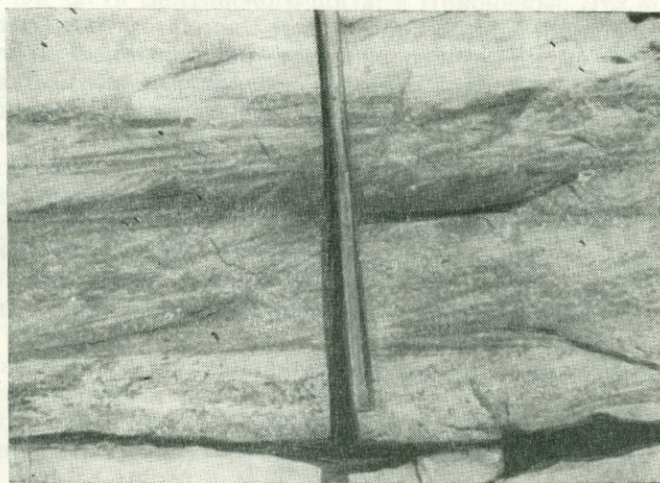


Рис. 6. Косая слоистость речного типа в шокшинских песчаниках (Шокшинский п-ов)

материнских пород, положение береговой линии бассейна седиментации, вытянутого в северо-западном направлении, и предположить формирование отложений в условиях постепенно обмелевшего бассейна с первоначально расчлененным дном. При формировании отложений шокшинской свиты шел перемыв осадков петрозаводской свиты без привноса нового материала.

За последние годы на основе совокупности всех литологических признаков иотнийских осадочных отложений установлено предварительное стратиграфическое расчленение свит на подсвиты и пакки и составлена геологическая карта для района развития иотнийских образований (Е. М. Михайлюк, Л. П. Галдобина, 1961, 1962 гг.). Эта геологическая карта является основой для проведения дальнейшего детального литологического изучения верхнепротерозойских образований Карелии.

ЛИТЕРАТУРА

Галдобина Л. П. Литологические особенности и условия образования иотнийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии. Сб. статей мол. науч. сотр. Лен. геол. учреждений АН СССР, вып. 1, 1958.

Галдобина Л. П. Литология иотнийских осадочных пород Карельской АССР. Диссертация Петрозаводск. Гос. ун-та, 1959.

Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. Лабор. геол. докембрия. АН СССР, вып. 5, 1955.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Изд. АН СССР, вып. 5, 1935.

[А. В. КОПЕЛИОВИЧ], И. М. СИМАНОВИЧ

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ИОТНИЙСКОЙ ФОРМАЦИИ ПРИОНЕЖЬЯ

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы достигнуты значительные успехи в изучении процессов преобразования терригенных пород осадочного чехла платформенных областей (Копелиович, 1958₁, 1960, 1962₁, 1962₂; Копелиович, Коссовская, Шутов, 1961; Шутов, 1960; Пероззо, 1960). Было установлено, что с глубиной степень изменения пород возрастает. Нижние части разрезов осадочного покрова, особенно когда они представлены кембрийскими или рифейскими отложениями, часто интенсивно изменены и напоминают метаморфизованные породы.

Среди древнейших осадочных толщ, развитых в пределах Русской платформы, особенно интересными для изучения вторичных изменений являются глубоко преобразованные терригенные породы, обнажающиеся в юго-восточной части Балтийского щита, в Прионежье. Эти породы относятся к иотнийской формации, отложения которой широко известны во многих районах Фенноскандии, а также отмечаются в северо-западной части Украинского кристаллического щита (севернее Овруча).

Большинство исследователей считает иотнийскую формацию верхним стратиграфическим подразделением протерозоя. А. А. Полканов рассматривал иотнийские отложения как возрастные эквиваленты полесской, сердобской и нижебавлинской свит платформенного рифея (Полканов, 1956). Л. Я. Харитонов также относит иотнийские свиты к докембрию, считая их нижним членом осадочного чехла Русской платформы (Харитонов, 1957). Эти представления разделяются некоторыми исследователями древних толщ платформенного чехла (Брунс, Гейслер, Иголкина, Толстихина, 1960).

Н. С. Шатский считал иотнийские отложения образованиями существенно более древними, чем отложения рифейской группы. Он писал, что между иотнием и рифеем существует огромный перерыв, промежуток времени которого по размаху равен почти всему неогейкуму (Шатский, 1960).

Определения абсолютного возраста указывают на дорифейский возраст пород иотнийской формации. По валовым пробам возрастные значения по калий-аргоновому методу варьируют от 1730 до 1860 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1961). Возраст диабазов, прорывающих иотнийские толщи, определяется в 1810 млн. лет (Казаков, 1963), а возраст сиенитов, секущих в свою очередь диабазы, составляет 1500 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1961).

Структурно-тектоническое положение иотнийских пород Прионежья еще не имеет своего однозначного истолкования. Большинство исследователей, основываясь на присутствии в составе иотнийских толщ обломков

пород среднего протерозоя, в том числе вулканитов суйсарской серии и разнообразных пород шунгитового комплекса, приходят к выводу о залежании иотнийских терригенных осадков на пенепленизированной поверхности глубоко эродированных доиотнийских складчатых сооружений. К. О. Кратц полагает, что иотнийские терригенные толщи представляют собой в формационном отношении поздние молассы карелид, а современные формы их залежания — остатки былых синеклиз. Являясь нижним членом осадочного чехла, иотнийские отложения вместе с тем обнаруживают существенную близость ко времени возникновения карелид и определенную связь с их формированием.

Л. Я. Харитонов полагает, что Прионежье входит в состав Карельского срединного массива, в пределах которого процессы интенсивной складчатости, гранитизации и метаморфизма закончились в доятулийское время (Харитонов, 1960). В целом это структура с типичным для платформ двухъярусным строением — ятулийским чехлом и складчатым гранитизированным архейским и частично нижнепротерозойским цоколем.

Е. В. Павловский отмечал, что абсолютное господство режима платформ на всем Балтийском щите наступает, как известно, в иотнийское время, в эпоху отложения песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и кварцитов, сохранившихся в пологих синеклизах (Павловский, 1962).

А. С. Новикова рассматривает Западно-Онежскую иотнийскую депрессию как часть длительно развивавшейся Онежской впадины, интенсивно прогибавшейся еще в среднем протерозое (Новикова, 1963).

Несмотря на то что породы иотнийской формации изучаются в течение многих лет, о характере их изменения известно очень мало и приводимые в литературе данные часто противоречивы. Между тем при решении ряда геологических вопросов, в частности при стратиграфической корреляции разрезов древних свит, а также при установлении положения иотнийской формации в структуре Балтийского щита выяснение характера метаморфизма и интенсивности его проявления в этих отложениях приобретает особо актуальное значение.

Большинство исследователей рассматривают изменения, свойственные породам иотнийской свиты, как проявления регионального метаморфизма, хотя и подчеркивают его незначительную интенсивность. Так, Н. М. Страхов характеризует эти породы как слабо метаморфизованные образования, которые почти не отличаются от нормально осадочных пород (Страхов, 1948).

Н. С. Шатский отмечал глубоко преобразованный характер рассматриваемых отложений. Он считал, что магматизм и метаморфизм платформенного иотния выше магматизма и метаморфизма геосинклинального рифея (Шатский, 1952).

И. П. Тимченко, изучавшая петрографию иотнийских пород Прионежья, связывала преобразование песчаников в кварцито-песчаники с процессами динамометаморфизма, проявление которых она видела в слабой складчатости, свойственной породам этой формации (Тимченко, 1950). Некоторые исследователи полагают, что источником метаморфизма является магматизм и связанные с ним процессы, в частности интрузии габбро-диабазов.

К противоположным выводам пришли Л. П. Галдобина и А. В. Хабаров, детально изучавшие литологические особенности пород Прионежья. По мнению этих исследователей, кварцитовидный облик пород, слагающих разрез иотнийской формации, вызван не метаморфизмом исходных осадков, а их окварцеванием в ранние этапы диагенетической стадии под воздействием богатых кремнеземом водозных вод, насыщавших толщу песков (Галдобина, 1958).

Оценка характера изменения этих пород основывается на чисто визуальных наблюдениях над их обликом, где физико-механическим свойствам (плотность, крепость и др.) придается решающее значение по срав-

нению с типично метаморфическими или осадочными породами. Между тем характер изменения иотнийских пород достаточно своеобразен и сложен. Чтобы выяснить изменения и установить характер обусловивших их процессов, необходимы детальные и целеустремленные петрографические исследования.

Методика подобных исследований во многом сходна с методикой, применяемой при изучении метаморфических пород. Она заключается в выявлении первичных компонентов начального осадка, прослеживании последовательного, стадийного их преобразования в аутигенные минералы и выделения минеральных парагенезов. Выяснение последовательности образования минералов и различных минеральных парагенезов, филогенетических взаимосвязей и взаимоотношений между разнообразными компонентами породы позволяет установить определенные минеральные филопарагенезы и филопарагенетические минеральные ряды, которые отражают последовательную во времени смену обстановки аутигенного минералообразования (Копелиович, 1960). Большое значение при подобном методическом подходе к исследованию вторичных изменений играет также изучение последовательного преобразования структуры пород и выяснение причинных и временных связей между формированием структур и аутигенным минералообразованием, протекающим в породе. Эта методика была разработана и успешно применялась при изучении постседиментационных изменений рифейских пород Приднестровья и некоторых других районов Русской платформы (Копелиович, 1958₁, 1958₂, 1960, 1962₁).

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ПОРОД ИОТНИЙСКОЙ ФОРМАЦИИ

Иотнийская формация в Прионежье слагает значительных размеров плоскую синклинали типа впадины, заметно вытянутую с юго-востока на северо-запад (130—140 км) при ограниченной ширине (60—70 км). Однако известные в настоящее время контуры этой структуры очерчивают, по-видимому, лишь некоторую часть обширного поля развития иотнийских свит. Современную северо-восточную ее границу образует берег Онежского озера. Как полагают некоторые исследователи, эта граница вызвана развитием молодых дизъюнктивных нарушений, по которым погрузилась территория, покрытая водами современного Онежского озера. Таким образом, граница структуры не совпадает с ее древним контуром, который обрублен системой молодых дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания. По-видимому, юго-западная граница иотнийской синклинали имеет также тектоническое происхождение.

Северо-восточное крыло синклинали характеризуется в целом северо-западным простиранием пород и пологим их падением на юго-запад (до 10—15°). По западному ограничению структуры, известному по выходам на р. Важенке, вблизи сел. Кашканы, породы простираются в субмеридиональном направлении, с крутым падением на восток. Углы падения, достигающие у водопада Мурнокаже 65—70°, в восточном направлении на протяжении 3—5 км выволаживаются до 20—25°. В осевых частях синклинали, по данным В. М. Тимофеева, Л. П. Галдобинной, М. И. Морозова и др., породы иотния залегают горизонтально.

Эта сравнительно простая структура осложнена многочисленными мелкими пликтивными формами типа плоских куполов и пологих брахисинклиналей. К числу подобных форм относится, в частности, мелкая брахисинклиналь с юго-западным и юго-восточным падением пород, прослеживающаяся выработками в районе г. Петрозаводска.

Толща иотнийских пород прорвана силами габбро-диабазов. Согласно К. О. Кратцу, габбро-диабазы образуют пластовую интрузию, площадь развития которой совпадает с территорией распространения

иотнийских пород. В поле развития иотнийской структуры широко развиты многочисленные разрывные нарушения. В районе западного крыла отмечаются межслоевые скольжения с приполированными зеркалами, сопровождающиеся отчетливо проявленным кливажем. Согласно К. О. Кратцу, северо-восточное крыло структуры расчленено многочисленными сбросами северо-западного простирания с амплитудой смещения в десятки метров.

Нарушения типа сдвигов по сложным, цилиндрически изогнутым поверхностям констатированы нами в Каменноборском карьере. Мелкие подвижки с прекрасно приполированными поверхностями скольжения с амплитудами смещения, не превышающими первых дециметров, наблюдаются в ряде карьеров, вскрывающих шокшинские кварцито-песчаники.

Иотнийская формация в Прионежье представлена исключительно терригенными отложениями, среди которых доминируют разнообразного гранулометрического облика песчаники, значительно реже присутствуют слюдяные алевролиты, иногда отмечаются своеобразные обломочные слюдяные породы — микалиты. Глинистые породы отсутствуют или наблюдаются в виде единичных пропластков, роль которых в строении разреза ничтожна.

Стратиграфия иотнийских отложений не разработана. По существующей упрощенной схеме, предложенной еще в 1935 г. В. М. Тимофеевым, иотнийские отложения подразделяются на две свиты; нижнюю, каменноборскую (петрозаводскую), и верхнюю, шокшинскую (Тимофеев, 1935).

Нижняя, каменноборская, свита представлена розоватыми, серыми, темно-серыми и серовато-черными песчаниками, изредка алевролитами, олигомиктового состава, содержащими небольшое количество микроклина и как примесь обломки разнообразных пород: окремнелых эффузивов, кремней и сланцев, а также тонкоизмельченное шунгитоподобное органическое вещество. Верхняя, шокшинская, свита сложена красноцветными мономинеральными кварцито-подобными песчаниками.

Л. П. Галдобиной (1958) в результате детальных литолого-фациальных исследований предложено более дробное подразделение указанных свит на пачки, однако стратиграфическая значимость их пока не выяснена и возможность корреляции разрезов по указанным ею признакам практически не подтверждена.

По фациальному облику породы иотнийской формации представляют собой мелководные отложения субаквальных континентальных или континентально-морских водоемов, а некоторые пачки шокшинской свиты, по-видимому, являются типичными дельтовыми образованиями. Им свойственны косослоистые текстуры разнообразного облика (однаправленные прямолинейные или слабовогнутые разного масштаба, разнонаправленные, мульдобразные, срезающие друг друга и горизонтальные серии в различных сочетаниях), симметричные и асимметричные знаки ряби, а в отложениях шокшинской свиты разнообразной формы и облика трещины усыхания.

Мощность отложений иотнийской формации и отдельных ее составляющих свит точно не установлена. По данным бурения, мощность иотнийских отложений оценивается несколькими километрами.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

Как отмечалось, внешний облик пород каменноборской и шокшинской свит свидетельствует об интенсивном их преобразовании. На это указывает высокая плотность и крепость песчаников, низкая пористость и другие физико-механические свойства, которые придают этим породам качества превосходного строительного материала.

Шокшинские песчаники характеризуются однородным, часто монолитным, кварцитовидным обликом, внешне напоминая метаморфизованные

образования. В литературе они обычно именуется кварцито-песчаниками. Песчаники каменноборской свиты, несмотря на глубокие вторичные преобразования, значительно полнее сохранили черты нормально обломочных пород. Визуально они представляются слабо измененными.

Тип изменения пород и его особенности вскрываются микроскопическими исследованиями. Эти исследования показали, что различия в характере и интенсивности преобразования предопределяются, главным образом, различиями в исходном составе осадков. Разновидности, которые выделяются среди пород каменноборской и шокшинской свит, отличаются друг от друга минеральным составом обломочных компонентов, вещественным составом цементирующего вещества и количественным соотношением обломочных зерен и цементирующей массы. В зависимости от этих различий и в меньшей мере от гранулометрических особенностей осадка модифицируется характер и интенсивность преобразования.

Таким образом, в целом постседиментационные изменения, протекающие в породах, не только не затушевывают первичные различия в исходных породах, но нередко выявляют их более отчетливо.

Наиболее однообразны по составу и однородны по строению отложения шокшинской свиты. Они представлены хорошо отсортированными среднезернистыми мономинеральными кварцевыми песчаниками, содержащими незначительную примесь зерен кремнистых пород и роговиков, иногда полевого шпата, псевдоморфно замещенного каолинитом и серицитом. Акцессорные минералы представлены турмалином, цирконом, магнетитом и титаномагнетитом. Обломочные зерна обстают тонкой глинисто-железистой каймой. Признаки наличия седиментогенного глинистого цемента в этих породах не наблюдаются.

Присутствующие в этой свите значительно реже плохо отсортированные разновидности, помимо гранулометрических отличий, характеризуются более высоким содержанием (15—20%) обломочного биотита и, вероятно, глинистых и слюдяных минералов, игравших роль порового цемента. Эти минералы преобразованы в эпигенезе в серицит.

Еще реже отмечаются своеобразные разновидности пород, состоящие преимущественно из обломочных листочков слюд, главным образом биотита (свыше 50%), и содержащие песчаный и алевроитовый материал в подчиненном количестве. Такие разновидности, получившие название микалитов (Копелиович, 1962), принимаются ошибочно за глинистые породы.

Значительно разнообразнее по составу, размерности и окраске песчаные породы, слагающие каменноборскую свиту. В них выделяется целый ряд разновидностей. Основная разновидность представлена серыми, зеленовато-серыми и розоватыми олигомиктовыми песчаниками.

В их составе преобладает кварц (75—85%), в меньшем количестве (5—10%) присутствуют полевые шпаты, представленные почти исключительно решетчатым микроклином. Плаггиоклаз отсутствует. В небольшом, реже в заметном количестве присутствуют обломки кислых эффузивов, обычно окремнелых, разнообразных кремнистых пород, иногда яшмовидного облика, роговиков, кварцитов и изредка алевролитов. Отмечаются листочки биотита, содержание которого обычно мало, а иногда существенно. Акцессорные минералы обильны. Среди них присутствуют апатит, турмалин, циркон, магнетит и эпидот.

В составе цементирующей массы этих пород наряду с тонкоизмельченными слюдами, по всем данным, содержалось также и глинистое вещество.

Другой широко распространенной разновидностью являются темно-серые и серовато-черные олигомиктовые песчаники, обнажающиеся в Каменном Бору и вскрытые рядом скважин к югу от г. Петрозаводска. От вышеописанных песчаников рассматриваемая разновидность отличается присутствием обломочных зерен пород, содержащих углистое вещество шунгитового типа. Эти обломки часто замещены вторичным квар-

цем. Большею частью их первоначальная природа не распознается. Лишь обломочки глинисто-шунгитовых сланцев и шунгитосодержащих кварцитовидных пород позволяют видеть здесь ассоциации, возникшие за счет разрушения пород шунгитовой формации среднего протерозоя. Помимо обломочных зерен, к этой же ассоциации относится тонкоизмельченное шунгитоподобное органическое вещество (вместе с дисперсными глинистыми продуктами), местами цементирующее обломочные зерна.

Значительно реже отмечаются разновидности, содержащие плагиоклаз. Такие породы розового, красновато-коричневого и зеленовато-серого цвета были вскрыты (ниже 73 м) скважиной в центральной части синклинали у ст. Ладва. От обычных разновидностей они отличаются повышенным содержанием микроклина (8—15%) и присутствием зерен полисинтетически сдвойникового кислого плагиоклаза. Характерной особенностью этой разновидности является обильное содержание своеобразной ассоциации акцессорных минералов, представленной, наряду с турмалином и цирконом, гранатом, эпидотом, цоизитом и сфеном.

Такого же состава песчаники были вскрыты в одной из скважин в районе о-ва Брусно. В отличие от песчаников Ладвы они имеют серовато-черный цвет. В них присутствуют отдельные кластические зерна кварца и полевых шпатов, содержащие включения шунгитоподобного органического вещества, а также обломочки глинисто-углистых пород. Этот материал является продуктом дезинтеграции ятулийских шунгитосодержащих пород. Появление в песчаниках плагиоклаза сопровождается и здесь своеобразной ассоциацией акцессорных минералов, представленных гранатом, эпидотом, цоизитом и сфеном.

В отличие от отложений шокшинской свиты в каменноборской значительно чаще присутствуют обогащенные слюдястыми минералами алевролиты и существенно слюдястые породы — микалиты.

Переходя к рассмотрению постседиментационных преобразований пород, следует отметить, что, несмотря на заметные, а иногда существенные различия в составе и гранулометрических особенностях исходных осадков, эпигенетические их изменения развиваются закономерно и в основных чертах однотипно, по определенной схеме. Это позволяет ограничиться описанием общего хода преобразования, отмечая лишь особенности его проявления в отдельных разновидностях.

Характерной чертой вторичных преобразований пород иотнийской формации является определенная этапность их развития.

Из таблицы видно, что этапное развитие обусловлено постепенным вовлечением в сферу преобразования различных пороодообразующих компонентов в соответствии с их реакционной способностью. В результате возникающие аутигенные минералы формируются последовательно во времени, закономерно сменяя друг друга. Этапному развитию минералообразования отвечает такая же последовательность в преобразовании структур (Копелиович, 1960, 1962₁, 1962₂).

Наиболее ранние этапы постседиментационной истории изменения иотнийских пород, соответствующие диагенетической стадии, зафиксированы в них весьма фрагментарно. Минералы, сформировавшиеся в диагенетическую стадию, были позднее видоизменены и замещены другими новообразованиями.

К образованиям, сформировавшимся в диагенетическую стадию, относятся глинисто-железистые рубашки, обволакивающие обломочные зерна в песчаниках шокшинской свиты (рис. 1). Химический анализ вещества рубашек показал содержание в них Fe_2O_3 (9,44%) и Al_2O_3 (12,66%). Результаты анализа свидетельствуют о том, что эти образования состоят в основном из тесной, микроскопически не различимой смеси окислов железа с дисперсно-чешуйчатыми глинистыми минералами. Формирование их связано с перераспределением железа и возникновением глинистых минералов путем коагуляции коллоидов в диагенетической стадии и сви-

Этапы преобразования песчаных пород потийской формации Прионежья

Этапы преобразования	Изменения обломочных минералов, возникающие структуры	Минеральные новообразования	
Начальный эпигенез	Цементационные структуры. Гидротация обломочных слюд, частичное преобразование первичного глинистого цемента	Хлорит, гидрослюды, окислы железа	
Глубинный эпигенез	Этап формирования конформно-регенерационных структур	Структуры растворения под давлением: конформные, инкорпорационные, микростилолитовые. Регенерация кварца, плагиоклаза и акцессорных минералов. Замещение микроклина кварцем и граната хлоритом (пеннином)	Кварц, пеннин, альбит, серицит, клиноцоизит, сфен, апатит, гематит, анатаз
	Этап массовой серицитизации и интенсивного развития микростилолитовых структур	Протяженные микростилолитовые швы, секущие ранее образованные регенерационные каемки. Серицитизация цемента и обломочных зерен. Образование конкреций пирита	Серицит, фуксит, цеолиты, пирит
Динамометаморфизм	Рекристаллизационный и рекристаллизационно-грануляционный бластез. Структуры дифференциального скольжения	Серицит, гематит, магнетит, турмалин	
Поздние процессы преобразования (регрессивный эпигенез?) Гипергенез	Замещение кальцитом цемента породы и обломочных зерен Обесцвечивание красноцветных пород	Кальцит	

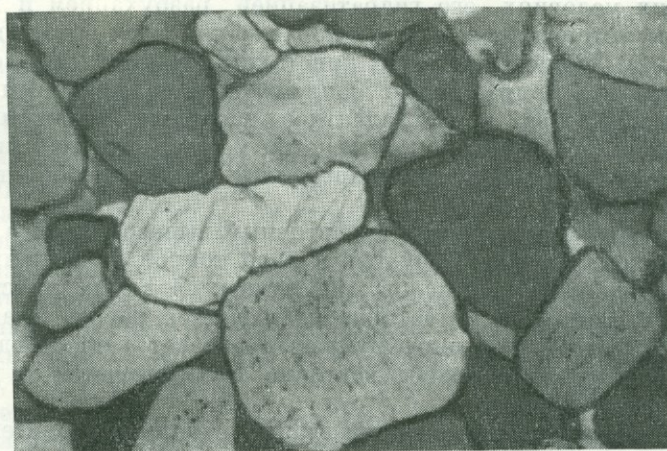


Рис. 1. Конформно-регенерационная структура шокшинских кварцито-песчаников. Ник. +, увел. 90

детельствует о резко окислительных условиях, господствовавших в это время в осадках шокшинского типа, и отсутствии или незначительном содержании в них органического вещества.

В породах каменноборской свиты исключительно редко отмечаются выделения глауконита, цементирующие обломочные зерна. Глауконит характеризуется бледно-зеленым цветом и микроагрегатным строением. Зерна его частично или нацело замещаются гидрослюдистыми минералами.

В разновидностях пород, богатых органическим веществом пунгитового типа, окислы железа отсутствуют. Иногда в этих породах отмечается тонкая вкрапленность пирита, приуроченная к выделениям органического вещества, что указывает на восстановительные условия, присущие этим отложениям в диагенетическую стадию.

Значительно чаще и полнее сохраняются и лучше различаются продукты минералообразования ранних этапов начального эпигенеза. Изменения, присущие этим этапам, связаны с неустойчивостью биотита в термо-

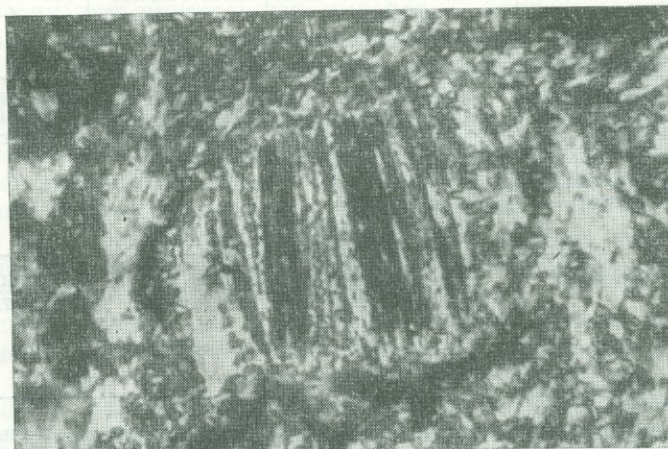


Рис. 2. Гидратация биотита, сопровождающаяся выделением окислов железа. Ник. +, увел. 500

динамических условиях, его гидратизацией, разбуханием и возникновением вермикулитоподобных форм и образований типа вееров и столбиков монет (рис. 2). Такие разбухшие кристаллы представляют собой типичную гидрослуду. Гидратизация сопровождалась частичным переходом двухвалентного железа в трехвалентное, частичным выносом его и магния за пределы кристаллической решетки и их замещением ионами алюминия, в результате чего гидратированные слюды приобретают мусковитоподобный облик.

Процесс этот сопровождается частичным выносом железа из преобразуемых решеток. Оно фиксируется в виде тонкой вкрапленности мельчайших зернышек гидроокислов, рассеянных в самих пластинках или вблизи их. Помимо того, отчетливо наблюдается распад пластинок биотита на дисперсный и тонкочешуйчатый агрегат гидрослуд, при этом триоктаэдрические гидрослуды частично преобразуются в диоктаэдрические их разновидности.

По-видимому, с более поздним этапом начального эпигенеза связан процесс раскристаллизации седиментогенного глинистого вещества и его преобразование в диоктаэдрические гидрослуды и хлорит. Развитие хлорита наблюдается изредка также по трещинкам спайности в зернах калиевых полевых шпатов. В некоторых разновидностях песчаников каменноборской свиты, содержащих глинисто-углистый цемент, часто наблюдается развитие бесцветного или бледно-зеленоватого хлорита с низкой интерференционной окраской. Наряду с пластинчатыми выделениями здесь часто развиваются прекрасно ограниченные розетчатые образования.

Существенных структурных изменений в начальном этапе эпигенеза не наблюдается. Сохраняются цементационные структуры, характерные для предшествующих этапов, иногда осложняющиеся коррозионными явлениями.

Наиболее глубоко и ярко сказываются на облике иотнийских пород минеральные и структурные преобразования, связанные процессами глубинного эпигенеза. Они обусловлены постепенным погружением пород на все большую глубину, увеличением мощности перекрывающих толщ и соответственно повышением значений испытываемой ими статической нагрузки и температуры.

Своеобразный характер распределения давления в обломочных породах обуславливает чрезвычайную пестроту напряжений, возникающих на стенках соприкасающихся зерен. С этими явлениями связано массовое растворение главных породообразующих минералов породы, составляющих ее основной кластический костяк, и глубокое видоизменение структуры. Явления растворения выражены в развитии своеобразных типов сопряжений зерен: конформного, инкорпорационного и микростилолитового, которые сопровождаются заметным или значительным изменением первичной обломочной формы зерен (Копелиович, 1958₁, 1958₂, 1962₁). Развитие этого типа структур однозначно свидетельствует о переходе в раствор большого количества минералов из обломочного материала. Структуры растворения сопровождаются явлениями регенерации кварцевых зерен и формированием кварцевого цемента, выполняющего поровые промежутки. Эти генетически сопряженные процессы ведут к увеличению поверхности соприкосновения зерен и уменьшению напряжений на их стыках — редукции пористости и росту плотности пород.

В конечном счете в круг преобразований, характерных для глубинного эпигенеза, вовлекаются значительные массы терригенного материала и количество новообразованных минералов, возникающих на этой стадии, становится соизмеримым с кластическими продуктами, слагающими породы.

В глубинном эпигенезе отчетливо различаются два этапа. Первый этап характеризуется развитием структур растворения конформного, реже инкорпорационного и микростилолитового типов, сопровождающимся регенерацией кварцевых зерен. В мономинеральных шокшинских песчаниках, исходно содержавших незначительное количество цементующих продуктов, основные преобразования связаны с растворением кварца и переотложением кремнекислоты в виде регенерационных каемок, выполняющих поровые промежутки. В результате растворения обломочных зерен в местах их контакта они сопрягаются друг с другом по плавным, сложно-извилистым поверхностям (см. рис. 1).

Новообразованный кварц, выполняющий поровые промежутки, обычно обладает оптической ориентировкой одного или реже нескольких прилегающих обломочных зерен. Приближенные подсчеты количественных соотношений кварца новообразованного и перешедшего в раствор в результате развития структур растворения показали, что они приблизительно одинаковы и составляют около 10—15% объема породы.

Обломки кремнистых пород, изредка присутствующие в шокшинских песчаниках, менее устойчивы к растворению под давлением, чем монокристаллический кварц, и обнаруживают по отношению к нему отчетливый ксенокластоморфизм (Копелиович, 1960). Прилегающие зерна кварца инкорпорированы кремнистые обломки и они нередко приобретают облик цементующей массы.

Микростилолитовые структуры менее обычны и локализуются лишь в отдельных прослоях. В ряде случаев они несовершенны и постепенно переходят в контакты конформного типа.

В отдельных участках наблюдается интенсивное развитие микростилолитовых структур растворения, образующих в поперечных сечениях

шлифа протяженные линии, обычно параллельные направлению слоистости (рис. 3). Такие поверхности растворения, как правило, приурочены к микропропласткам, обогащенным листочками биотита и окислами железа, которые интенсифицируют процессы растворения. В прослоях, характеризующихся развитием микростилолитовых структур растворения, регенерационный кварц отсутствует. Однако в соседних с ними слоечках, где структуры растворения выражены слабо, наблюдается обильный регенерационный кварцевый цемент. Таким образом, устанавливаются явления перераспределения вещества по разрезу: преимущественное растворение кварца в одних прослоях и переотложение его в других.

Глинистое вещество, содержавшееся в породе, и слюдястые продукты, возникшие в результате его перекристаллизации в предшествующем этапе, преобразуются в тонкочешуйчатый серицит. Крупночешуйчатый

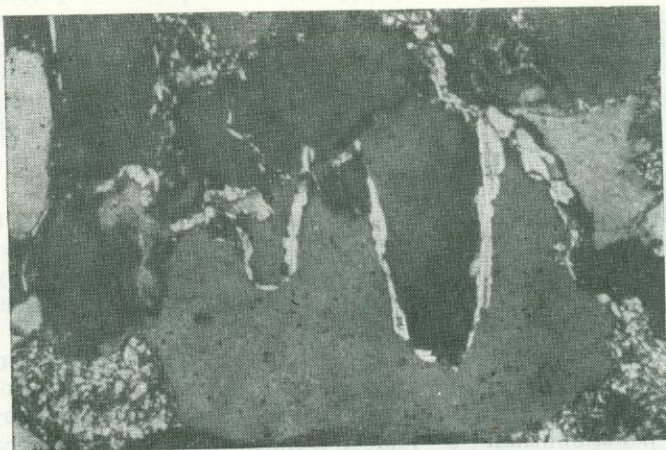


Рис. 3. Микростилолитовая структура. Ник. +, увел. 96

серицитовый агрегат возникает в результате замещения листочков биотита, а также гидрослюдястых продуктов его изменения. Железистое вещество изредка частично преобразуется в прекрасно ограниченные таблитчатые и игольчатые кристаллы гематита. В серицитовом цементе иногда констатируются агрегаты мелких кристалликов цоизита. С регенерационным кварцем нередко связаны новообразования анатаза, возникающего, по-видимому, за счет преобразования обломочных титансодержащих минералов.

Подобным образом преобразуются породы каменноборской свиты, однако из-за исходных различий в минеральном составе новообразования имеют более разнообразный характер.

Как и в песчаниках шокшинской свиты, в этих породах широко и интенсивно развиты структуры растворения под давлением, сопровождающиеся регенерацией кварцевых зерен. Развитие этих структур усиливается в тех случаях, когда между зернами располагаются листочки или чешуйки биотита (рис. 4). Несмотря на заметное содержание в породах обломочного микроклина и его растворение, новообразования калиевых полевых шпатов ни в форме регенерационных каемок, ни в виде индивидуализированных кристаллов в поровых промежутках не наблюдались. Напротив, широко распространены явления замещения обломочного калиевого полевого шпата аутигенным кварцем, который всегда обладает оптической ориентировкой регенерационных кварцевых каемок прилегающих зерен и в сущности является их продолжением. Такое замещение бывает частичным, но нередко полным (рис. 5).

Зерна полевого шпата, нацело замещенные кварцем с сохранением формы обломочного зерна, иногда распознаются по сохранившимся в них трещинкам спайности с характерным для полевых шпатов расположением. Эти трещинки особенно отчетливо выражены в тех случаях, когда по ним наблюдаются посторонние включения: углистое вещество, глинистые

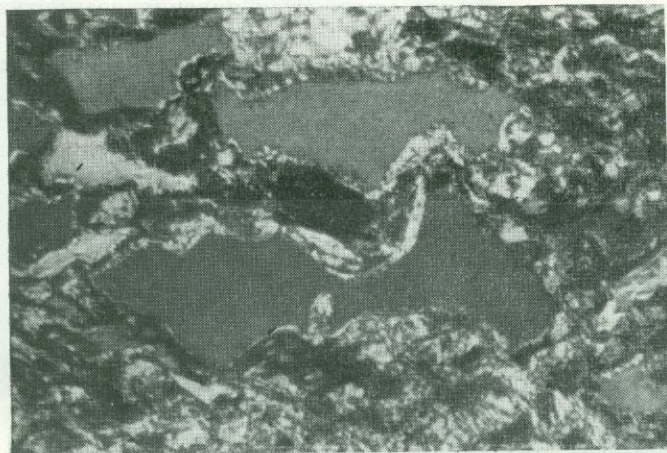


Рис. 4. Интенсивное растворение под давлением кварцевых зерен в присутствии биотита и оксидов железа. Ник. +, увел. 375

или хлоритовые вторичные продукты. В ряде случаев подобные псевдоморфозы кварца по полевым шпатам, а иногда, по-видимому, и другим минералам совершенно не отличимы от обломочного кварца. Вторичная природа таких образований устанавливается лишь по совпадению их

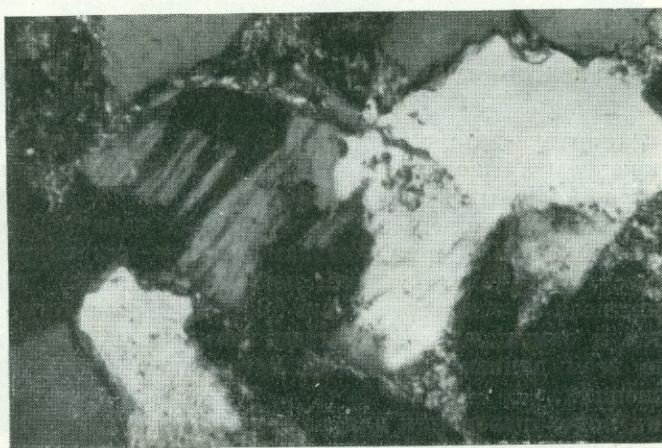


Рис. 5. Замещение обломочного зерна микроклина аутигенным кварцем. Ник. +, увел. 147

оптической ориентировки с оптической ориентировкой прилегающих к ним регенерационных кварцевых каемок.

В одном из разрезов к югу от г. Петрозаводска (район Птицефабрики) в толще богатых органическим веществом песчаников каменноборской свиты полевые шпаты полностью отсутствуют. Их отсутствие обусловлено

метасоматическим замещением полевых шпатов кварцем. Начальное содержание их в породе составляло около 5—7%.

Замещаются кварцем частично или нацело не только полевые шпаты, но и некоторые акцессорные минералы, как турмалин, гранат, эпидот и цоизит (рис. 6).

В разновидностях песчаников, содержащих в своем составе обломочные зерна плагиоклаза, иногда отмечаются явления деанортитизации, развивающиеся по одной из систем альбитовых двойников, аналогично тому, как это наблюдалось в рифейских отложениях Приднестровья.

Как было установлено (Копелиович, 1962), эти изменения связаны со своеобразными обменными реакциями, возникающими в условиях повышенных давлений, под влиянием которых из сжатых решеток минера-

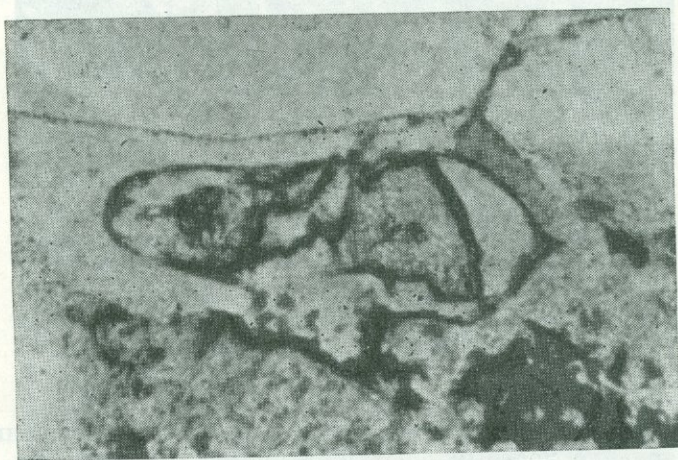


Рис. 6. Замещение обломочного зерна граната аутигенным кварцем. Без анализатора, увел. 200

лов уходят в раствор ионы крупного размера ($\text{Ca}^{2+} - 1,04 \text{ \AA}$ и $\text{Al}^{3+} - 0,57 \text{ \AA}$), гетеровалентно замещаясь ионами меньшего радиуса ($\text{K}^+ - 0,97 \text{ \AA}$ и $\text{Si}^{4+} - 0,39 \text{ \AA}$).

Помимо деанортитизации плагиоклазов, в этих разновидностях констатированы также новообразования альбита, образующие регенерационные каемки вокруг обломочных зерен плагиоклаза (рис. 7).

Особенно интенсивно проявляются в породах каменноборской свиты процессы серицитизации. Серицитом замещаются как гидрослюды, составлявшие местами седиментогенный цемент песчаников, так и гидрослюды, развившиеся за счет гидратации биотита. Кроме того, интенсивно корродируются и замещаются серицитом калиевые полевые шпаты, являющиеся, по всем данным, основным источником калия и алюминия в этих изменениях.

Из других новообразований для раннего этапа глубинной эпигенетической стадии характерен апатит, развивающийся в виде регенерационных каемок вокруг его обломочных зерен.

В разновидностях песчаников, содержащих обломочные зерна граната, последний замещается с краев и по трещинам отдельности ярко-зеленым интенсивно плеохроирующим пеннином, аномально интерферирующим в индигово-синих тонах (рис. 8). Ассоциирующие с гранатом эпидот и цоизит не только замещаются кварцем, но и регенерируются, обрастая каемками клиноцоизита. Помимо регенерационных каемок, клиноцоизит наблюдается в форме агрегатных новообразований, выполняющих пустотки, корродирующих с краев обломочный плагиоклаз и

образующих мелкие прожилковидные выделения, секущие обломочные зерна.

В виде новообразованных кристаллов и регенерационных каемок вокруг обломочных зерен наблюдается также и сфен. Источником титана

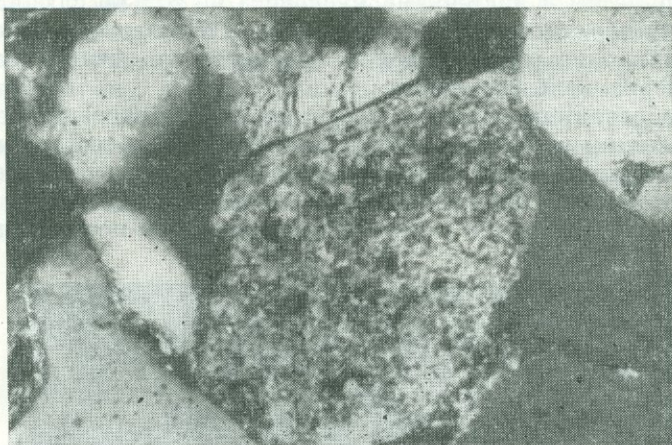


Рис. 7. Регенерация обломочного зерна плагиоклаза.
Ник. +, увел. 200

для формирования этого минерала являются, по-видимому, титансодержащие кластогенные минералы, а также титан, входящий в состав биотита, высвобождающийся в процессе его эпигенетического преобразования.

В большинстве разновидностей песчаников каменноборской свиты наблюдаются проявления еще одного этапа минерального и структурного

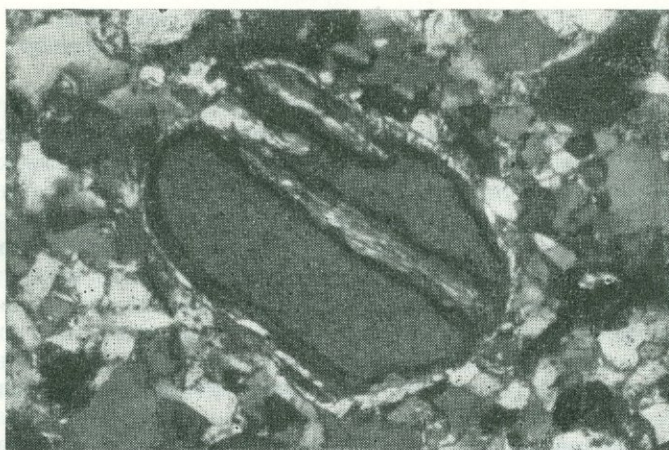


Рис. 8. Замещение обломочного граната хлоритом. Ник. +,
увел. 147

образований, выраженных в массовом развитии серицита и мусковита и спорадического возникновения фуксита, цеолитов и сульфидов.

Весьма характерны интенсивные структурные видоизменения пород в этом этапе. Они выражаются в массовом развитии микростилолитовых поверхностей растворения с глубоким взаимным проникновением шипов, инкорпорационных и фестончатых структур. Стилолитовые поверхности,

возникающие на этом этапе, явно моложе минеральных новообразований и структур, рассмотренных выше, так как стилолитизации подвергаются не только обломочные зерна, но и регенерационный кварц (рис. 9). С развитием этих более молодых стилолитовых поверхностей растворения связано проявление интенсивной серицитизации, которая приводит к замещению серицитом и листочками мусковита не только слюдистых минералов, но и самих стилолитовых шипов (кварц и полевые шпаты), а также регенерационных кварцевых каемок. Особенно интенсивно замещаются серицитом зерна полевого шпата.

Таким образом, проявления процессов пострегенерационного стилолитового образования и сопутствующих других форм растворения (инкорпорационного и фестончатого), сопровождающиеся развитием серицита и мусковитоподобных слюд, соответствуют еще одному, более позднему этапу минералообразования в постседиментационной истории иотнийских



Рис. 9. Микростилолитовая поверхность растворения, сескующая ранее сформированную конформно-регенерационную структуру. Ник. +, увел. 64

пород. На этом этапе новообразований кварц не отмечается. Массовое развитие серицита и мусковита свидетельствует о высокой геохимической подвижности в этих процессах не только калия, но также кремнезема и алюминия. В верхних горизонтах пород каменноборской и нижних горизонтах шокшинской свит местами отмечается спорадическое развитие ярко-зеленых, интенсивно плеохроирующих листочков фуксита с высоким содержанием Cr_2O_3 (3—4%). В ряде разновидностей с этим же этапом связано формирование пирита, выделения которого ассоциируют с серицитом и мусковитом и замещают аутигенный и обломочный кварц. По-видимому, на этом же этапе выделяются мелкие аутигенные кристаллики цеолитов типа томсонита.

Помимо эпигенетических преобразований, придавших иотнийским отложениям современный метаморфизованный облик, в ряде разновидностей песчаных пород наблюдаются изменения, связанные с процессами динамометаморфизма. Эти изменения, проявившиеся во всех иотнийских породах, наиболее отчетливо и ярко отразились в некоторых минеральных и структурных новообразованиях шокшинских кварцито-песчаников. В породах каменноборской свиты такие изменения развиты спорадично и приурочены чаще всего к зонам разрывных нарушений и мелких подвижек с зеркалами скольжения.

Процессы динамометаморфизма проявились прежде всего в образовании структур, отражающих смещение отдельных зерен и целых микро-

прослоев относительно своего первоначального положения, а также относительно друг друга под действием динамических напряжений. Такие образования, названные нами структурами дифференциального скольжения, проявляются между обломочными зернами своеобразных сопряжений, сопровождающихся прорастанием периферических частей контактирующих зерен параллельно ориентированными тончайшими листочками светлой серицитовидной слюды (рис. 10). Структуры дифференциального скольжения в толще шокшинских кварцито-песчаников распространены чрезвычайно широко, но проявлены в зачаточной форме.

Они обычно отмечаются между конформно-контактирующими зернами, а также между обломочными зернами и их регенерационными каемками. Это соотношение показывает, что динамометаморфизм наложился на полностью литифицированные, глубоко эпигенетически преобразованные породы.



Рис. 10. Структура дифференциального скольжения. Ник.+, увел. 375

Со структурами дифференциального скольжения пространственно и генетически тесно связано своеобразное смятие обломочных зерен кварца и их регенерационных каемок, отчетливо выявляющееся в поляризованном свете, благодаря возникновению волнисто чередующихся и перекрещивающихся зон с разными углами угасания. Рисунок распределения этих зон отдаленно напоминает двойниковое строение микроклина. Развитие в обломочных зернах и аутигенном кварце участков с одновременным волнистым угасанием можно объяснить переориентировкой оптической индикатриссы при деформации кристаллической структуры. «Смятие» кварцевых зерен сопровождалось также и прямым их механическим нарушением, фиксирующимся по реликтам залеченных кварцем микротрещин — цепочкам чрезвычайно мелких жидких включений, переходящих из одних зерен в другие. В толще иотнийских пород структуры «смятия» кварца распространены локально и приурочены к участкам развития зеркал скольжения.

Динамические напряжения, направленные вдоль слоистости породы, в единичных случаях привели к формированию микростилолитовых швов, ориентированных перпендикулярно напластованию.

Интенсивная бластическая перекристаллизация иотнийских кварцито-песчаников наблюдалась лишь в породах Кашканского разреза, где, как указывалось, углы падения слоев достигают $65-70^\circ$. Бластез захватывает обычно лишь периферийные участки конформно-контактирующих зерен, а также их регенерационные каемки (рис. 11). Следова-

тельно, бластическая перекристаллизация происходила в полностью литифицированной породе с конформно-регенерационными структурами.

Причинная связь структур дифференциального скольжения, явлений бластической перекристаллизации и связанных с ними минеральных образований с тектоническими процессами, т. е. динамометаморфическая их природа устанавливается по прямой зависимости интенсивности их развития со степенью деформированности пород.

Так, эти изменения особенно глубоко в породах западного крыла синклинали, где падение слоев составляет $65-70^\circ$. Метаморфизирующее воздействие габбро-диабазовых интрузий на песчаные породы ютния, по-видимому, ограничено довольно узкими контактовыми ореолами, не превышающими 50 м.

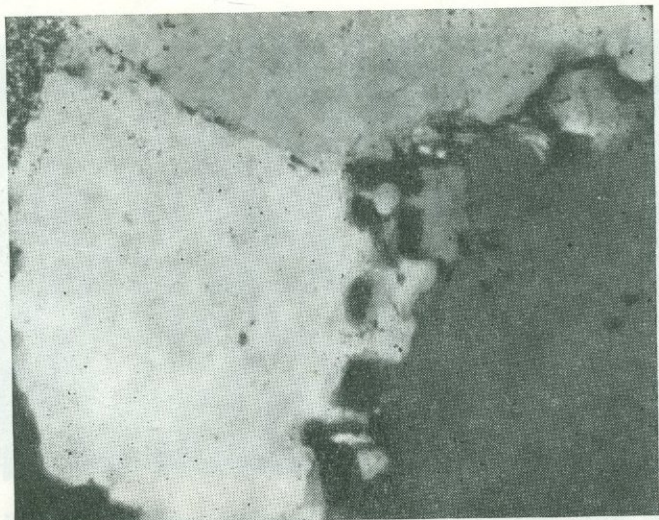


Рис. 11. Бластическая перекристаллизация периферийных частей зерен. Ник. +, увел. 320

Непосредственно в контакте с диабазами отмечаются прослой темных, чрезвычайно сильно преобразованных тонкозернистых пород, чередующихся с прослоями серых и розовых кварцитов. Эти породы характеризуются пятнистой пойкилобластической структурой и состоят преимущественно из цоизита, эпидота и хлорита. В подчиненном количестве присутствуют кварц и рутил. Никаких реликтов осадочных структур в этих породах не отмечается. Серые и розовые кварциты при микроскопическом изучении обнаруживают типичные бластические структуры с лапчатыми и полигональными ограничениями зерен. Следов первичных обломочных структур и цемента породы не сохранилось. Породы преимущественно сложены кварцем. В довольно значительном количестве присутствуют клиноцоизит, биотит, мусковит и хлорит. В некоторых разновидностях отмечаются агрегаты мелких ($0,01-0,05$ мм) воднопрозрачных выделений калиевого полевого шпата. Интенсивный бластез песчаных пород наблюдается в 10 м от контакта с габбро-диабазами. По мере удаления наряду с бластическими структурами существенную роль начинают играть конформно-регенерационные структуры, характерные для эпигенетически измененных пород. Наблюдается явное наложение бластеза на ранее сформированные эпигенетические структуры: периферические части конформно-контактирующих кварцевых зерен и их регенерационные каемки подверглись рекристаллизации. Следовательно, габбро-

диабазы внедрились в уже полностью литифицированные и эпигенетически глубоко преобразованные породы.

С удалением от контакта бластические структуры и контактовые минералы играют все более ограниченную роль и исчезают на расстоянии, превышающем 50 м.

Среди пород каменноборской свиты встречаются разновидности, содержащие кальцит. Этот минерал образует не только цемент породы, выполняя поровые промежутки между обломочными зернами, но интенсивно корродирует и замещает их (рис. 12). Особенно глубоко и полно замещается кальцитом микроклин. Кальцит замещает не только обломочные зерна, но и регенерационные кварцевые каемки, а также и слюды, в том числе листочки мусковита в структурах дифференциального сколь-

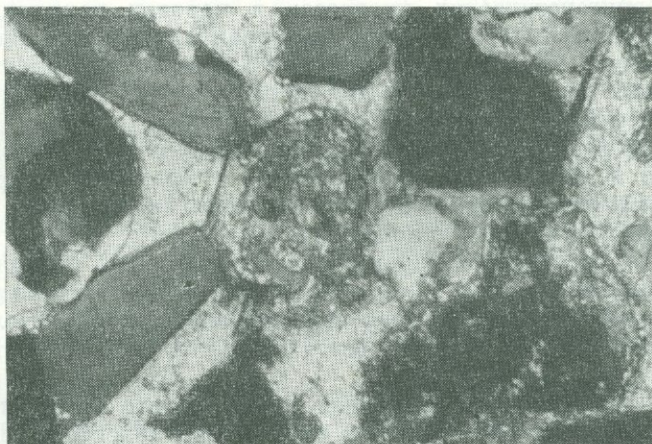


Рис. 12. Карбонатизация цемента породы, сопровождающаяся частичным замещением обломочных зерен.
Ник. +, увел. 96

жения. Эти взаимоотношения указывают на то, что карбонатизация развивалась позднее проявления процессов динамометаморфизма.

К подобным «регрессивным» преобразованиям, вероятно, относится каолинизация серицитового цемента, наблюдающаяся в некоторых разновидностях пород шокшинской свиты (скважина в районе оз. Лососинное).

Самые поздние, несомненно гипергенные процессы, часто наблюдающиеся в карьерах, вскрывающих иотнийские отложения, выражены в выщелачивании окислов железа и их выносе в современные водоемы. В результате наблюдается то частичное, то глубокое обесцвечивание красноцветных пород, особенно отчетливо проявляющиеся вдоль трещин отдельности.

ВЫВОДЫ

Как видно из приведенных данных, облик иотнийских пород, интенсивность их преобразования, аутигенный минеральный состав и присутствие им структуры обусловлены, главным образом, процессами эпигенеза, особенно глубинными его этапами. Динамометаморфизм, проявления которого констатируются в иотнийских отложениях довольно широко, не привел к существенному изменению рассматриваемых пород.

Наблюдается закономерная зависимость аутигенного минералообразования от минерального состава исходных осадков. Так, в практически мономинеральных кварцевых песчаниках Шокши состав аутигенной ассоциации качественно беден и представлен в основном кварцем и серицитом. В разновидностях, содержащих зерна плагиоклаза, среди аутигенных

минералов появляется альбит. В породах, богатых обломочными эпидотом, цоизитом и сфеном, эти же минералы наблюдаются в виде новообразованных регенерационных каемок. Обломочный гранат замещается пеннином. Таким образом, преобразование иотнийских пород протекает без существенного привноса и выноса вещества, а путем перераспределения элементов, входивших в состав самого осадка.

Интенсивное развитие метасоматических процессов, ведущих к замещению одних минералов другими, обуславливает исчезновение ряда минералов и возникновение взамен их новых минеральных парагенезисов.

Так, полностью или почти полностью исчезает биотит, преобразующийся в гидрослюды, и в конечном счете в серицит. Часто мало устойчивым компонентом пород являются полевые шпаты, которые замещаются кварцем, серицитом и карбонатом и содержание которых по мере интенсификации эпигенетических процессов в породах неуклонно убывает. Даже такие устойчивые минералы, как гранат, турмалин, эпидот и цоизит, замещаются кварцем. Это обстоятельство должно учитываться при использовании этих минералов как коррелятивов, а также при реконструкции исходного минерального состава пород.

В эпигенетически преобразованных породах изменяются не только размеры, но и форма обломочных зерен, в том числе кварца; нередко исчезают признаки окатанности или угловатости; зерна часто приобретают причудливую или сильно уплощенную форму.

Изучение постседиментационных преобразований позволяет сделать ряд геологических выводов. Так, несомненно, что известная в настоящее время часть иотнийского разреза перекрывалась мощной толщей докембрийских образований (скорее всего дорифейского возраста), позднее размытых.

Учитывая известные в настоящее время данные о зависимости интенсивности преобразования пород от глубины их залегания (Taylor, 1950; Копелиович, 1958₂, 1960; Thomson, 1959), можно сказать, что мощность этих толщ составляет не менее 1 км. Поскольку динамометаморфические преобразования накладываются на эпигенетически глубоко измененные породы, можно заключить, что тектонические деформации иотнийских толщ происходили относительно поздно. По-видимому, между временем накопления пород иотнийской формации и складчатостью, обуславливавшей ее современный структурно-тектонический план, существовал значительный временной перерыв.

ЛИТЕРАТУРА

- Брунс Е. П., Гейслер А. Н., Иголкина Н. С., Толстихина М. М. Позднекембрийские и кембрийские отложения Русской платформы в пределах СССР. Докл. сов. геологов на XXI межд. геол. конгр. Пробл. 8, 1960.
- Галдобина Л. П. Литологические особенности и условия образования иотнийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии. Сб. ст. молодых науч. сотр. ленингр. геол. учрежд. Изд. АН СССР, 1958.
- Казakov Г. А. Исследование пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук, 1963.
- Копелиович А. В. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. ДАН СССР, т. 119, № 2, 1958₁.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы с ними связанные. Изв. АН СССР, сер. геол. № 11, 1958₂.
- Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1960.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961.
- Копелиович А. В. Явления эпигенетической альбитизации в песчаниках древних толщ Приднестровья. Тр. Вост.-Сибир. геол. ин-та, вып. 5, сер. геол., 1962₁.

Копелиович А. В. Процессы эпигенеза на примере песчаных пород древних толщ Приднестровья. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук, 1962₂.

Копелиович А. В., Симанович И. М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья. ДАН СССР, т. 151, № 3, 1963.

Новикова А. С. О тектоническом положении магматических образований Восточно-Европейской платформы. Сб. памяти Н. С. Шатского «Структуры докембрия и связь с ними явлений магматизма». Изд. АН СССР, 1963.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сибир. геол. ин-та, вып. 5, сер. геол., 1962.

Перозо Г. Н. Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя в центральной части Западно-Сибирской низменности, ДАН СССР, т. 135, № 5, 1960.

Полканов А. А. Геология хогландия — иотния Балтийского щита. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 6, 1956.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. В сб. «Вопросы геохронологии и геологии». Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.

Страхов Н. М. Основы исторической геологии, т. 1. Госгеолиздат, 1948.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. 1935.

Тимченко И. П. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центральной и Южной Карелии. Тр. ИГН АН СССР, вып. 122, петр. серия (№ 37), 1950.

Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 10, 1957.

Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского п-ова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 9. Изд. АН СССР, 1960.

Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.

Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. Междун. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 8, 1960.

Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1960.

Taylor J. M. Pore-space reduction in sandstones. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 34, 1950.

Thomson A. Pressure solution and porosity. Silica in sediments, S. E. P. M. Special Publication, No. 7, 1959.

В. З. НЕГРУЦА

ОПЫТ ФАЦИАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ КВАРЦЕВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ КАРЕЛИИ

Автор в течение ряда лет занимался специальным структурно-фациальным изучением докембрийских комплексов восточной части Балтийского щита с целью выяснения генезиса и палеогеографии протерозойских образований.

Исследования проводились совместно с Л. П. Безденежных, Т. Ф. Негруца, К. В. Ковалевой и А. А. Заседателевым под руководством И. С. Ожинского. Консультировал эти исследования А. В. Хабаков.

В основу проводимой работы положен метод фациального анализа, заключающийся в послойном изучении генетических признаков пород в разрезе и прослеживании изменения этих признаков на площади. В каждой структуре выбирались наиболее полные в стратиграфическом отношении и хорошо обнаженные участки, после выяснения тектонической структуры которых тщательно генетически анализировался весь разрез. Изменчивые фации, характерные переходы, перерывы в осадконакоплении и контакты прослеживались по простиранию от разреза к разрезу с одновременным составлением крупномасштабных структурно-фациальных карт и продольных фациальных разрезов. К настоящему времени изучено более 300 полных разрезов-полос с выходами протерозойских пород от оз. Куола-ярви на севере до дер. Койкары на юге.

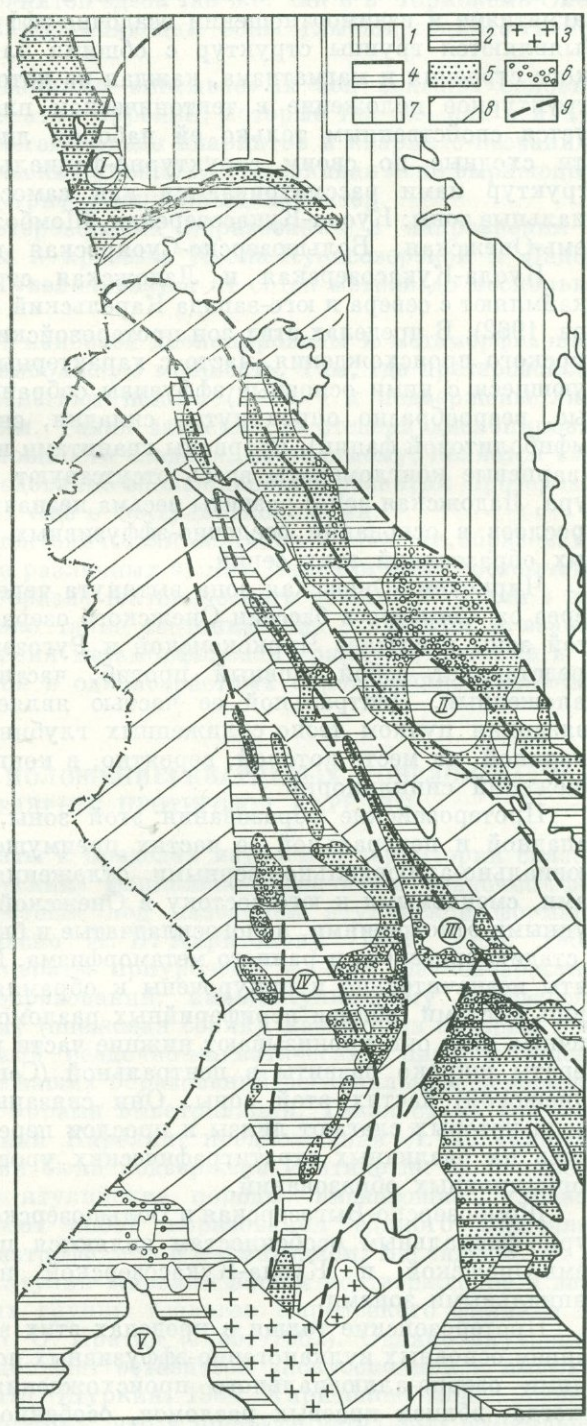
Ниже излагаются наблюдения о характере распределения кварцевых конгломератов в различных структурно-фациальных зонах протерозоя Карелии, затем после краткого изложения основных положений по стратиграфии толщ, вмещающих кварцевые конгломераты, приводятся сведения по литологии интересующих пород и делается вывод об условиях их образования.

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КАРЕЛИИ И СВЯЗЬ С НИМИ КВАРЦЕВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ

Протерозойские образования, вмещающие кварцевые конгломераты, в современном тектоническом срезе Карелии слагают узкие разобщенные, вытянутые в северо-северо-западном направлении, сложно построенные синклинорные структуры, зажатые со всех сторон глыбами архейских гранито-гнейсов и гнейсов, частично омоложенных протерозойскими гранитоидами. Выделяется более 15 разобщенных протерозойских структур: Куола-Панаярвинская, Кукаозерско-Тикшозерская, Шомбозерская, Лехтинская, Выгозерская, Чиркокемская, Ругозерско-Елмозерская, Сегозерская, Кумсинская, Онежская, Маслозерская, Янгозерская, Лубосалмская, Суоярвская, Туломозерская, Ладожская и другие более мелкие структуры (рис. 1).

Рис. 1. Схема площадного распространения кварцевых конгломератов на территории Карелии и их структурно-фациальное положение

1 — палеозой Русской платформы; 2 — иотнийские песчаники; 3 — граниты рапакиви; 4 — области карельской складчатости; 5 — современные площади распространения осадочно-эффузивных толщ ятулия; 6 — площади распространения кварцевых конгломератов; 7 — области беломорской складчатости; 8 — гранито-гнейсы фундамента (большой частью регенерированные); 9 — тектонические швы (глубинные разломы), заложенные в начале ятулийского, частично в донятулийское время. Структурно-фациальные зоны карелид: I — Куола-Куасоверская; II — Шомбозерско-Выгозерская; III — Чиркокемь-Онежская; IV — Большозерско-Суоярвская; V — Ладжская



Каждая такая структура характеризуется своими специфическими особенностями геологического строения, выражающимися в фациальном составе слагающих ее толщ, мощности последних, в характере их дислоцированности и степени метаморфизма, а также в различно проявленном магматизме и взаимоотношении осадочно-эффузивных толщ с гранитами. Выявляются группы структур с общими близкими чертами геологического строения и магматизма, каждая из которых занимает определенное структурное положение в тектоническом плане Карелии и характеризуется свойственным только ей набором литологических типов пород. Эти сходные по своим структурно-фациальным особенностям группы структур нами рассматриваются как самостоятельные структурно-фациальные зоны: Куола-Кукаозерская, Шомбозерско-Выгозерская, Чиркокемь-Онежская, Большозерско-Суоярвская и Ладожская (см. рис. 1).

Куола-Кукаозерская и Ладожская структурно-фациальные зоны окаймляют с севера и юго-запада Карельский срединный массив (Харитонов, 1962). В пределах этих зон протерозойские породы (преимущественно морского происхождения, часто с характерными чертами флиша) и чередующиеся с ними основные эффузивы собраны в крутые, обычно линейные, веерообразно опрокинутые складки, сильно метаморфизованы (до амфиболитовой фации), прорваны гранитами и местами мигматизированы. Кварцевые конгломераты здесь отсутствуют или (Кукаозерская структура, Ладожская зона) развиты весьма незначительно в виде маломощных прослоев в основании осадочно-эффузивных серий, играя роль базальных образований этих серий.

Чиркокемь-Онежская зона вытянута через всю Карелию от оз. Нюк через оз. Сегозеро в бассейн Онежского озера. Северо-западная половина этой зоны в составе Чиркокемской и Ругозерско-Елмозерской структур представляет собой шовный прогиб, частично остаточный, частично наложенный. Центральной ее частью является Сегозерская «мульда», связанная пучком тесно сближенных глубинных разломов с Онежской впадиной, на месте которой, вероятно, в конце ятулия был сформирован Онежский синклинорий.

Протерозойские образования этой зоны, представленные в северо-западной и центральной ее частях преимущественно обломочными пролювиально-аллювиально-озерными отложениями и основными эффузивами, сменяемыми к юго-востоку в Онежской структуре морскими и лагунными отложениями, пологоскладчатые и были подвержены изменениям в стадию эпигенеза и раннего метаморфизма. Молодые граниты здесь развиты незначительно и приурочены к обрамляющим зону глыбам архея; лишь местами (вблизи периферийных разломов) в виде маломощных единичных жил они пронизывают нижние части разреза. Кварцевые конгломераты широко развиты в центральной (Сегозерской) и юго-восточной (Онежской) частях этой зоны. Они связаны с кварцито-песчаниками, среди которых слагают линзы и прослой переменной мощности, располагаясь на различных стратиграфических уровнях и играя роль внутриформационных образований.

Шомбозерско-Выгозерская и Большозерско-Суоярвская зоны по структурно-фациальным особенностям являются переходными между Чиркокемь-Онежской и Куола-Кукаозерской и Ладожской структурно-фациальными зонами.

Протерозойские толщи в пределах этих зон, представленные чередованием основных вулканогенно-эффузивных пород с осадочными образованиями озерно-аллювиального происхождения, также слабо изменены. Иногда, вблизи краевых разломов, особенно в местах сближения этих разломов и там, где они перекрывают разрывные дислокации в фундаменте, круто дислоцированы, сильно рассланцованы, имеют опрокинутое залегание в сторону смежных глыб гранитов и подвергались изменениям в стадию метаморфизма до амфиболитовой фации включительно. В этих

места часто наблюдаются метасоматические гранитные и пегматитовые жилы, секущие протерозойские образования, реже калиево-метасоматические изменения вмещающих пород (озера Нижнее, Летнее, Шомбозеро). Главные массы молодых гранитов здесь так же, как и в Чиркокемь-Онежской зоне, приурочены к обрамляющим зоны глыбам гранито-гнейсов и плагиогранитов архея.

С осадочными образованиями описываемых зон связаны основные массы кварцевых конгломератов Карелии, которые так же, как и в Чиркокемь-Онежской зоне, залегают среди кварцитов и кварцито-песчаников на различных стратиграфических уровнях, подчеркивая ясно выраженную ритмичность, и имеют внутриформационный характер.

Общая мощность протерозойских образований в направлении от Чиркокемь-Онежской зоны к краевым Куола-Кукаосозерской и Ладожской зонам скачкообразно увеличивается от сотен метров до нескольких километров.

Протерозойские толщи наиболее дислоцированы и метаморфизованы в местах, где они имеют наибольшую мощность. Там, где протерозойские толщи маломощны, они залегают полого ($5-30^\circ$) и подвержены лишь эпигенетическим изменениям. Такая зависимость степени дислоцированности и метаморфизма от мощности осадков, по-видимому, является следствием длительного унаследованно-эволюционного развития протерозойских структур, заложенных еще в доятулийское время.

Таким образом, палеотектоническая обстановка времени образования кварцевых конгломератов в различных частях Карелии была чрезвычайно многообразной. Это многообразие тектонического режима Карелии в протерозойское время и создало такие тектонические структуры и взаимоотношения фаций, проявления метаморфизма и гранитов, которые в настоящее время наблюдаются в разновозрастных образованиях различных частей Карелии.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КВАРЦЕВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ В ОБЩЕМ РАЗРЕЗЕ ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

Кварцевые конгломераты в пределах изучаемой территории связаны с протерозойским (Карельским) фациально-изменчивым осадочно-эффузивным комплексом, известным под названием ятулийской формации (Седергольм, 1883). Согласно Л. Я. Харитонову (1941, 1960, 1962₁, 1962₂), кварцевые конгломераты приурочены к двум разновозрастным горизонтам ятулийских образований: нижнеятулийскому (сегозерская серия) и верхнеятулийскому (онежская серия), каждый из которых представляет собой законченный осадочно-магматический цикл и отделен от нижележащих и вышележащих образований региональным перерывом, угловыми несогласиями и корами выветривания. Такая схема расчленения ятулийских образований Карелии, предложенная Л. Я. Харитоновым в 1936 г., впоследствии была подвержена критике М. А. Гиляровой (1949). Она считает, что ятулийские породы, вмещающие кварцевые конгломераты, представляют собой образования единого осадочного цикла, не разделенного диастрофизмом и магматизмом. Взгляды М. А. Гиляровой на стратиграфию ятулия Карелии нашли подтверждение и дальнейшее развитие в работах группы геологов Карельского филиала АН СССР под руководством К. О. Кратца (1955, 1962). Однако внутренняя стратиграфия ятулия продолжает оставаться дискуссионной и вызывает большие разногласия (Кратц, Шуркин, 1960; Харитонов, 1962₁; Харитонов, 1962₂). Естественно поэтому, что в процессе детальных фациальных и палеогеографических исследований ятулийских образований Карелии нами большое внимание уделялось вопросам стратиграфии ятулия. Мы исходили из общепринятых представлений, согласно которым ятулийские образования следуют за сариолийскими. Классическим местоположением

ятулийских образований является оз. Селецкое (рис. 2), где они подстилаются автохтонной корой выветривания площадного типа, имеющей региональное распространение и фиксируемой в основании разновозрастных образований далеко за пределами территории Карелии. Они характеризуются мономиктовым и олигомиктовым кварцево-серцитовым составом осадочных пород, среди которых наиболее типичными являются мономиктовые хорошо отсортированные кварцевые конгломераты и гравелиты. Известно, что кварцевые конгломераты фиксируют собой определенные физико-географические и тектонические условия осадконакопления и, следовательно, являются одним из весьма надежных формационных критериев. Вместе с тем при отнесении тех или иных образований к ятулию особенно тщательно анализировались палеогеографические и палеотектонические условия их образования, которые, хотя и обнаруживают изменения на площади и в разрезе, обладают рядом специфических черт, глубоко отличных от таковых вмещающих комплексов. Эти специфические особенности ятулийского осадконакопления были отмечены еще И. Седергольмом, А. Метцгером, В. М. Тимофеевым, Н. А. Елисеевым, Л. Я. Харитоновым и многими другими исследователями Карелии.

Для расчленения протерозойских образований нами применялся метод выделения осадочно-эффузивных серий, соответствующих крупным осадочно-эффузивным циклам и отвечающих поэтому определенным тектоно-магматическим этапам развития территории. Корреляция разрезов велась по каждой структуре отдельно, а региональные сопоставления делались на основе сводных разрезов по структурам.

В результате такого подхода к стратиграфии протерозойских образований получены данные, подтверждающие представления И. Седергольма, П. Эскола, А. Метцгера, Х. Вяюрюнена, В. М. Тимофеева, Н. Г. Судовикова, Л. Я. Харитонова и др. о принадлежности большей части протерозойских образований, развитых на территории Карелии, к ятулию.

Наши данные согласуются с выводами Л. Я. Харитонова о необходимости выделения в ятулии разновозрастных комплексов, отделенных перерывом и местными угловыми несогласиями (Харитонов, 1962₁, 1962₂). Отличие состоит лишь в том, что в верхнем ятулии Л. Я. Харитонова, по нашим данным, следует различать два осадочно-эффузивных цикла, каждый из которых по своим масштабам вполне соизмерим с нижним ятулием. Перерыв, фиксируемый на границе первых двух циклов, обычно более отчетливо выражен, чем аналогичный перерыв в основании верхнего цикла, хотя он также фиксируется местами угловыми несогласиями (пос. Гумарино в Янгозерской структуре), корой выветривания (южный берег Сегозера), полимиктовыми конгломератами (Куола-Кукаозерская зона) и осадочными брекчиями.

Таким образом, в строении ятулия Карелии отчетливо выделяются три осадочно-эффузивные серии: нижнеятулийская, соответствующая нижнему ятулию Л. Я. Харитонова (тунгудско-надвоицкая серия С. А. Дюкова для Тунгудско-Надвоицкой площади карелид), среднеятулийская и верхнеятулийская, включающие образования, которые Л. Я. Харитонов относит к верхнему ятулию, а К. О. Кратц — к среднему протерозою. Эта разработанная Л. Я. Харитоновым и дополненная нами стратиграфическая схема легла в основу наших палеогеографических построений по Карелии.

Кварцевые конгломераты присутствуют во всех трех сериях, залегая среди осадочных пород на различных стратиграфических уровнях, подчеркивая собой отлично выраженную микро-, мезо- и макроритмичность (см. рис. 2).

Наиболее интенсивное образование кварцевых конгломератов происходило в среднеятулийское время на территории Центральной Карелии, главным образом в Лехтинской и Янгозерской структурах, где ятулий-

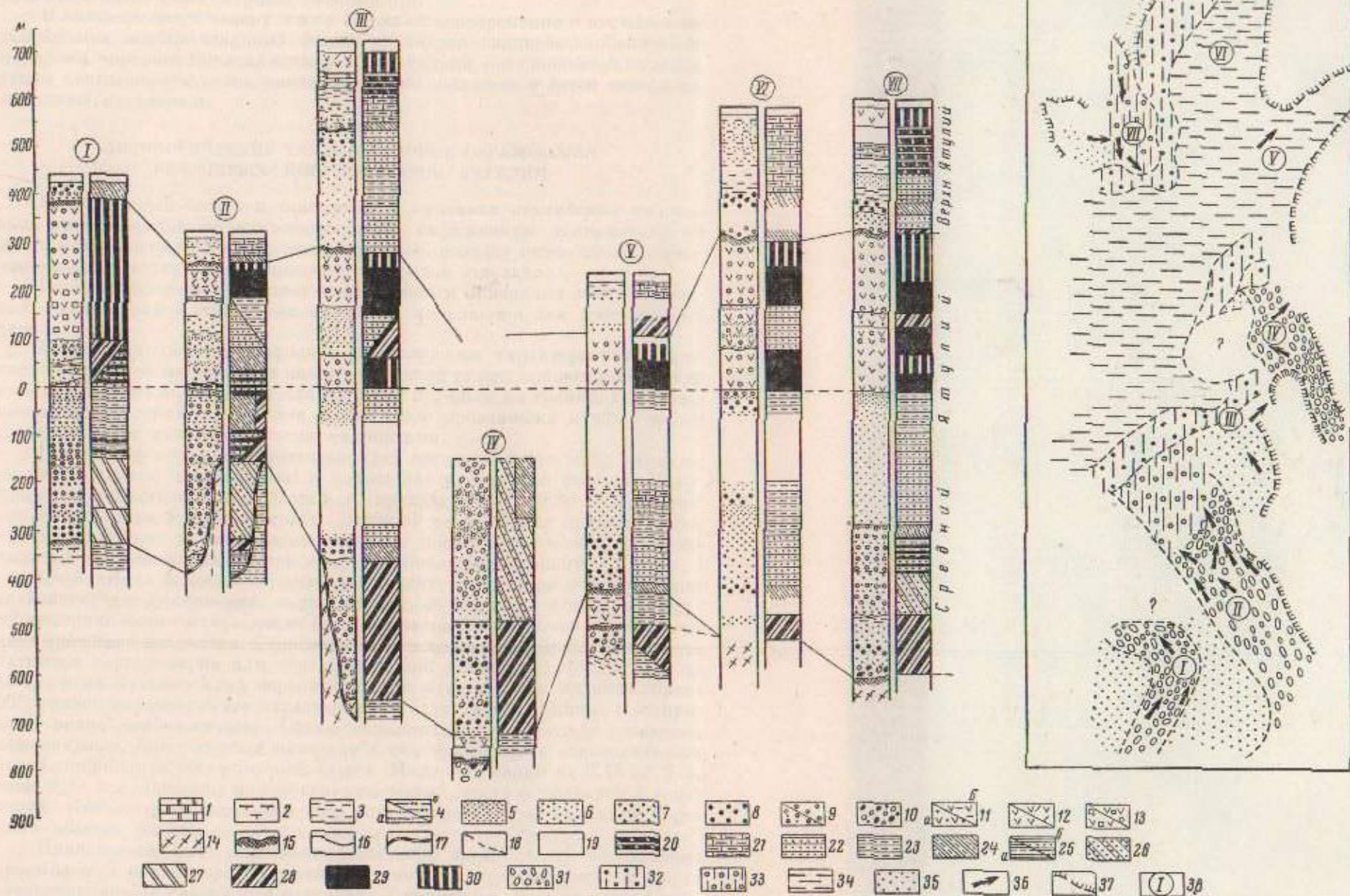


Рис. 2. Примеры стратиграфо-фациального положения кварцевых конгломератов в разрезе протерозоя Каредии и палеогеографической схеме момента наиболее интенсивного их образования (начало среднеятулийского времени)

1 — карбонатные породы; 2 — карбонатно-глинистые породы; 3 — аргиллиты и аргиллитовые сланцы; 4а — алевролиты; 4б — алевролитистые песчаники; 5 — кварцито-песчаники и кварциты мелкозернистые; 6 — кварцито-песчаники и кварциты среднезернистые; 7 — кварцито-песчаники и кварциты крупно- и грубозернистые; 8 — гравелиты; 9 — конгломераты мелко- и среднегалечные кварцевые; 10 — конгломераты кварцево-гранитные; 11а — туфы; 11б — туффиты; 12 — диабаз афанитовый и порфировидный; 13 — мандельштейн и туфобрекчии; 14 — гранитоиды архая; 15 — древняя кора выветривания; 16 — границы крупных разрывов; 17 — угловое несогласие; 18 — зоны предполагаемых глубинных разрывов; 19 — первое материяла незначительный; 20 — отложения мелководного озера (осадочно-комашные почти полностью компенсировало прогибание); 21 — отложения мелководного бассейна (приглубоководного озера (толщина не достигало дна); 24 — отложения прибрежной части озера; 25а — отложения приустьевой (дельтовой) подводной части реки; 25б — надводной части реки; 26 — отложения плоских речных долин; 27 — отложения пойм; 28 — наземные отложения основной лавы; 29 — полиминтовые и олигоминтовые разногалечные выщелоченные конгломераты в равнинности среднеятулийского периода; 30 — полиминтовые и олигоминтовые разногалечные выщелоченные конгломераты в равнинности среднеятулийского периода; 31 — полиминтовые и олигоминтовые разногалечные выщелоченные конгломераты в равнинности среднеятулийского периода; 32 — кварцито-песчаники и кварциты средне- и крупнозернистые мономинтовые, с прослоями отсортированными, с редкими выщелоченными прослоями мелкогалечных олигоминтовых и мономинтовых кварцевых конгломератов — фаши прибрежной зоны интенсивного волнения; 33 — кварцевых конгломератов — фаши зоны высокоинтенсивного волнения; 34 — кварциты и кварцито-песчаники мелко-, средне-, реже крупнозернистые, с прослоями отсортированными, с редкими выщелоченными прослоями мелкогалечных олигоминтовых алевролитов и аргиллитов — фаши зоны высокоинтенсивного волнения; 35 — кварциты и кварцито-песчаники мелко-, средне-, реже крупнозернистые, с прослоями отсортированными, с редкими выщелоченными прослоями мелкогалечных олигоминтовых алевролитов и аргиллитов — фаши пойм; 36 — направление сноса обломочного материала; 37 — граница области разлития; 38 — опорные разрезы (I — оз. Соплозеро; II — оз. Маймагун; III — пос. Гумарино; IV — оз. Шингилмагун; V — р. Лужма; VI — ур. Тухалакши; VII — оз. Пазаден)

ские осадочные породы по своему происхождению относятся к пролювиально-аллювиально-озерным отложениям.

В направлении к северу и югу Карелии одновременно с постепенным замещением континентальных фаций кварцитов сланцево-карбонатными породами морского происхождения и кварцитами зон спокойной седиментации конгломераты резко уменьшают свою мощность и затем полностью выпадают из разреза.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ КАРЕЛИИ

Вещественный состав и генетические признаки ятулийских кварцевых конгломератов обнаруживают ясно выраженную зависимость от их стратиграфического положения в разрезе, поэтому ниже дается описание каждой возрастной группы конгломератов отдельно.

По литологическому составу и фациальным признакам среди кварцевых конгломератов этой серии отчетливо выделяются два генетических типа.

Первый тип нижнеятулийских конгломератов характеризуется плохой сортировкой материала и малой упаковкой галек, наблюдается в виде маломощных (не более 10 см) линзовидных прослоев на границах мощных косослоистых серий, сложенных плохо отсортированными пуддинговыми гравелитами и разнозернистыми кварцитами.

Гальки в описываемых конгломератах составляют 25—50%, характеризуются плохой окатанностью и уплощенно-удлиненной формой. Коэффициент окатанности колеблется в пределах 0,15—0,30. Первичная ориентировка их выражена слабо. Длинной осью гальки ориентированы преимущественно в направлении наклона косой слоистости, а первоначальный наклон их направлен в противоположную сторону.

Слойчатость в косых сериях вмещающих пород прямолинейная или слабоогнутая у основания, параллельная, обусловлена изменением гранулометрического состава, часто рядовым расположением галек или наличием трещинок наслоения. Строение слоев неоднородное. Слойки располагаются неравномерно или образуют пачки: мощность слоев от 2 до 15 см, реже больше. Угол первоначального наклона, как правило, более 30°, причем характерно его нарастание или затухание. Серийные швы прямые, редко слабоогнутые. Серии параллельные или слабосрезанные, клиновидные. Более грубый материал в них приурочен к основанию или неравномерно разбросан по всей серии. Мощность серий от 0,15 до 3 м, чаще 0,5—1 м. Границы между сериями четкие, часто с размывом в основании. Контакты описываемого типа конгломератов с вмещающими породами обычно резкие.

Приведенные выше признаки позволяют предполагать образование описываемых конгломератов в условиях мощных конусов выносов плохо отсортированного гравийного материала у подножий высоких пенепленов. Отложенный временными потоками неотсортированный материал периодически, во времена отсутствия дополнительных выносов, постепенно подвергался промывке небольшими дождевыми струйками и «продувался» ветрами, в результате чего мелкие фракции выносились, а более грубый материал оставался, образуя плохо сгруженный галечник, превращенный впоследствии в описываемый конгломерат.

Второй тип нижнеятулийских конгломератов (см. рис. 7) отличается от первого большей сгруженностью галечного материала (содержание галек составляет 70—90%), лучшей окатанностью ($k = 0,36 \div 0,50$), хорошей и отличной сортировкой материала, удлиненно-овальной и изометричной формой галек, а также мощностью, протяженностью и формой слагаемых ими осадочных тел и типом косой слоистости. По размеру галек различаются гравийные, мелкогалечные и среднегалечные конгло-

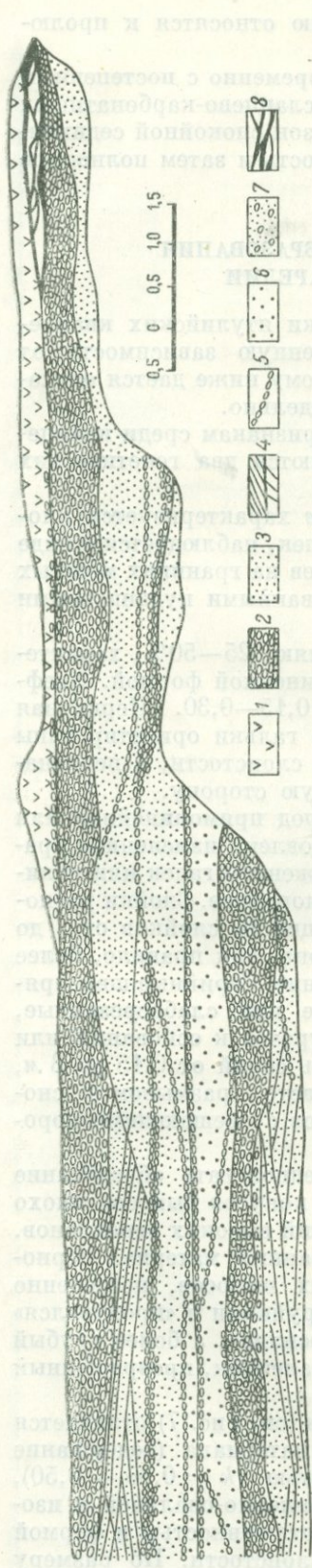


Рис. 3. Типичный пример строения конгломератового горизонта нижнелулуицкой серии (южный берег Шомбозера)

1 — крупнозернистые амфиболиты с гранитами; 2 — кварцевые мономиктовые среднегалечные, хорошо отсортированные конгломераты; 3 — кварциты мономиктовые среднезернистые, хорошо отсортированные; 4 — косая слоистость, обусловленная трещинами наложения; 5 — рядовое расположение кварцевых галек; 6 — кварциты крупнозернистые мономиктовые, хорошо отсортированные; 7 — кварциты разнозернистые, содержащие рассеянную гальку — пуддинги; 8 — кварцевые жилы

мераты. Преобладающее распространение имеют мелкогалечные конгломераты. Среднегалечные составляют исключение и наблюдаются обычно только в верхах осадочной свиты на границе с эффузивным покровом (южный берег Шомбозера, Нигалма-Воингозеро).

Рассматриваемые конгломераты в отличие от предыдущих концентрируются в мощные (до нескольких метров), сложно построенные кварцито-конгломератовые пласты, прослеженные по простиранию на многие километры. В пределах этих пластов конгломераты слагают многочисленные линзы и слои (рис. 3). Конгломератовые слои образуют единые тела или расщепляются на множество слоев, или резко срезаются кварцитами, в которых они заполняют пологие и широкие понижения, ориентированные поперек линии наклона косой слоистости. Контакты конгломератов с вмещающими кварцитами внизу обычно резкие, неровные, вверху постепенные или резкие, ровные.

Кварциты, вмещающие и чередующиеся с конгломератами, обычно отлично отсортированы и отчетливо косослоисты (см. рис. 9). Косая слоистость спорадически отмечается и в конгломератах. Слоистость разнонаправленная, прямолинейная, сходящаяся внизу или пучковидно-группирующаяся, однородная, иногда S-образная. В кварцитах она проявляется благодаря трещинам наложения, а в конгломератах обусловлена пиритом. Мощность слоев 0,1—0,5 см, угол наклона равномерный (15—25°). Серийные швы прямые или волнообразные; серии, как правило, непараллельные, слабосрезанные, с наклоном в разные стороны. По составу серии однородные. Мощность их от нескольких сантиметров до 0,25 м.

Гальки в таких конгломератах, там, где они не подвержены вторичной переориентировке, обнаруживают отчетливую взаимопараллельную ориентировку длинной оси, общее направление которой соответствует перпендикуляру к наклону косой слоистости. Наклон галек совпадает с наклоном косой слоистости.

Пласты с кварцевыми конгломератами второго типа сменяются в разрезе разнозернистыми кварцитами и гравелитами, сходными по комплексу литологических признаков с породами, вмещающими первый тип нижнеятулийских конгломератов. Вверх по разрезу они переходят в косослоистые кварциты, аналогичные кварцитам, чередующимся с конгломератами; в последних, однако, зачастую присутствует туфогенный материал. В плане конгломераты второго типа сменяются кварцитами, аналогичными вышележащим, которые, в свою очередь, замещаются различными кварцево-серицитовыми, хлорито-серицитовыми, карбонатно-серицитовыми сланцами по алевролитам, аргиллитам, доломитам и туффитам.

Это позволяет думать, что кварцевые конгломераты второго литогенетического типа нижнеятулийской серии образовались за счет прибрежных галечников, накопление которых происходило в зоне интенсивного волнения в условиях медленной трансгрессии за счет многократного переотложения и тщательной сортировки ранее отложенного временными потоками материала.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют выделить среди нижнеятулийских конгломератов две большие группы: пролювиальную и прибрежно-озерную. Обе эти группы широко развиты в пределах Шомбозерско-Шуэзерской структурно-фациальной зоны и отличаются поразительным постоянством литогенетических признаков на всей огромной площади их распределения.

По составу оба типа конгломератов мономиктовые. Гальки в них представлены кварцем преимущественно молочно-белого цвета, реже голубовато-серого и дымчатого. Часто встречаются гальки ортокварцита и яшмовидной породы, которые, однако, в общем балансе галек не превышают нескольких процентов.

Цементирует конгломераты крупнозернистый кварцит или гравелит, аналогичный вмещающим породам. Эти породы состоят из обломков кварцита, серицита и чешуек фуксита, образующих пленочный или поровый цемент. Кварц встречается в виде зерен неправильной формы, часто с мозаичной структурой и волнистым угасанием. Иногда обломочные зерна кварца содержат мелкие включения апатита, серицита, циркона. Наиболее характерными для цементирующей массы конгломератов являются микростиллолитовая и конформная структуры (Копелиович, 1960).

Наряду с кварцем в цементе конгломератов существенную роль играют сульфиды, главное место среди которых принадлежит пириту, составляющему характерную особенность нижнеятулийских конгломератов. Пирит наблюдается в виде хорошо ограненных кристаллов и округлых зерен, иногда оолитового типа, размером 1—3 мм. Пирит всегда приурочен к цементу, редко проникает по трещинкам в гальках. Местами пирит подчеркивает косую слоистость. Содержание его в породе колеблется в больших пределах, иногда составляя более 30% всего объема цементирующей массы. Максимально он концентрируется в конгломератах второго литогенетического типа, особенно в гравийных и мелкогалечных конгломератах, где составляет основную долю цементирующей массы.

Акцессорные минералы в цементе описываемых конгломератов, по данным К. В. Ковалевой, разделяются на аллотигенные (терригенные) и аутигенные, образовавшиеся после отложения обломочного материала главным образом, вероятно, в стадию диагенеза. К первой группе относятся: циркон, апатит, гранат, сфен, турмалин, ильменит, титаномagnetит, рутил, пирит, молибденит, золото, лейкоксен и другие. В этой группе преобладают первые минералы, особенно циркон. Они установлены вместе с тем как характерные акцессории гранитоидов архея. Из второй группы акцессорных минералов установлены гематит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, сфен, ксенотим, апатит, углистое вещество и др.

Среднеятулийские кварцевые конгломераты в отличие от нижнеятулийских обладают большим разнообразием литогенетических типов, обнаруживая существенные различия как в вещественном составе, так и в условиях образования. По составу они делятся на полимиктовые и олигомиктовые, по размеру галек — на валунные, крупногалечные, среднегалечные, мелкогалечные и гравийные, по совокупности литогенетических признаков — на пять основных типов с подтипами.

Первый тип конгломератов, характерный для низов среднеятулийской серии Большозерско-Суоярвской и Шомбозерско-Выгозерской зон, имеет общее содержание галек 25—30%, реже больше. Размер галек колеблется от 1 до 10 см; встречаются отдельные валуны; окатанность фрагментов 0—2 балла (по пятибалльной системе А. В. Хабакова). Форма галек самая разнообразная — изометрическая, овально-удлиненная, удлиненно-уплощенная, дискообразная, многоугольная. По составу фрагменты представлены кварцем (60—70%), гранитоидами (10—15%, местами до 60%), алевролитом, аргиллитом, кварцем, реже доломитом. Цементом служит плохо отсортированный аркоз с карбонатно-серпичитовым цементом.

Конгломераты этого типа слагают линзы, часто выпуклые кверху, среди массивно-крупнослоистых аркозов с прослоями и линзами аргиллитов, на поверхности напластования которых наблюдаются многоугольные усыхания, следы течения струек воды и волочения камней, отпечатки капель дождя. Иногда вмещающие аркозы отчетливо косослоистые. Косая слоистость однонаправленная, грубая, прямолинейная, параллельная. Угол первоначального наклона косых слоев 25—40°. Косослоистые серии непараллельные, слабо срезанные. Мощность их 0,25—3 м. Мощность конгломератовых линз в раздуде до 5 м, протяженность от 1 до 30—50 м. Общая мощность пачки переслаивания до 300 м (Энингилампи в Янгозерской структуре, рис. 4). Они в разрезе имеют форму двояковыпуклой линзы. В направлении наклона косой слоистости конгломераты замещаются гравийными аркозами, а аркозы — неотсортированными алевролитами с волнистой косой слоистостью. Вкrest линии наклона косой слоистости описываемые породы выклиниваются и выпадают из разреза или (Лехтинская структура, оз. Сиговое-Ватулма) сменяются осадочной брекчией гранитов. Все это дает основание предполагать образование описываемых конгломератов и вмещающих их пород в условиях конуса выноса у подножия крутых склонов.

Вверху по разрезу толща, вмещающая кварцевые конгломераты первого типа, часто сменяется пачкой лучше отсортированных пород с конгломератами второго и четвертого литогенетических типов (см. рис. 2).

Второй литогенетический тип конгломератов среднеятулийской серии распространен более широко, чем первый. Он развит во всех трех структурно-фациальных зонах Карельского массива, располагаясь на различных стратиграфических уровнях среднеятулийской серии в основании крупных осадочных ритмов. Для этих конгломератов характерно следующее: гальки составляют 30—70%, размер их колеблется от 1 до 10 см, реже до 20 см (по средней оси), преобладающий размер 5—7 см; окатанность галек меняется от 1 до 4 баллов, преимущественно 2—3 балла. Часто попадаются гальки, раздробленные в процессе переноса. По составу галек конгломераты описываемого типа относятся к полимиктовым разностям, и в каждом отдельном случае их вещественный состав имеет свои специфические особенности, зависящие от состава области сноса. Наряду с кварцем, составляющим обычно 70—98% от общего количества галек, присутствуют также фрагменты, сложенные гранитами, кварцитами, джеспилитами, магнетитом, различными сланцами, кератофиром и очень редко основными эффузивами. Форма галек зависит от их состава. Обычно встречаются изометричные (кварц, кварцит, гранит, джеспилит), овально-удлиненные и уплощенные дискообразные гальки (алевролит, аргиллит, туффиты).

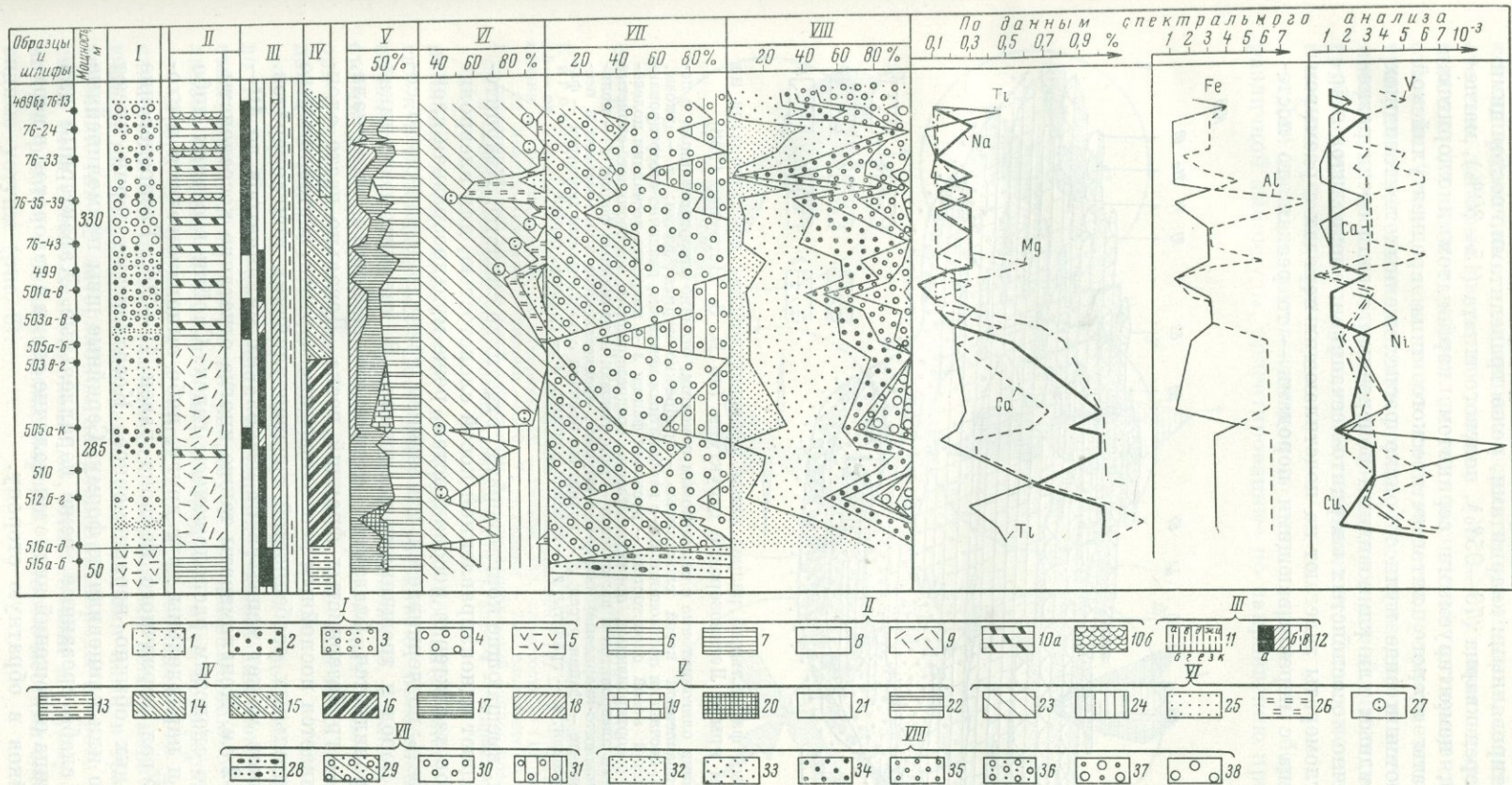


Рис. 4. Литограмма конгломератного горизонта среднеэтулийской серии по разрезу Энингилампи (пример статистической обработки данных послонного изучения полосы разреза). Составили Л. П. Безденежных и В. З. Негруца, 1961

I. Вид отложений: 1 — кварцито-песчаники и кварциты крупно-грубозернистые; 2 — гравелиты; 3 — кварцевые конгломераты мелкогалечные; 4 — кварцевые конгломераты полиминерные; 5 — туффиты. II. Текстура отложений (слоистость): 6 — тонкая (менее 2 см); 7 — средняя (2—10 см); 8 — крупная (10—50 см); 9 — массивная (50 см); 10a — косая, однонаправленная, прямая параллельная; 10б — разнонаправленная, пологовогнутая, непараллельная, реже пучковидная. III. Цветная шкала: 11 — цвет (а — белый, б — светло-серый, в — серый, г — темно-серый, д — зеленый, е — розовый, ж — красный, з — коричневый, и — фиолетовый, к — бурый); 12a — основной цвет; 12б — оттенок; 12в — пятна. IV. Генетические типы отложений: 13 — отложения внутренней части сравнительно глубоководного озера (волнение не достигало дна); 14 — отложения приустьевой (дельтовой) части реки; 15 — отложения русел рек и прирусловых отмелей; 16 — отложения временных потоков; V. Минеральный состав цемента: 17 — серицит; 18 — кварц; 19 — карбонат; 20 — хлорит; 21 — мусковит; 22 — обломочные фракции; VI. Минеральный состав фрагментов: 23 — кварц; 24 — полевой шпат, гранитоиды; 25 — кварциты, джеспилиты; 26 — магнетит; 27 — единичные галки кварцита. VII. Категории окатанности фрагментов в баллах: 28 — 0 баллов; 29 — 1 балл; 30 — 2 балла; 31 — 3 балла. VIII. Размер фрагментов: 32 — 0,1—0,5 мм; 33 — 0,5—2 мм; 34 — 2—5 мм; 35 — 5—10 мм; 36 — 10—30 мм; 37 — 30—50 мм; 38 — 50—100 мм

Связующая масса конгломератов представлена разнозернистыми различно отсортированными кварцитами, реже гравелитами, состоящими из угловатых зерен кварца (70—95%), полевого шпата (15—30%), магнетита (до 20%), цементируемыми серицитом, карбонатом и хлоритом.

Конгломераты второго литогенетического типа среднеятулийской серии картируются в виде кулисообразно расположенных лентовидных полос с линзовидным или клиновидным поперечным срезом среди разнозернистых, обычно косослоистых кварцито-песчаников, алевролитов и аргиллитов. Конгломераты залегают на подстилающих породах с размывом (рис. 5). Граница с перекрывающими породами — то резкая, то постепенная.

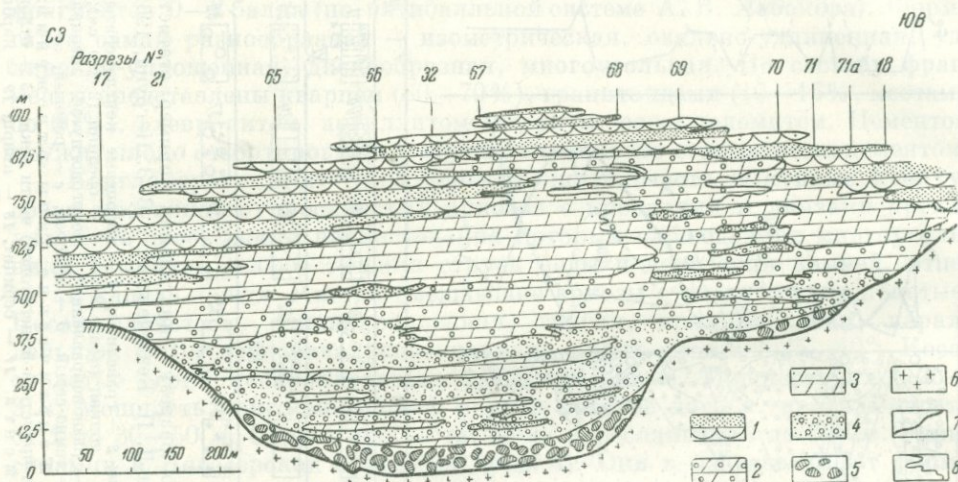


Рис. 5. Поперечный фациальный разрез линзы среднеятулийских конгломератов на юго-западном крыле Летнеозерской структуры (по В. З. Негруца, 1958)

1 — кварцито-песчаники олигомиктовые с серицитовым цементом, отлично отсортированные, с перекрестной разнонаправленной косо́й слоистостью — прибрежно-озерная фацис; 2 — аркозы, гравелиты и кварцито-песчаники полевошпатовые с карбонатным цементом, различно отсортированные, с однонаправленной косо́й слоистостью — русловая фацис; 3 — кварцито-песчаники полевошпатовые, различно отсортированные, преимущественно среднезернистые, косоволнисто-слоистые с прослоями и линзами алевролитов и аргиллитов — прирусловая и пойменные фацис; 4 — полимиктовые (гранито-кварцито-кварцевые) кварцевые крупно-, среднегалечные конгломераты в песчано-карбонатном цементе — фацис русел; 5 — гранитная брекчия с карбонатным цементом — фацис дельювия; 6 — граниты; 7 — граница размыва; 8 — границы фацис

Отложения, вмещающие конгломераты, отчетливо слоисты. Кварцито-песчаники обладают однонаправленной косо́й слоистостью, для алевролитов и аргиллитов характерна косоволнистая, реже мульдобразная слоистость. Слоистость подчеркивается изменением гранулометрического состава, цветом пород и трещинками наслоения. В кварцито-песчаниках она иногда проявляется благодаря скоплению галечного материала, в алевролитах — грубозернистых фракций песка. Довольно часто слоистость подчеркивается послойным расположением мартита, составляющего одну из отличительных особенностей среднеятулийских конгломератов. Мощность слоев может меняться от нескольких миллиметров до 10—15 см, чаще 1—2 см. Конгломераты также иногда отчетливо косослоисты, что обусловлено слоистым расположением галек. Слойки в сериях либо прямолинейны и параллельны друг другу, либо выполаживаются и сходятся внизу. Угол первичного наклона равен 15—20°. Распределение слоев в сериях обычно неравномерное. Косослоистые серии имеют пластообразную или клиновидную форму. Серийные швы прямолинейные или вогнутые, слабо срезанные, реже параллельные. Характерным для описываемого типа отложений является наличие серии с заворотом в верхней части слоев в обратную сторону.

Соотношение основных типов слоистости в разрезе и на площади весьма различно. Преобладают серии с однонаправленной косою слоистостью, которые вверх по разрезу и в латеральном направлении замещаются сериями с косоволнистой, волнистой и горизонтальной слоистостью. Такая смена типов слоистости сопровождается изменениями гранулометрического состава пород, что отражает отлично выраженную микроритмичность. Строение косослоистых серий часто асимметрично: грубый материал приурочен к основанию, более мелкозернистый — к верхней части серии.

Для данного литогенетического типа характерны борозды размыва различной амплитуды, ориентированные по направлению преобладающего

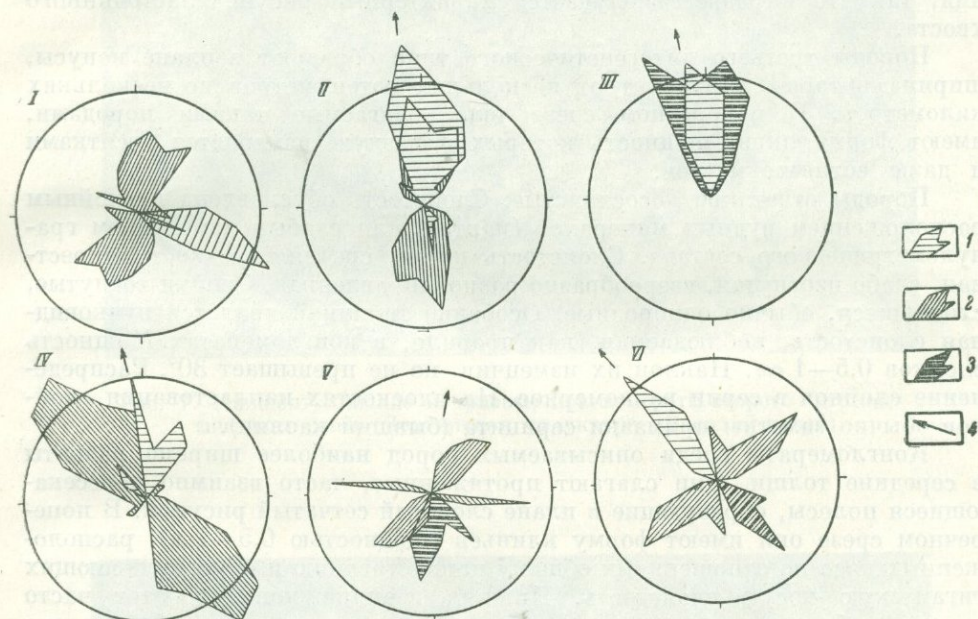


Рис. 6. Диаграммы-розы первичного наклона косою слоистости, галек и ориентировки длинных осей галек в конгломератах различных литогенетических типов

Янгозерская структура: I — оз. Пизанец (галки — 420, слоистость — 130 замеров); II — оз. Эдинг-Лампи (галки 800, слоистость — 250 замеров); III—IV — оз. Майм-Ярви (III — галки — 220, слоистость 44 замеров); IV — галки 330, слоистость — 110 замеров); V—VI — оз. Йоакка-Лампи (V — галки — 520, VI — галки — 250, слоистость — 140 замеров); I — первоначальный наклон косою слоистости; 2 — первоначальный наклон косонакладных галек; 3 — первоначальная ориентировка длинных осей (A) галек; 4 — направление течения

наклона косою слоистости, и первичное косонаклонное расположение галек в конгломератах. Последние обнаруживают преобладающий первоначальный наклон в сторону, противоположную наклону косою слоистости (рис. 6). Длинная ось галек в различных телах конгломератов ориентирована перпендикулярно, параллельно или косо к линии преобладающего наклона косою слоистости.

Мощность косослоистых серий изменяется от нескольких сантиметров до 1,5 м. Характерна общая тенденция уменьшения мощности косослоистых серий сверху по разрезу и по направлению от осевой линии линзы, сложенной описываемыми породами, к ее периферии.

Вверх по разрезу и в направлении преобладающего наклона косою слоистости эти породы замещаются кварцевыми конгломератами и вмещающими их кварцито-песчаниками, выделенными нами в третий литогенетический тип. В латеральном направлении породы второго литогенетического типа сменяются отложениями, отнесенными в группу первого типа, или упираются в более древние породы, которые местами слагают террасовидные уступы (рис. 6).

Все это не оставляет сомнения в аллювиальном происхождении описываемых отложений. Конгломераты, вероятно, представляют собой отложения русел, тогда как вмещающие их породы относятся как к русловым фациям, так и к фациям прирусловой отмели, пойм и своеобразных стариц (Ботвинкина, 1962; Наливкин, 1956; Страхов, 1962; Хабаков, 1948).

Третий литогенетический тип конгломератов среднеатулийской серии и вмещающие их генетически однотипные отложения фациально замещают отложения второго типа, располагаясь в конце слагаемой последними лентовидной полосы или перекрывая их в разрезе (см. рис. 2). Замещение двух типов отложений происходит путем взаимного чередования, так что в разрезе получается характерный рисунок ласточкиного хвоста.

Породы третьего литогенетического типа образуют в плане конусы, ширина которых варьирует от нескольких сотен метров до нескольких километров. В поперечном срезе тела, слагаемые такими породами, имеют форму линз, мощность которых в раздуве измеряется десятками и даже сотнями метров.

Породы отчетливо косослоистые. Слоистость обусловлена послойным расположением рудных минералов (мартит) или слабым изменением гранулометрического состава. Слоистость косая, средняя, редко перекрестная, слабо изогнутая, веерообразно разнонаправленная. Слойки вогнутые, сходящиеся, обычно однородные. Особенно типичной является пучковидная слоистость, наблюдаемая, как правило, в конгломератах. Мощность слоев 0,5—1 см. Наклон их изменчив, но не превышает 30°. Распределение слоев в серии равномерное. На плоскостях напластования слоев обычно заметны примазки серицита (бывший каолин).

Конгломераты среди описываемых пород наиболее широко развиты в середине толщи. Они слагают протяженные, часто взаимно пересекающиеся полосы, образующие в плане сложный сетчатый рисунок. В поперечном срезе они имеют форму клиньев (мощностью 0,5—1 м), расположенных косо по отношению к общему напластованию и обуславливающих гигантскую косую слоистость. Нижняя граница конгломератов часто резкая, наблюдаются размывы, верхняя — постепенная, что обусловлено постепенным уменьшением сверху количества галек до полного их исчезновения.

Гальки в конгломератах составляют от 30 до 95%. Размер галек меняется от 1 до 5 см, чаще 1—2 см (рис. 7). Материал в конгломератах обычно отлично отсортирован. По вещественному составу галек конгломераты на 95—98% состоят из кварца, лишь 2—5% приходится на долю галек магнетита и кварцита. Гальки других пород весьма редки, а фрагменты гранитов вообще отсутствуют. Коэффициент окатанности галек не превышает 0,50 (рис. 8). Часто встречаются гальки, раздробленные в процессе переноса. Цементируют конгломераты хорошо отсортированные среднезернистые, реже крупнозернистые кварцито-песчаники. Гальки почти всегда обнаруживают идеальную первичную взаимно-параллельную ориентировку длинных осей. Наклон галек не всегда отчетливо виден. В некоторых случаях наблюдается поперечный наклон в двух противоположных направлениях.

Таким образом, породы третьего литогенетического типа являются отложениями приустьевой части реки. Конгломераты, по-видимому, представляют собой отложения многочисленных рукавов, на которые распадалась река у своего устья.

Конгломераты третьего литогенетического типа вместе со вмещающими их кварцито-песчаниками вверх по разрезу переходят в отлично отсортированные кварциты, иногда с редкими маломощными прослоями кварцевых конгломератов, принадлежащие образованиям прибрежной зоны. Эти последние выделены нами в четвертый литогенетический тип.

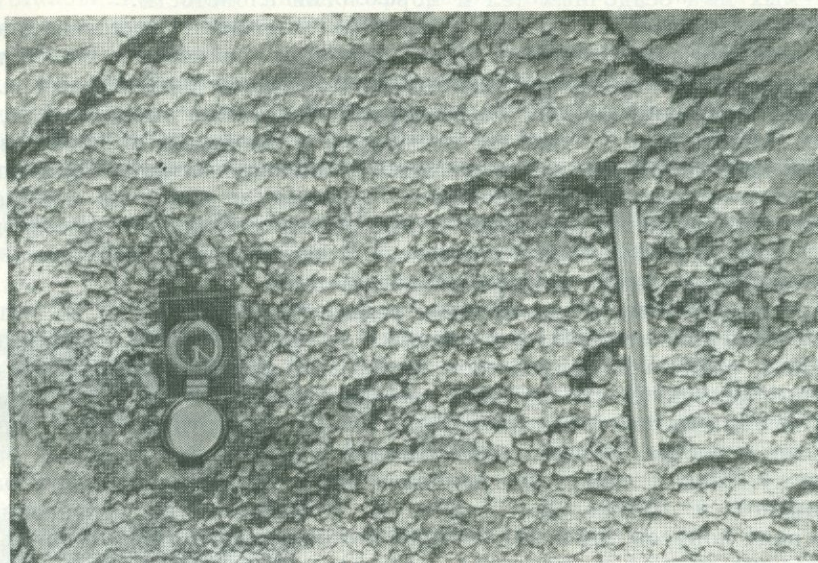


Рис. 7. Нижнеатулийские кварцевые конгломераты второго литогенетического типа (Лехтинская структура, Васлий-ручей)



Рис. 8. Среднеатулийские кварцевые конгломераты третьего литогенетического типа (Янгозерская структура, оз. Пизанец)

Конгломераты четвертого литогенетического типа по вещественному составу и структурным особенностям совершенно аналогичны конгломератам третьего литогенетического типа. Отличие состоит лишь в форме слагаемых ими осадочных тел и морфологии слоистости.

В плане и вверх по разрезу породы описываемого литогенетического типа сменяются отложениями с отчетливой горизонтальной слоистостью (средне- и мелкозернистыми кварцитами и кварцито-песчаниками, алевролитами и аргиллитами), фиксирующими собой фации спокойной седиментации. Это, а также характер структуры и текстуры пород позволяют отнести данные породы к отложениям прибрежного типа. Судя по ряду общепалеогеографических признаков, выделяются два типа прибрежных отложений: прибрежно-озерный и прибрежно-морской. Установить различия между этими двумя типами по имеющемуся в настоящее время фактическому материалу Карелии невозможно.

Таким образом, конгломераты среднеятулийской серии по условиям образования делятся на пять главных литогенетических типов: пролювиальный, русловый, приустьевой (дельтовый), прибрежно-озерный и прибрежно-морской. Доминирующее распространение имеют конгломераты руслового и дельтового генезиса. Как указывалось, эти два типа конгломератов встречаются во всех зонах Карельского массива по всему разрезу среднеятулийской серии, но наиболее типичны они для низов разреза Лехтинской и Янгозерской структур. Конгломераты, образовавшиеся в условиях конусов выноса временных потоков, встречаются в низах серии и известны только в пределах Янгозерской и Лехтинской структур. Два последних литогенетических типа конгломератов в пределах Карельского массива наиболее характерны для средней части серии, но встречаются они и в ее верхах. В краевых (Куола-Кукасозерской и Ладожской) зонах они фиксируют низы серии. Конгломераты независимо от их генезиса развиты по периферии современных площадей распространения среднеятулийских пород. В направлении к центру этих площадей они постепенно замещаются кварцито-песчаниками, переходящими в алевролиты и аргиллиты. Такое замещение конгломератов мелкообломочными и тонкотмученными породами наблюдается и вверх по разрезу.

Верхнеятулийские кварцевые конгломераты по своим литогенетическим особенностям делятся на два основных литогенетических типа, совершенно аналогичных таковым среднеятулийской серии: дельтовый и прибрежно-озерный. Оба эти типа известны в пределах Янгозерской и Сегозерской структур, где они слагают очень маломощные (несколько метров) тела среди хорошо отсортированных кварцитов, сменяемых вверх по разрезу глинисто-карбонатными породами.

По вещественному составу акцессорных минералов среднеятулийские и верхнеятулийские конгломераты обнаруживают большое сходство. Отличие состоит лишь в том, что для первых характерным минералом, приобретающим пороодообразующее значение, является маргит, а для вторых — титаномагнетит и сфен. Остальная группа материалов, включающая все те минералы, которые были перечислены для нижнеятулийских конгломератов, присутствует как в тех, так и в других. При этом сульфиды имеют резко подчиненное значение и встречаются лишь спорадически. Окислы железа, как аллотигенные, так и аутигенные, присутствуют повсеместно.

Таким образом, в нижнеятулийское время происходило накопление кварцевых конгломератов преимущественно в Шомбозерско-Выгозерской и, возможно, в Чиркокемь-Онежской структурно-фациальных зонах (Веньги-гора, оз. Собачье). Конгломераты этого времени мономиктные и образовались преимущественно за счет прибрежных многократно переотложенных галечников (рис. 9).

В среднеятулийское время накопление конгломератов резко увеличилось. Мощные толщи полимиктовых и олигомиктовых кварцевых конгло-

мератов накапливались во всех структурно-фациальных зонах Карельского массива, но наиболее интенсивное накопление было в восточной периферии Янгозерской и в западной окраине Летнеозерской структуры, где установились зоны интенсивно развившихся глубинных разрывов. Здесь в начальный этап среднеятулийского времени накапливались пролювиальные отложения с конгломератами, которые затем сменились речными, дельтовыми, прибрежно-озерными и отложениями внутренних частей озер, не содержащими конгломератов. В Чиркокемь-Онежской зоне конгломераты накапливались главным образом в прибрежной зоне бассейна за счет абразии береговой линии и в меньшей степени в приустьевой части рек.

Краевые, Куола-Кукаозерская и Ладожская зоны в среднеятулийское время были заняты морем. Конгломераты здесь если и накапливались, то только по их ныне преимущественно уничтоженной денудацией периферии.

Верхнеятулийское время отличается незначительным накоплением конгломератов. Причем конгломератообразование шло, вероятно, только по юго-западной окраине Карельского массива в Чирко-

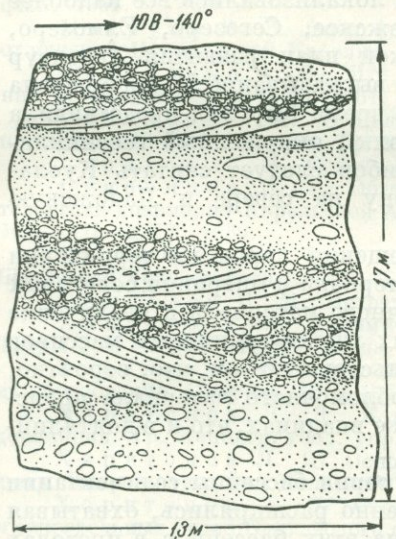


Рис. 9. Характер слоистости в конгломератах нижнеятулийской серии (Сегозерско-Елмозерская структура, дер. Веньги-Гора)

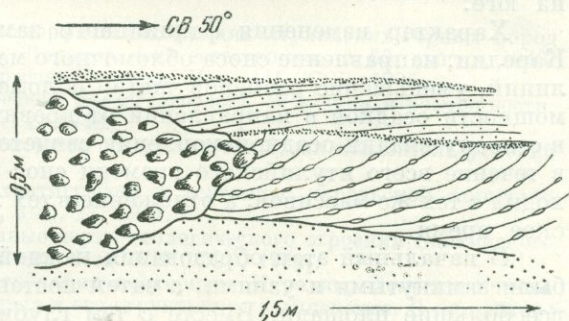


Рис. 10. Соотношение кварцевых конгломератов среднего ятулия с вмещающими породами (Лехтинская структура, дер. Машозеро)

кемь-Онежской и Большозерско-Суоярвской зонах, знаменуя собой общую трансгрессию моря с юга на север.

Кварцевые конгломераты нижней и двух верхних ятулийских серий связаны с продуктами разрушения гранитоидных массивов (рис. 10). Толщи кварцитов и кварцито-песчаников, вмещающие кварцевые конгломераты, либо сменяют в разрезе гранитные конгломераты, либо заполняют депрессии в гранитном массиве, либо же трансгрессивно налегают на доятулийские осадочно-эффузивные породы и граниты одновременно.

При таком характере строения разрезов естественно предположить, что кварцевые конгломераты, так же как и гранитные, образовались за счет размыва обнаженных площадей гранитных и гранито-гнейсовых массивов. Вместе с тем это дает основание считать, что источниками для образования кварцитов является дресва коры выветривания, покрывавшая массивы гранитных пород.

Кварц в конгломератах накапливался за счет разрушения и многократного переотложения материала пегматитовых и в меньшей мере кварцевых жил.

При образовании среднеятулийских и верхнеятулийских кварцитов определенное значение имели ранее образовавшиеся породы доятулийской

и нижнеятулийской серии, в которых среднеятулийские реки местами закладывали свои русла. Эти источники обломочного материала конгломератов подтверждаются составом главных аллотитенных акцессорных минералов в цементе конгломератов.

Сравнение геологической карты Карелии со схемой распространения ятулийских областей осадконакопления и фациально-палеогеографическими картами (Негруца, 1963) показывает, что основные тектонические структуры Карелии были заложены еще в доятулийское время и впоследствии претерпевали только некоторую переработку и изменения. Это же сравнение показывает, что большая часть ятулийских образований в настоящее время в значительной степени денудирована. Денудация охватывала периферийные части бывших областей осадконакопления и сноса, тогда как осевые части ятулийских прогибов почти не размывались. В четвертичное время к этим осевым линиям локализовались все наиболее крупные озера Карелии: Ладожское, Онежское, Сегозеро, Елмозеро, Селецкое, Янгозеро, Панаярви и др. Такой план развития структур Карелии, по нашему мнению, подтверждает высказывание Х. Вяюрюнена и Л. Я. Харитонова о том, что в ятулийское время Карелия представляла собой срединный массив (ятулийский материк), окруженный геосинклинальными прогибами. Ветвями таких прогибов следует считать Куола-Кукасозерскую структурно-фациальную зону на севере и Ладожскую на юге.

Характер изменения фациального замещения пород на территории Карелии, направление сноса обломочного материала и миграции береговых линий, уменьшение размеров частиц обломочного материала и увеличение мощности осадков в направлении от древних гнейсо-гранитных массивов в сторону впадин осадконакопления свидетельствуют о том, что, вероятно, в течение всего ятулийского времени снос обломочного материала происходил с тех же массивов, а отложение в тех же впадинах, что и в доятулийское время.

В начальный этап образования каждой серии бассейны седиментации были замкнутыми и узкими, а затем постепенно расширялись, охватывая все большие площади. Вместе с тем глубина этих бассейнов в пределах Центральной Карелии на протяжении всего ятулийского времени была незначительной, о чем свидетельствует наличие знаков ряби и трещин усыхания по всему разрезу и на всей площади. Попытка на основании фациальных и палеогеографических данных восстановить былые области осадконакопления дает возможность предполагать, что, начиная с доятулийского времени, области осадконакопления имели тенденцию к постоянному увеличению своих площадей. Это общее направление периодически нарушалось возобновляющимися тектоническими подвижками, фиксируемыми продуктами вулканического излияния основных лав и конгломератами.

Опыт фациального изучения кварцевых конгломератов Карелии показывает большое значение фациального метода в решении ряда важных вопросов стратиграфии и палеотектоники карелид Карелии. Для докембрийских толщ, как и для более молодых, фациальный анализ является основным методом палеогеографических исследований, осуществление которых представляет собой назревшую и вполне разрешимую задачу. В пределах Карелии палеогеографические исследования и реконструкции должны вестись по структурам в целом и для каждой структуры в отдельности. Затем на основании местных карт должны составляться обобщающие схемы и карты.

ЛИТЕРАТУРА

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.

Богданов Ю. Б., Войнов А. С. Новые данные по стратиграфии Северо-Карельской зоны протерозоя. Вестник ЛГУ, сер. геол., 1962.

Г и л я р о в а М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, № 2, 1949.

В а ю р и н е н Х. Кристаллический фундамент Финляндии. Изд. иностр. лит., 1953.

Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Сб. статей под ред. Жемчужникова Ю. А. Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, вып. 163, 1940.

К о п е л и о в и ч А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1960.

К р а т ц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. Лабор. геол. докембрия. АН СССР, вып. 5, 1955.

К р а т ц К. О., Ш у р к и н К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». Междунар. геол. конгр. 24 сессия. Докл. сов. геол. Probl. 9, 1960.

К р а ш е н и н и к о в Г. Ф. Фации, генетические типы и формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1962.

Н а л и в к и н Д. В. Учение о фациях, т. 1, 2. Изд. АН СССР, 1956.

Проблемы геологии Карелии и Кольского п-ова. АН СССР, Карел. и Кольск. фил., 1961.

Н е г р у ц а В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. Совет. геол., № 7, 1963.

С и д о р е н к о А. В., Л у н е в а О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. 1961.

С о к о л о в В. А. О циклическом строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя Южной Карелии. Тр. Карел. фил. АН СССР, вып. 26, 1960.

С т р а х о в Н. М. Основная теория литогенеза, т. 1, Изд. АН СССР, 1962.

С у д о в и к о в Н. Г. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия Карельской АССР. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий СССР. Изд. АН СССР, 1939.

С у д о в и к о в Н. Г. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуэзерско-Ловозерского района. Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., т. 63, вып. 2, 1943.

Т и м о ф е е в В. М. Петрография Карелии. Изд. АН СССР, 1935.

Х а б а к о в А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. Труды 2-го Всесоюз. геогр. съезда, т. 2, 1948.

Х а б а к о в А. В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования. Природа, № 4, 1951.

Х а р и т о н о в Л. Я. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 23, 1941.

Х а р и т о н о в Л. Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита. Вопросы геологии Кольского п-ова. Изд. АН СССР, 1962.

Х а р и т о н о в Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского п-ова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». Междунар. геол. конгр., 24 сессия. Докл. сов. геол. Probl. 9, 1960.

Х а р и т о н о в Л. Я. О геологии карельских образований Карелии. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР, вып. 3. Гостопиздат, 1962.

Ш а т с к и й Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1960.

М. ДЕССИЛА-КОДАРЧА

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ И ЛИТОЛОГИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЮЖНЫХ КАРПАТ

Литолого-стратиграфическое изучение метаморфических толщ позволяет получить новые данные для расшифровки геологического развития кристаллических массивов. Районы, сложенные метаморфическими породами, изучались до недавнего времени лишь с минералого-петрографической и химической точек зрения. С этих позиций преимущественно изучались процессы, которые приводили к образованию различных типов кристаллических сланцев. Наложение некоторых процессов затрудняло изучение метаморфических толщ, что иногда приводило к односторонним или даже ошибочным выводам. Установление первоначальной природы дометаморфического вещества особенно сильно метаморфизованных толщ считалось одним из наиболее трудных вопросов. Часто при изучении толщ метаморфических зеленых сланцев этот вопрос не затрагивали.

В последнее время все больше выдвигается гипотеза образования древних сильно метаморфизованных толщ за счет первоначально осадочного вещества. Однако это не исключает возможности образования некоторых пачек кристаллических сланцев за счет первоначально вулканогенного или вулканогенно-осадочного вещества.

Распознавание природы дометаморфического вещества различных комплексов, слагающих вполне определенные кристаллические толщи, совершенно необходимо для установления первоначального облика формаций. На этой основе возможна попытка восстановления палеогеографической и палеотектонической обстановки.

Таким образом, используя различные методы изучения и интерпретируя все имеющиеся данные, можно воссоздать полную картину геологического развития кристаллических массивов.

Кристаллические толщи, слагающие центральную часть Южных Карпат, изучались многочисленными исследователями. В результате этого накопился целый ряд фактических данных, характеризующих минеральный, петрографический и химический состав указанных формаций.

Обобщение всех имеющихся данных в свете современных знаний позволило получить первые представления о геологическом развитии этого участка карпатской дуги. Применение современных методов при изучении кристаллических формаций привело к накоплению новых данных, что позволило составить более полное представление о доальпийской истории кристаллических массивов центральной части Южных Карпат.

Исследования, проведенные в районе Рэшинарь-Чиснедиоара-Саду, позволили выделить и охарактеризовать некоторые кристаллические толщи. Эти толщи слагаются однородными комплексами, образовавшимися

в результате метаморфизации некоторых первоначальных, вполне определенных толщ (с точки зрения формационного состава).

Установление взаимоотношений между выявленными нами различными толщами значительно затруднялось сложной тектоникой района. В рассматриваемом районе породы, по данным автора, залегают в следующем виде (снизу вверх):

1. Свита Мэгура, сложенная комплексом гранитоидных, кварцево-полевошпатных и биотитовых (благодетритовых) гнейсов.

2. Свита Саду, сложенная комплексом слюдистых сланцев с гранатом и ставролитом и чередующихся биотитовых парагнейсов и слюдистых сланцев (ритмический комплекс).

3. Свита Валь Мунтелуй, сложенная перидотито-габброидно-амфиболитовым (офиолитовым) комплексом, чередующимися биотитовыми парагнейсами, биотито-амфиболитовыми парагнейсами и кварцево-полевошпатными гнейсами и слюдистыми сланцами (ритмический комплекс).

4. Свита Рыушорул Чиснадиоарей, сложенная комплексом порфиروبластовых альбитовых гнейсов и хлорито-альбитовых сланцев.

5. Свита Сибишел, сложенная комплексом амфиболовых сланцев, магнетитовых сланцев, известняковым и графитовым комплексами.

6. Свита Рэшинарв, сложенная комплексом бластосаммитовых кварцитов и кварцитовых хлорито-серицитовых сланцев.

Выявление некоторых комплексов пород офиолитового характера является одним из существенных вопросов, которые должны лечь в основу при восстановлении палеогеографической и палеотектонической обстановки. Эти комплексы представляют первую стадию развития эвгеосинклиналией.

Автор выделяет два комплекса пород офиолитового характера, метаморфизованных в различных условиях в течение двух различных тектонических этапов.

Перидотито-габброидно-амфиболитовый комплекс слагает нижнюю часть свиты Валь Мунтелуй и состоит из трех частей: нижней (перидотитовой), средней (габброидной) и верхней (амфиболитовой).

Нижняя часть представлена ультраосновными породами, обнажающимися в виде линз, состоящих из концентрических слоев различного состава. Внешние слои представлены чередованием биотито-амфиболитовых и тремолито-актинолитовых пород, внутренние — перидотитами (верлитами) иногда с дунитовыми разностями в центральной части линзы.

Средняя часть сложена преимущественно фласергаббро, чередуясь с биотито-амфиболитовыми меладiorитами.

Верхняя часть характеризуется преобладанием амфиболитов различного типа, ритмично чередующихся с биотито-амфиболитовыми сланцами. Местами выделяются постепенные переходы, выражающиеся в чередовании пород различного состава.

Указанный комплекс пронизан жилками мелкозернистых пироксени-тов в нижней части и плагиоклазитов в средней и верхней частях. Породы, слагающие перидотито-габброидно-амфиболитовый комплекс, подвергались различным изменениям. Некоторые из этих изменений связаны с автотеморфизмом, затронувшим отложения базальной зоны. Последующие изменения обусловлены региональным метаморфизмом амфиболитовой фации, которому подвергались особенно средняя и верхняя части комплекса.

Перидотито-габброидно-амфиболитовому комплексу свойственны все характерные особенности офиолитовых комплексов, которые были выявлены при изучении других районов (Вурибский массив, Греция), не затронутых региональным метаморфизмом (Брюнн, 1956).

Таким образом, зональность офиолитовых массивов в нижней (кристаллические ультраосновные породы), средней (зернистые основные и субдолеритовые породы) и верхней (долеритовые и микролитовые породы) частях находит отражение в указанной последовательной зональности перидотито-габброидно-амфиболитового комплекса. Правда, неко-

торые первоначальные характерные черты их были стерты процессами перекристаллизации.

Единый характер комплекса, наличие постепенных переходов между различными его частями, как слоистость и ритмичность, напоминают аналогичные особенности (черты), выявляющиеся обычно при изучении нематаморфизованных офиолитовых комплексов.

Комплекс амфиболовых сланцев, слагающих нижнюю часть свиты Сибишел, также относится к комплексам офиолитового типа. Этот комплекс сложен преимущественно различными типами амфиболовых сланцев с фласергабброидными разностями в нижней части.

Первоначальные эффузивные породы были метаморфизованы до фации зеленых сланцев.

Слоистый и ритмичный характер этого комплекса пород, обусловленный магматической дифференциацией, также отчетлив, что указывает на его офиолитовое происхождение.

В свите Саду выявлен комплекс, сложенный чередованием биотитовых парагнейсов и слюдистых сланцев.

Плотные пласты парагнейсов мощностью менее 1 м ритмично чередуются с пачками слюдистых сланцев. Это чередование проявляется в ритмичных колебаниях процентного содержания породообразующих минералов: плагиоклаз, кварц, биотит и мусковит. Иногда отмечается наличие прослоек или линз кварца размером в несколько сантиметров, ориентированных согласно первичной слоистости.

Фенобластические кварцево-полевошпатовые разности, дифференцированные под воздействием метаморфизма, встречаются очень редко.

Верхняя часть свиты Валь Мунтелуй сложена комплексом, состоящим из чередующихся биотитовых или биотито-амфиболовых парагнейсов, кварцево-полевошпатовых гнейсов и слюдистых сланцев. Комплекс в целом носит ритмичный характер.

Все эти породы образовались в результате метаморфизма пачек псаммитовых, алевритовых и пелитовых пород (мергелистых или глинистых). Наличие кварцево-полевошпатовых гнейсов указывает на привнос пирокластического кислого вещества.

Характерным для этого комплекса является наличие согласно чередующихся пегматоидных пород с мусковитом, образовавшихся в результате нарастающей перекристаллизации кварцево-полевошпатовых пачек. Пегматоидные породы структурно отличаются от несогласных пегматитовых жил, характеризующихся эвтектическим ростом, обусловленным миграцией пегматитовых растворов, возникших на глубине. Строение описанных ритмических комплексов с их характерными особенностями приводит к предположению об их происхождении, сходном с ритмичными флишевыми толщами более молодого возраста.

В пользу предположения об осадочном происхождении некоторых метаморфических комплексов говорит также наличие некоторых формаций с явно бластодетритовой структурой.

Верхний комплекс свиты Мэгура состоит из ритмичных чередований пород преимущественно аркозового состава. Ритмично чередующиеся слои имеют мощность несколько сантиметров или дециметров и состоят из гнейсов, содержащих лейкократовые минералы овальной или явно окатанной формы (псаммитовые или псефитовые), а также из гнейсов более мелкозернистых и более рассланцованных, характеризующихся более высоким содержанием слюды. В основании ритмов иногда появляются гнейсы с окатанными лейкократовыми минералами, достигающими 1 см в поперечнике. Необходимо также отметить, что в нижней части комплекса ритмы представлены бластодетритовыми гнейсами с зёрнами различной величины, но мелкозернистые гнейсы отсутствуют. Иногда наблюдается наличие некоторых кварцево-полевошпатовых слоев или линз удлиненной формы, образовавшихся в результате метаморфиза-

ции лейкократовых компонентов в ходе процесса метаморфической дифференциации до стадии амфиболитовой фации. Из-за усиления процессов перекристаллизации и миграции указанные явления начинают претерпевать некоторые изменения. Бластодетритовый характер гнейсов в нижней части комплекса начинает стираться. Появляются кварцево-полевошпатовые линзы, характеризующиеся более полной кристаллизацией или плагиоклазовыми узлами, состоящими лишь из одного кристалла олигоклаза и образовавшимися путем перекристаллизации некоторых окатанных зерен первоначальной породы с сохранением формы крупной гальки.

Таким образом, было выяснено происхождение бластодетритового комплекса свиты Мэгура, образовавшегося в результате разрушения фундамента гранитоидных пород.

Другая формация, имеющая бластодетритовый характер и представленная подсвитой Стяза, состоит в основном из бластоцефитовых и бластосаммитовых парагнейсов, в которых преобладают элементы окатанного материала, полученного при разрушении очковых и нодулярных гнейсов свиты Мэгура. В некоторых случаях крупная галька сохраняет первоначальную ориентировку, унаследованную от осадочного комплекса, резко выделяясь на общем фоне породы, изменившей свою текстуру под воздействием регионального метаморфизма. Следует отметить также наличие кварцитов с явно детритовым характером.

В отложениях подсвиты Стяза первоначальный детритовый характер сохранился лучше, так как эти отложения в гораздо меньшей степени затронуты процессами регионального метаморфизма, дошедшего до стадии хлоритовых сланцев.

В этой связи укажем на наличие бластодетритовых известняков, принадлежащих карбонатному комплексу свиты Сибишел и содержащих крупную гальку слюдистых сланцев, образовавшуюся при разрушении пород свиты Саду и сильно затронутую процессами ретроградного метаморфизма. Отмечается также присутствие кварцевых зерен. Были выявлены окатанные зерна микроклина, происходящие из очковых гнейсов свиты Мэгура. Бластодетритовые известняки метаморфизованы лишь в незначительной степени. В них определены остатки известковых водорослей *Riffenites Naumova*. На основании этих определений свита Сибишел отнесена к рифею.

В более молодой свите Рэшинарь признаки обломочного материала также вполне очевидны. Нижний комплекс этой свиты сложен бластоцефитовыми и бластосаммитовыми кварцитами. В основании комплекса были выявлены бластоцефито-алевритовые графитовые кварциты. Верхняя часть комплекса сложена бластосаммито-алевритовыми серицитовыми кварцитами. Первичные структуры хорошо заметны особенно в перечисленных выше двух разновидностях кварцитов. Крупная галька четко выделяется на мелкозернистом фоне породы. В средней части комплекса крупная кварцевая галька интенсивно катаклазирована, ее первоначальные контуры отбиваются по тонким серицито-хлоритовым полоскам, образовавшимся в результате перекристаллизации тонких глинистых пленок, первоначально обволакивающих кварцевую гальку. Цемент кварцитов всегда преимущественно кварцевый, содержащий в небольших количествах хлорит и серицит, иногда сопровождаемый графитом в нижней части комплекса или хлоритоидом в верхней.

Характер некоторых бластодетритовых пород, выявленных при изучении кристаллических массивов центральной части Южных Карпат (подсвита Стяза), дает основание отнести их к очень древним отложениям типа моласс, соответствующим последним этапам развития некоторых докембрийских геосинклинальных циклов.

Комплекс бластодетритовых кварцитов свиты Рэшинарь знаменует собой новый седиментационный цикл и [представлен мелководными

образованиями, залегающими на графитовом комплексе свиты Сибишел. Последний образовался в результате метаморфизации некоторых смешанных отложений параллельного типа.

Анализ состава детритовых метаморфических формаций позволил установить происхождение отложенной в них гальки. В свите Мэгура переотложены гранитоидные породы более древнего фундамента, в то время как в подсвите Стяза и свите Сибишел галька связана с разрушением свит Мэгура и Саду.

Эти процессы переотложения ставят вопрос о наличии стратиграфических и метаморфических перерывов, соответствующих трансгрессиям, которые нередко хорошо поддаются картированию при проведении геологической съемки кристаллических массивов. Особенно четким является трансгрессивный характер формаций свиты Сибишел, которые ложатся на различные горизонты более древних свит. Последние в свою очередь также метаморфизованы и смяты в складки во время предыдущих тектонических этапов складчатости.

Изучение литологического состава различных комплексов, их стратиграфических соотношений и отнесение в некоторых случаях отложений к определенному типу осадка (офиолитовые, флишеподобные и формации, сходные с молассовыми) позволяют представить картину палеогеографического и палеотектонического развития центральной части Южных Карпат.

В. М. ЧЕРНОВ

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ И КОЛЧЕДААННЫЕ ФОРМАЦИИ КАРЕЛИИ

В последние годы при изучении докембрийских комплексов Карелии успешно начали применяться методы осадочной геологии: литологический, литолого-формационный анализы (Кратц, 1955; Соколов, 1961; Чернов, 1959, 1964).

Это стало возможным лишь после того, как было установлено, что в метаморфических породах во многих случаях сохраняются реликты первичных текстур и структур, по которым при учете химического состава пород и их метаморфических превращений возможно восстановить первичную природу этих пород. Творческое применение методов осадочной геологии к изучению метаморфических комплексов открывает новые пути к решению многих вопросов геологии докембрия, которые раньше не затрагивались.

Результаты изучения последних 8—10 лет железисто-кремнистых толщ Карелии с применением литологических методов позволяют в настоящее время подойти к освещению новых сторон проблемы докембрийских железистых кварцитов, таких как фациально-литологическая и формационная характеристика карельских железорудных комплексов, формационные ряды и классификация железисто-кремнистых формаций, генетическая природа вещества, генетические связи железисто-кремнистых и колчеданных формаций и их геохимические особенности.

Стратиграфические и литологические исследования показали, что среди протерозойских комплексов Карелии выделяются две разновозрастные разновидности железорудных толщ, которые резко различаются парагенетическими ассоциациями пород.

Первая разновидность железорудных толщ характеризуется переслаиванием железистых кварцитов с разнообразными, в различной степени метаморфизованными вулканитами кислого состава (лептитовые гнейсы, туфосланцы, геллефлинты, порфириды, метаморфизованные туфобрекчии).

Вторая разновидность железорудных толщ представлена железистыми кварцитами, залегающими в спилитовых и кератофиро-спилитовых вулканических сериях, с которыми также пространственно и генетически связаны крупные залежи колчеданных руд.

Железорудные толщи, находящиеся в ассоциации с метаморфизованными вулканитами кислого состава, пространственно тяготеют к Западно-Карельской структурно-фациальной подзоне карелид, где они известны под названием гимольской серии, которая в виде узкой прерывистой полосы прослеживается в северо-западном направлении вдоль государственной границы с Финляндией (рис. 1).

Большая часть месторождений железистых кварцитов Карелии связана с этой серией (Чернов, Стенарь, 1960, 1961; Кратц, 1963; Чернов, 1964).

По данным автора (Чернов, 1964), гимольская серия в наиболее полных стратиграфических разрезах состоит из четырех свит (суккозерской, костомукшской, межозерской и кадиозерской), которые отлагались в два крупных цикла седиментации (рис. 2). Первый седиментационный цикл

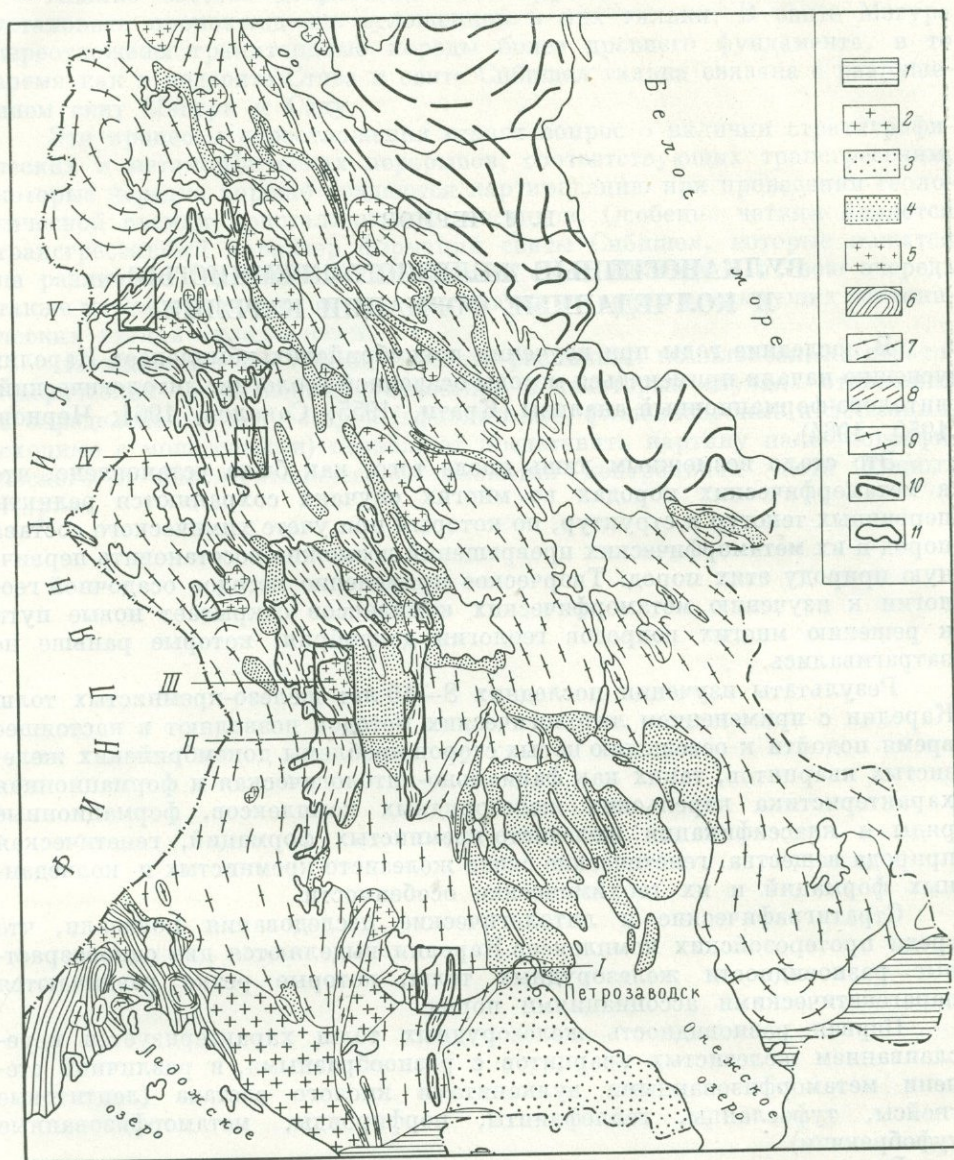


Рис. 1. Схема расположения железорудных районов Карелии (по К. О. Кратцу)

I — Маньгинский район; II — Совдозерский район; III — Гимольский район; IV — Большозерский район; V — Костомукшский район

1 — нижнепалеозойские отложения; 2 — граниты рапакиви (верхний протерозой); 3 — кварциты, кварцито-песчаники (иотний); 4 — отложения суйсарского, ятулийского и сариолийского комплексов; 5 — граниты и гранодиориты; 6 — сланцы и гнейсы ладожской серии; 7 — породы тунгудской, большезерской, ириногорской, хизоварской, парандовской и др. серий; 8 — породы гимольской серии; 9 — гнейсо-граниты, мигматиты, нерасчлененные гнейсы; 10 — гнейсы беломорские; 11 — граница пород гимольской серии

в нижней своей части сложен, главным образом, метаморфизованными терригенными, местами грубокластическими породами суккозерской свиты (Гимольский район) и нижней толщи (Костомукшский район). Заметное место в разрезе этой части цикла занимают также метаморфизованные кислые и средние по химическому составу пирокласты, представленные

в настоящее время туфосланцами, метаморфизованными туфобрекчиями и туфоконгломератами. Железистые кварциты, относящиеся к костомукшской свите, занимают верхнюю часть разреза этого цикла. Мощность пород цикла изменяется от 400 до 850 м.

Второй седиментационно-вулканический цикл гимольской серии состоит в нижней части из кислых вулканитов межозерской свиты, превращенных метаморфизмом в лептитовые гнейсы, плагиопорфиры, кварцево-биотитовые туфосланцы. Мощность пород этой части цикла изменяется от 200 до 400 м.

Верхняя часть второго седиментационного цикла сложена железистыми кварцитами кадиозерской свиты, ритмично переслаивающимися с кварцево-биотитовыми туфосланцами, графитистыми, талько-хлоритовыми сланцами и имеет максимальную мощность 1000 м (Костомукшский район).

Вторая разновидность железорудных толщ, парагенетически связанная со спилитовыми толщами, развита в Восточно-Карельской подзоне и восточном краю Западно-Карельской подзоны карелид Карелии. Наиболее мощные скопления железистых кварцитов этого типа наблюдаются на Совдозерском железорудном месторождении, расположенном в 80 км юго-восточнее Гимольского железорудного района в восточном краю Западно-Карельской подзоны карелид Карелии.

Для нижней части разреза гимольской серии этого района характерно широкое развитие ортоамфиболитов и амфиболовых сланцев, образовавшихся за счет метаморфизма основных эффузивных и частично интрузивных пород, видимая мощность которых составляет 300—500 м. Верхняя часть разреза с видимой мощностью 100—150 м сложена пластами магнетитовых, кварцитов, часто переслаивающихся с эффузивными телами в различной степени измененных плагиопорфиров, пачками кварцево-биотитовых туфосланцев, слюдисто-хлоритовых и графитистых филлитовидных сланцев, содержащих вкрапленность пирита.

По составу и, вероятно, стратиграфическому положению верхняя часть разреза Совдозерского района соответствует второму седиментационному циклу гимольской серии Гимольского и Костомукшского районов, который характеризуется тесной ассоциацией железистых кварцитов с продуктами кислого вулканизма.

В Восточно-Карельской подзоне карелид Карелии железистые кварциты залегают в парандовской, хаутаваарской сериях и ялонваарской свите, являющихся стратиграфическими эквивалентами вышерассмотренной гимольской серии. Эти свиты и серии характеризуются широким распространением в своем составе продуктов вулканизма основной магмы и приуроченностью к ним наряду с железистыми кварцитами многочисленных месторождений и рудопроявлений колчеданных руд. Железисто-кремнистые и кремнистые породы здесь встречаются редко и не образуют крупных скоплений. Небольшие месторождения магнетитовых кварцитов известны лишь в 125 км юго-восточнее Совдозерского района в районе Маньга — Киндасово. Здесь пласты магнетитовых кварцитов залегают в мощной толще метадиабазов и ортоамфиболитов, образовавшихся за счет метаморфизма основных вулканитов. При этом маломощные пачки железистых кварцитов находятся в частом переслаивании с пластами эффузивных метадиабазов. Местами в этой толще наблюдаются маломощные пласты и прослои кварцево-серпичитовых и кварцево-биотитовых графитистых сланцев, насыщенных вкрапленностью сульфидов, и пластовые тела плагиопорфиров и калиевых геллефлинт (Киндасово), аналогичных геллефлинтам Костомукшского месторождения. Верхи и низы разреза этой толщи неизвестны.

По данным Л. Н. Потрубович (Кратц, 1963), в Юго-Западной Карелии в ялонваарской альбитофиро-спилитовой свите залегают пластовые тела колчеданных руд и пачки мощностью до 28 м тонкозернистых, местами

яшмовидных, тонкослоистых кварцитов с тонкими прослоями магнетита. Пласты полосчатых амфиболовых и амфиболо-магнетитовых кварцитов мощностью 10—15 м отмечаются также в южной части Хаутаваарского района в полосе развития терригенно-вулканических отложений хаутаваарской серии, с которой здесь связаны месторождения колчеданов. В составе хаутаваарской серии, наряду с метаморфизованными терригенными породами, широко развиты метаморфизованные основные и кислые аффузивы и их пирокластические производные.

Охарактеризованные выше типы железорудных толщ Карелии широко развиты в докембрии Балтийского щита.

Издавна известны мощные толщи железистых кварцитов, залегающие в лептитовой вулканогенно-осадочной серии Северной и Центральной Швеции (районы Кируны, Геллевары) и полярной Норвегии (Зюдварангер).

Со спилитовыми и кератофироспилитовыми вулканическими толщами ассоциируют железистые кварциты провинции Киттеля в Северной Финляндии.

К этому же типу, вероятно, относятся и мощные железорудные толщи Кольского п-ова, которые, по данным М. Г. Точилина (1963) и П. М. Горяинова (1964), генетически связаны с формированием кератофироспилитовых и спилитовых вулканических толщ.

Частая повторяемость вулканогенных толщ с закономерными парагенетическими ассоциациями пород позволяет подойти к вопросу о выделении среди них формаций.

Исходя из принципов парагенетического анализа, разработанных Н. С. Шатским (1954, 1955), в рассмотренных выше нижнепротерозойских вулканических и вулканогенно-осадочных комплексах Карелии можно наметить два ряда вулканических формаций: лептитовый и кератофироспилитовый. С ними генетически связаны многочисленные месторождения железистых кварцитов и серноколчеданных руд.

Лептитовый ряд вулканических формаций пространственно тяготеет к Западно-Карельской структурно-фациальной подзоне карелид Карелии и по объему соответствует отложениям гимольской серии. В нем по парагенетическим ассоциациям выделяются две железисто-кремнистые формации, сменяющие друг друга во времени: терригенно-вулканическая и вулканическая (лептитовая). Каждая из формаций характеризуется присущими ей ассоциациями пород и особенностями строения (Чернов, 1964).

Терригенно-вулканическая железисто-кремнистая формация залегает в нижней части гимольской серии и по объему соответствует отложениям первого вулканогенно-осадочного цикла. Характерным для этой формации является широкое развитие в ее составе, наряду с вулканическими и железисто-кремнистыми породами, метаморфизованных терригенных отложений и фациальная изменчивость разрезов, обусловленная выклиниванием литологических толщ и замещением по простиранию одних пород другими.

Так, по простиранию Западно-Карельской структурно-фациальной подзоны, с севера на юг, различаются три типа разрезов терригенно-вулканической железисто-кремнистой формации, которые могут быть названы градациями (по Хворовой, 1961).

Костомукшская градация (Костомукшский район) характеризует собой область фациального замещения метаморфизованных кислых пирокластических образований параамфиболитами и амфиболовыми парасланцами. Среди главных членов ассоциации пород этой части формации, наряду с парапородами (амфиболовые парасланцы, параамфиболиты, железистые кварциты), широко развиты метаморфизованные туфобрекчии и туфосланцы кислого состава. Основные вулканыты, измененные до талько-амфиболовых и талько-хлоритовых сланцев, как и графитистые сланцы с вкрапленностью пирита, являются второстепенными членами парагенезиса пород формации. Широкое развитие в составе рассматриваемой градации метаморфизованных пирокластических образований (туфо-

брекчии, туфосланцы) свидетельствует о том, что ее формирование происходило под влиянием вулканизма. Наибольшей мощности железистые кварциты достигают в частях фациального замещения вулканических пород параамфиболитами и амфиболитами и амфиболовыми парасланцами, т. е. в относительно глубоководных условиях (рис. 2). Большезерская градация, развитая в 60—80 км юго-восточнее Костомукшской, характеризуется тесным парагенезисом железистых кварцитов с метаморфизованными песчано-глинистыми отложениями (биотитовые, биотитогранатовые, биотито-ставролитовые гнейсы, мусковито-ставролито-кианитовые кварциты), содержащими в небольшом количестве туфогенный материал (маломощные пласты кварцево-биотитовых туфосланцев). Магнетитовые кварциты в этой части формации залегают в виде маломощных, быстро выклинивающихся по простиранию пластов и линз. Характер ассоциации пород и особенности строения разреза свидетельствуют о том,

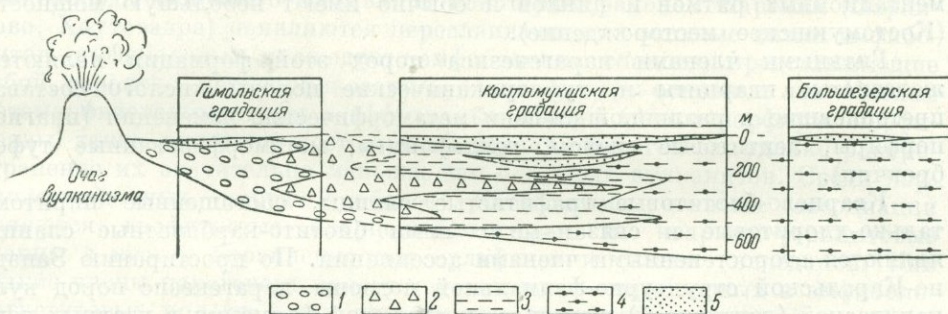


Рис. 2. Схема изменения состава терригенно-вулканической железисто-кремнистой формации в зависимости от фациальных условий седиментации

1 — метаморфизованные гранитные конгломераты и туфоконгломераты; 2 — метаморфизованные туфобрекчии; 3 — туфосланцы; 4 — параамфиболиты, амфиболовые сланцы, глиноземистые и биотитовые гнейсы; 5 — железистые кварциты

что формирование осадков в этой части терригенно-вулканической формации происходило под влиянием вулканизма, но в гораздо большем удалении от вулканических очагов, чем в предыдущей градации.

Гимольская градация характеризует собой область фациального замещения грубообломочных первично-осадочных пород (гранитные конгломераты) пирокластическими грубообломочными образованиями (туфобрекчии, туфоконгломераты). Главными членами парагенезиса этой части формации являются метаморфизованные гранитные конгломераты, туфоконгломераты и туфобрекчии. Железистые кварциты в этой градации наблюдаются редко, в виде маломощных пластов и линз, переслаивающихся с кварцево-серицитовыми сланцами. Иногда отмечаются граувакки, метаандезиты и кварцево-биотитовые туфосланцы.

Широкое развитие в составе рассматриваемой градации гранитных конгломератов, находящихся в переслаивании с туфоконгломератами и туфобрекчиями, свидетельствует о том, что формирование осадков этой части терригенно-вулканической формации сопровождалось вулканической деятельностью и происходило в районах вулканических островов, вероятно, в прибрежной зоне.

В прямой зависимости от фациальных условий седиментации различных частей терригенно-вулканической железисто-кремнистой формации находится концентрация в ней железистых пород. Так, вблизи от очагов вулканизма, в прибрежной зоне (Гимольская градация), где широко развиты грубообломочные отложения (конгломераты, туфобрекчии), железистые кварциты имеют небольшое распространение. По мере удаления от вулканических очагов и замещения обломочных пород туфосланцами относительная роль железистых пород в составе формации возрастает и достигает наибольшего значения в области фациального замещения

туфосланцев параамфиболитами (Костомукшская градация). В частях формации, значительно удаленных от очагов вулканизма (Большезерская градация), мощность железистых кварцитов снова резко сокращается.

Вулканическая (лептитовая) железисто-кремнистая формация по объему совпадает с отложениями второго седиментационного цикла гимольской серии и состоит в нижней части из кислых вулканитов межозерской свиты, а в верхней — из железистых кварцитов и кристаллических сланцев (главным образом, туфосланцев) кадиозерской свиты. Мощность формации изменяется от 500 до 1000 м.

В отличие от терригенно-вулканической железисто-кремнистой формации, в которой железистые кварциты находятся в тесной ассоциации с первично-осадочными породами, в вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации пласты магнетитовых кварцитов переслаиваются с туфосланцами и геллефлинтами, залегая в верхних частях седиментационных ритмов и циклов и обычно имеют небольшую мощность (Костомукшское месторождение).

Главными членами парагенезиса пород этой формации являются железистые кварциты и туфовулканические породы кислого состава, претерпевшие в различной степени метаморфические изменения (плагипорфиры, лептитовые гнейсы, геллефлинты, метаморфизованные туфобрекчии).

Кварцево-биотитовые графитистые сланцы, обогащенные пиритом, талько-хлоритовые и связанные с ними биотито-карбонатные сланцы являются второстепенными членами ассоциации. По простиранию Западно-Карельской структурно-фациальной подзоны парагенезис пород вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации в главных чертах сохраняется без изменений.

Широкое развитие в составе формации вулканитов, отлагавшихся в водной среде (ритмичная слоистость в туфосланцах), свидетельствует о том, что формирование вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации происходило при подводном вулканизме и, вероятно, вблизи от вулканических очагов.

Рассмотренные вулканические железисто-кремнистые формации лептитового ряда в разрезе гимольской серии имеют различное стратиграфическое положение и отражают определенные этапы развития подвижной Западно-Карельской геосинклинальной подзоны карелид Карелии.

Если терригенно-вулканическая железисто-кремнистая формация, налегающая на архейское кристаллическое основание, характеризуется широким развитием в своем составе метаморфизованных терригенных, иногда грубокластических, отложений (Гимольская градация) и отражает собой первый этап геосинклинального развития, когда наряду с погружением имело место широкое распространение воздымающихся вулканических островов, то вулканическая (лептитовая) железисто-кремнистая формация отлагалась в условиях усиления вулканизма и погружения островных архипелагов. Об этом свидетельствует широкое развитие в составе этой формации ритмично-слоистых вулканических толщ и почти полное отсутствие терригенных отложений.

Кератофиро-стилитовый ряд вулканических формаций на территории Карелии пространственно приурочен к восточной и юго-восточной частям карелид Карелии и по объему соответствует отложениям парандовской, хаутаваарской сериям и ялонваарской свите. В нем по парагенетическим ассоциациям пород отчетливо выделяются две формации: железисто-кремнистая и колчеданная.

Железисто-кремнистая формация характеризуется переслаиванием пластов магнетитовых кварцитов исключительно с эффузивными породами основного состава. Примером этой формации могут служить месторождения магнетитовых кварцитов районов Маньги, Киндасова и Совдозера в Центральной Карелии, группа месторождений района Киттеля в Север-

ной Финляндии и, вероятно, месторождения Приимандровского района Кольского п-ова.

Главными членами ассоциации в этой формации являются в различной степени метаморфизованные лавы основного, реже кислого состава, их пирокластические аналоги и железистые кварциты. В качестве второстепенных членов парагенезиса пород встречаются графитистые сланцы, как правило, обогащенные пиритом, кварцево-биотитовые и хлоритовые сланцы, геллефлинты и порфириоды, глиноземистые парагнейсы.

Колчеданные формации имеют широкое распространение на Балтийском щите. В настоящее время они известны в восточной и юго-восточной частях Карелии, в Швеции, Финляндии, где они ассоциируют с терригенно-вулканическими, спилитовыми и альбитофиристо-спилитовыми толщами.

Главными членами парагенезиса в этих формациях служат вулканические породы основного состава. В некоторых районах Карелии (Парандово, Хаутоваара) появляются переслаивающиеся мощные пачки амфиболитов, амфиболовых и слюдисто-амфиболовых сланцев, представляющие собой, вероятно, метаморфизованные слоистые туфы основных лав. Кислые метаморфизованные туфы и эффузивные породы (плагиопорфиры, порфириоды) также являются постоянными членами парагенезиса, однако распространение их значительно меньше, чем основных вулканитов. Среди первично-осадочных пород наиболее устойчивыми членами ассоциации являются графитистые кварцево-биотитовые и кварцево-серицитовые сланцы с густой вкрапленностью сульфидов и телами колчеданов. Как редкие члены парагенезиса присутствуют пласты амфиболовых и амфиболомагнетитовых полосчатых и яшмовидных кварцитов с прослоями, обогащенными магнетитом (Хаутоваара, Ялонваара).

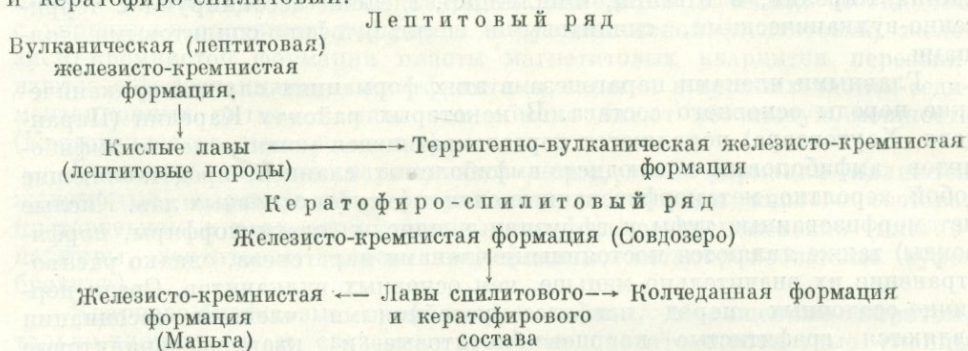
В железисто-кремнистых формациях лептитового ряда всегда присутствуют графитистые сланцы, обогащенные пиритом и пирротинном, которые непосредственно подстилают железистые кварциты, залегающие в нижних частях седиментационных ритмов и циклов.

Эти пиритоносные сланцы рассматриваются как сульфидная фация железистых пород и отличаются от собственно колчеданных залежей меньшим содержанием сульфидов и меньшими мощностями.

По вопросу о генезисе серноколчеданного оруденения в протерозойских отложениях Карелии у исследователей нет единого мнения. Одни исследователи образования колчеданов связывают с протерозойскими гранитами, рассматривая колчеданные руды как гидротермально-метасоматические образования (Г. О. Глебова-Кульбах, 1946; Л. Н. Потрубович, 1950; А. А. Миндлина, 1949). Другие считают их вулканогенно-осадочными образованиями, регенерированными при метаморфизме (С. А. Дюков, 1953; В. М. Чернов, 1959; К. О. Кратц, 1958). Зарубежные исследователи склоняются к мнению, что аналогичные карельским колчеданные месторождения Финляндии и Швеции представлены типичными эксгальтивными рудами, сходными по способу образования с месторождениями Рио-Тинто в Испании (Oftedal, 1958) или приписывают им осадочный генезис (Magno, 1960). У зарубежных исследователей вопрос о сингенетичной природе рудного вещества колчеданов не вызывает сомнений. Разногласия заключаются лишь в том, какому процессу принадлежит ведущая роль в рудообразовании: вулканическому или осадочному.

В докембрии Карелии, как и в Канадском щите и докембрии Австралии, выявлена закономерная ассоциация пиритоносных графитистых сланцев, несущих колчеданные залежи, с вулканическими породами и железистыми кварцитами. При этом установлено, что сульфидные породы часто входят в состав седиментационных циклов железонакпления, закономерно располагаясь в нижних частях циклов, предшествуя отложению железисто-кремнистых осадков. Эта общая закономерность позволяет рассматривать пиритоносные сланцы Карелии и связанные с ними

колчеданные залежи как сульфидную фацию железистых пород, образовавшуюся при вулканическом процессе в условиях восстановительной геохимической среды. Поэтому вопрос о генезисе серноколчеданного оруденения в докембрии Карелии, вероятно, решается в пользу вулканического процесса. Таким образом, постоянная парагенетическая связь железистых кварцитов и колчеданных залежей с пирокластами и метаморфизованными лавами кислого и основного состава указывает на то, что железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии образовались при осадочно-вулканическом типе осадочного процесса. В зависимости от состава родоначальных лав эти формации образуют два ряда: лептитовый и кератофиро-спилитовый.



При сравнении рядов вулканических формаций отчетливо намечается изменение концентраций железа. Так, максимальное количество железа концентрируется в лептитовом ряду железисто-кремнистых формаций. При этом устанавливается, что железо здесь сосредоточено главным образом в виде окисных и силикатных минералов и в меньшей степени в виде сульфидов. В альбитофиро-спилитовом ряду формаций концентрация железа в целом значительно ниже.

Из таблицы видно, что содержание железистых пород в этих рядах меняется не только в количественном отношении, но и в качественном. Эта особенность отражается в преимущественной приуроченности определенных минерально-химических типов железистых пород к определенным железисто-кремнистым формациям или их грациям, а также в характере геохимического фона пород.

Так, в первом ряду для вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации характерно широкое развитие глиноземистого и сульфидного типов железистых пород, тесно связанных с туфосланцами. В этой формации устанавливается следующая смена типов железистых пород в вертикальных разрезах седиментационных циклов: (туфосланцы) → породы глиноземисто-железисто-силикатного типа → железистые породы сульфидного типа → железисто-кремнистые породы силикатного типа → железистые породы окисного и силикатно-окисного типов.

Такая смена железистых пород во времени отражает, вероятно, с одной стороны, химическую дифференциацию вещества, а с другой, изменение геохимической обстановки седиментации, созданной вулканизмом. Судя по строению цикличности пород, намечается следующий ряд подвижности элементов при седиментации, сопровождающейся вулканизмом кислой лавы: алюминий → железо в сульфидной форме → железо в закисной форме (магний и кальций) → железо в окисной форме. Кремнекислота, начинающая выпадать в осадок одновременно с закисным железом, максимума осаждения достигает с окисным железом.

Характерно, что в терригенно-вулканической железисто-кремнистой формации сульфидный и глиноземистый тип железистых пород замещается окисным типом железистых пород, который здесь имеет преимущественное развитие.

Для железисто-кремнистой формации альбитофи́ро-спилитового ряда, генетически связанной с вулканизмом основных лав, характерной геохимической чертой является повышенное содержание кобальта, никеля, хрома и серы. По данным многочисленных анализов опробования железистых кварцитов Маньгинского и Киндасовского месторождений, содержание серы в них 2—3,5%. Это роднит указанную формацию как с колчеданной формацией, так и с сульфидной фацией железисто-кремнистых формаций, относящихся к лептитовому ряду и генетически связанных с проявлением вулканизма кислой лавы.

Группа вулканогенных осадочных джеспилитовых формаций, генетически связанных с вулканизмом основной магмы, рассмотрена Н. С. Шатским (1954) и М. С. Марковым (1959).

Джеспилитовые формации, ассоциирующиеся с лавами и туфами кислого состава как в советской, так и в зарубежной литературе с формационных позиций не рассматривались. Это объясняется ограниченностью их развития в докембрии мира.

Сравнение карельских железисто-кремнистых формаций лептитового ряда с джеспилитовыми формациями, выделенными Н. С. Шатским и М. С. Марковым, показывает их большое сходство.

По парагенезу пород вулканическая (лептитовая) железисто-кремнистая формация Карелии аналогична джеспилитовой формации киватинского типа, а терригенно-вулканическая — джеспилитовой кремнисто-сланцевой формации Н. С. Шатского.

Однако терригенно-вулканическая формация в местах, удаленных от областей вулканизма (Большезерская градация), по ассоциациям пород напоминает отдаленную джеспилитовую формацию Н. С. Шатского, тогда как в областях активной вулканической деятельности она несет черты сходства с джеспилитовой формацией киватинского типа (восточная часть Костомукшской градации).

Железисто-кремнистая формация Карелии, ассоциирующаяся с вулканическими породами основного состава, является полным аналогом вулканогенной железисто-кремнистой формации киватинского типа, широко представленной в докембрийских щитах.

Колчеданная формация, парагенетически связанная с альбитофи́ро-спилитовыми толщами, по своему генезису, вероятно, не отличается от месторождения Рио-Тинто, японских «черных» руд и многочисленных колчеданных месторождений Урала, Кавказа и Алтая, залегающих в диабазо-альбитофи́ровых комплексах, которым многими исследователями приписывается вулканический генезис.

Наряду со сходством наблюдаются и существенные различия, выражающиеся в появлении в докембрийской колчеданной формации железисто-кремнистых пород, которые отсутствуют в послерифейских вулканических комплексах. Эта особенность совместного нахождения колчеданных руд и сульфидных рудопроявлений с железистыми кварцитами джеспилитового типа, вероятно, отражает специфику седиментации докембрийских геологических эпох.

Таким образом, использование литологических методов исследования возможно не только при изучении слабо измененных супракрустальных образований позднего докембрия (иотний, верхний карелий), но и при исследованиях глубоко метаморфизованных и сильно дислоцированных комплексов раннего протерозоя, как это показано на примере железорудных толщ Карелии.

Эти методы, кроме решения частных вопросов геологии того или иного региона, помогут также раскрыть многие, неизвестные в настоящее время особенности седиментации и историко-геологического развития ранних докембрийских эпох и научно подойти к выявлению и объяснению основных закономерностей пространственного размещения и условий образования многих видов полезных ископаемых.

Литологическая и химическая характеристики железисто-кремнистых и колчеданных формаций Карелии

Типы лав формации	Границы	Литологические особенности формации	Типы железистых пород и их распространенность в формациях и градациях				
			окисный	силикатно-окисный	силикатный	глиноземистый	сульфидный
Кислые и средние лавы Территивно-вулканическая железисто-кремнистая	Костомукшская	Резкая фациальная изменчивость формации по простиранию, характерен парагенезис железистых кварцитов с конгломератами, глиноземистыми гнейсами, параамфиболитами и пирокластическими породами кислого состава. Хорошо выражена крупная цикличность мощностью до 120 м. Нижние части циклов сложены туфосланцами, туфобрекчиями или графитистыми сланцами, верхние части — железистыми кварцитами	Многочисленные мощные (100 м) пачки тонкослоистых магнетитовых кварцитов, залегающие в верхних частях седиментационных циклов	Маломощные (2—10 м) пласты магнетито-гронеритовых и биотитовых кварцитов, залегающие в средних частях рудных пачек	Маломощные пласты амфиболовых и биотитовых кварцитов, залегающие в основании рудных пачек	Не обнаружен	Пачки мощностью 0,5—10 м графитистых сланцев с пиритом, залегающие в основании циклов и подстилающие железистые кварциты
	Большезерская		Редкие маломощные (5—10 м) пласты и линзы магнетитовых кварцитов	Маломощные прослой и пласты магнетито-хлоритовых кварцитов и сланцев	Маломощные прослой хлоритовых и амфиболовых кварцитов	Маломощные пласты биотито-кварцево-гранатовых сланцев	Редкие маломощные пласты графитистых сланцев с пиритом
	Гимольская		Маломощные пласты магнетитовых кварцитов	Маломощные прослой магнетито-амфиболовых кварцитов	Маломощные прослой и пласты (0,5—1 м) амфиболовых кварцитов	Не обнаружен	Редкие маломощные пласты биотитовых сланцев с пиритом и графитом

Спайлитовые и каратофировые лавы	Вулканическая (лонгитовая) железисто-кремнистая	Фациально формация не изменяется, характеризуется цикличностью и ритмичностью пород мощностью от десятков сантиметров до 15—20 м. В туфогенных ритмах на впадениях наложения часто отмечаются следы размытия	Маломощные (1—16 м) пласты магнетитовых кварцитов	Представлен магнетито-амфиболовыми и магнетито-биотитовыми кварцитами. Широко развиты в виде пластов мощностью 0,5—10 м	Широко представлен амфиболовыми и биотитовыми кварцитами, ассоциирующими с туфосланцами, часто слагают верхние части туфогенных ритмов или циклов	Многочисленные пласты гронерито-гранатовых, биотито-гронерито-гранатовых сланцев и гранатитов с сульфидами, залегающие в верхних частях туфогенных ритмов. Часто наблюдаются следы размытия	Многочисленные пласты графитистых сланцев, обогащенных пиритом, пирротином мощностью 0,5—20 м; S = 1,5—3,5%
	Железисто-кремнистая	Циклическое чередование маломощных пластов железистых кварцитов с метадиабазами и ортоамфиболитами, местами развиты порфиroidы и пиритовые графитистые сланцы	Редкие маломощные (0,5—10 м) пласты тонкослоистых магнетитовых кварцитов. Характерно повышенное содержание серы	Маломощные пласты магнетито-амфиболовых, магнетито-хлоритовых кварцитов	Редкие пласты гронеритовых кварцитов или кремнистых пород с магнетитом, залегающих в основании рудных пачек	Не обнаружен	Редкие маломощные (1—3 м) пласты графитистых сланцев, обогащенных пиритом, пирротином. Постоянная вкрапленность сульфидов
	Кольчатая	Чередование линзовидных тел колчеданов с графитистыми сланцами, метадиабазами, порфиroidами и их туфами. Местами наблюдаются линзы железистых кварцитов и кремнистых пород с прослоями магнетита	Редкие маломощные (0,5—10 м) пласты и линзы магнетитовых кварцитов		Редкие пласты кремнистых сланцев и кварцитов мощностью до 28 м, содержащих вкрапленность магнетита	Не обнаружен	Мощные пачки графитистых сланцев, обогащенных пиритом. Крупные линзы колчеданов

Типы лав	Формации	Градации	Литологические особенности формации	Типы железистых пород и их распространенность в формациях и градациях				
				окисный	силикатно-окисный	силикатный	глиноземистый	сульфидный
Химическая характеристика железистых пород: ¹ O — коэф. окисления равен $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ F — коэф. железистости равен $\frac{FeO + 2Fe_2O_3}{Al_2O_3 + MgO + CaO + (FeO + 2Fe_2O_3)}$ A — коэф. глиноземистости равен $\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + MgO + CaO + (FeO + 2Fe_2O_3)}$ %				$O > 0,8$ $F = 76-94\%$ $A = 0-4\%$ Fe вал. = 33-47% Fe раств. = 30% Fe сил. = 2-6% $S = 0,1-0,2\%$	$O = 0,25-0,8$ $F = 75-88\%$ $A = 0-7\%$ Fe вал. = 25-35% Fe раств. = 20-30% Fe сил. = 6-20% $S = 0,2-0,4\%$	$O = 0,04-0,25$ $F = 27,6-70\%$ $A = 7-12\%$ Fe вал. = 20-28% Fe раств. = 20% Fe сил. = 20% $S = 0,4-2\%$	$O = 0,06-0,2$ $F = 58-69\%$ $A = 12-14,6\%$ $S = 0,5-2\%$	Fe вал. в графитистых сланцах составляет 10-18%, $S = 1,5-3,5\%$
Первичный состав железистых пород				Тонко переслаивающиеся коллоидные кремнистые, железисто-кремнистые и железистые осадки, в которых железо присутствовало в виде окиси и гидроксиды.	Переслаивающиеся кремнистые и железисто-кремнистые осадки, содержащие наряду с окислами железа значительную примесь закисных лептохлоритов	Кремнистые осадки, переслаивающиеся с прослоями закисных лептохлоритов или железистых карбонатов и окислами железа	Тонкослоистые туфовые, глинистые, глинисто-железистые, кремнистые и железисто-кремнистые осадки, в которых железо было связано, вероятно, в закисных лептохлоритах или карбонатах	Глиноземисто-железистые осадки, обогащенные углеродистым веществом и сульфидами железа, переслаивающиеся с кремнистыми прослоями
Вероятные условия осадконакопления и диагенеза и железистых пород				Окислительная геохимическая среда, в участках морского бассейна, куда не мог поступать обломочный материал.	Слабо окислительная или нейтральная геохимическая обстановка в участках бассейна, куда не мог проникать обломочный материал	Слабо восстановительная или нейтральная геохимическая среда	Слабо восстановительная или нейтральная геохимическая среда. Вблизи вулканических очагов	Резко восстановительная среда с сероводородным заражением

¹ Химическая характеристика относится лишь к породам железисто-кремнистых формаций лептитового ряда.

ЛИТЕРАТУРА

- Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 5, 1955.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. Лаб. геол. докембрия, вып. 16, 1963.
- Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсаплайском синклиории. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. Изд. АН СССР, 1959.
- Соколов В. А. О цикличном строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя Южной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26, 1961.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая фация Южного Урала. Тр. Геол. ин-та, 1961.
- Чернов В. М. Об условиях образования Костомукшского железорудного месторождения. Изв. Кар. и Кольск. фил. АН СССР, № 3, 1959.
- Чернов В. М., Стенарь М. М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии. Сб. матер. по геол. Карелии. Тр. Кар. фил. АН СССР, вып. XXVI, 1960.
- Чернов В. М., Стенарь М. М. Железородная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов. Пробл. геол. Кар. и Кольск. п-ова, 1961.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Изд. Наука, 1964.
- Шатский Н. С. О марганцевых формациях и металлогении марганца. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В сб.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2, 1955.
- Marmo V. On the sulphide and sulphide-graphit Schists of Finland. Bull. Com. Geol. Finl, Helsinki, 1960.
- Oftedal A. Theory of Exhalative—Sedimentary ores. Geologiska Foren. Stockholm Forhandlingar. 492. Band 80. N. I., 1958.

П. М. ГОРЯИНОВ

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ ПРИИМАНДРОВСКОГО РАЙОНА

ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА

Группа месторождений железных руд Приимандровского района расположена в центральной части Кольского п-ова и в структурном отношении тяготеет к Печенгско-Варзугской синклинирной зоне (по Л. Я. Харитонову). Структура Приимандровского района, названная нами антиклинорием, расположена в наиболее приподнятой центральной части этой зоны. Она слагает срединный выступ архейского складчатого основания, погружающегося на северо-запад и юго-восток под структуры соответственно Печенгского и Имандра-Варзугского синклинириев. Отсутствие детальных региональных исследований в данном районе оставляет много неясных моментов в стратиграфии. Мы присоединяемся к мнению исследователей (Полканов, 1964; Кратц и Шуркин, 1960; Салоп, 1960; Семенов, 1960; Vubnoff, 1952, и др.), относивших рассматриваемые отложения к донижнепротерозойским образованиям. В пользу этого свидетельствуют следующие факты: 1) отсутствие стратиграфического перерыва между железистыми кварцитами и гнейсами кольской серии; 2) наличие в толще кварцитов секущих тел гранитоидов; 3) данные абсолютной геохронологии, согласно которым возраст метаморфизма пород железисто-кремнистой формации района составляет 2530 млн. лет, а возраст прорывающих их микроклиновых пегматитов — 2000—1970 млн. лет (по А. А. Полканову и Э. К. Герлингу); 4) состав железистых кварцитов — преимущественно магнетитовый, характерный для архейских формаций; 5) наличие многочисленных вторичных текстур и структур, а также высокотемпературные ассоциации минералов (роговая обманка, гранат, гиперстен).

В этом случае железисто-кремнистая формация Приимандровского района, как и железистые кварциты архея КМА (Доброхотов, 1961), архея Средней Швеции (Magnusson, 1960), серии киватин Канадского щита (Марков, 1962) и др. относятся к первому докембрийскому циклу формирования железисто-кремнистых формаций (по Л. И. Салопу).

В настоящее время породы железисто-кремнистой формации района представлены железистыми кварцитами, амфиболовыми гнейсами и сланцами, амфиболитами, минеральные ассоциации которых соответствуют амфиболитовой ступени метаморфизма.

Вмещающие железистые кварциты, амфиболовые гнейсы и амфиболиты рассматриваются как продукты метаморфизма терригенных и хемогенных осадков. При этом амфиболовые гнейсы принимались условно за метаморфизованные мергелистые осадки, биотитовые гнейсы — за первично песчано-глинистые осадки. О возможности нахождения реликтовых структур в сильно метаморфизованных породах района никем не упоминалось.

Утвердилось представление, что при изучении пород амфиболитовой ступени метаморфизма кончается наше представление об ее истинной природе. Это давало повод к разного рода субъективным построениям, основанным на чисто петрографических описаниях.

Такое положение в науке о древнейших образованиях Земли не могло способствовать ее успешному развитию. Е. В. Павловский указывал, что эти представления нанесли большой вред делу изучения областей господствующего развития кристаллических сланцев. В последние годы, однако, стало выясняться, что первичные текстуры и структуры превосходно сохраняются в породах, испытавших региональный или контактный метаморфизм любой степени интенсивности и смятых в складки (Павловский, 1962).

Работы Ю. И. Половинкиной (1952, 1954); Н. П. Семененко (1956, 1960), И. С. Усенко (1962), А. П. Никольского и А. Н. Ефимова (1960), М. Н. Воскресенской (1954), М. Н. Доброхотова (1961), М. Н. Мануйловой (1960) по Восточному Забайкалью, А. Эскола (1961) по Финляндии, П. Гейера и Н. Магнуссона (Geijer, Magnusson, 1952) по лептитовым гнейсам Швеции и ряд других работ свидетельствуют о том, что к метаморфическим комплексам приложимы все основные литологические методы изучения (с поправкой на метаморфизм).

При изучении пород железисто-кремнистой формации Приимандровского района мы наблюдали сохранившиеся в них реликтовые признаки. Эти признаки У. Грубенманом и П. Ниггли (1933) объединили в следующие шесть групп: 1) геологические, 2) минеральные, 3) признаки современного нахождения, 4) химические, 5) структурные, 6) текстурные.

Геологические признаки. При изучении железорудных месторождений Приимандровского района большинство геологов обращало внимание на взаимоотношение толщ железистых кварцитов и вмещающих их метаморфических пород. При этом не возникало сомнения в согласном залегании гнейсов и сланцев с пластом железистых кварцитов. Согласное залегание этих пород и являлось одним из доказательств терригенно-осадочного происхождения как самих железистых кварцитов, так и вмещающих пород. В последствии обнаружилось, что пласты вмещающих пород обладают крайней невыдержанностью по простиранию, не объясняемой с точки зрения смены метаморфических фаций. В частности, при прослеживании пласта мелкозернистых амфиболитов с бластопорфировой структурой устанавливается, что мощность его на расстоянии 80 м меняется от 40 до 6 м (рис. 1). То же можно сказать о прослоях очковых гнейсов и других пород. Как показали исследования В. А. Дворкина-Самарского и И. В. Белова (1962), породы метаморфического комплекса Северного Прибайкалья также обнаруживают по простиранию крайнее непостоянство состава и мощности. Это позволило указанным авторам полагать, что первичная природа вещества этих пород была если не эффузивной, то эффузивно-осадочной.

Минеральные признаки, как считали У. Грубенман и П. Ниггли, должны отражать минеральный состав первичной природы и быть тесно связанными как с химическими, так и со структурно-текстурными признаками. О первичном минеральном составе метаморфической породы можно уверенно говорить при наличии псевдоморфоз метаморфогенных минералов по первичным. Придавая большое значение учению о псевдоморфозах, В. И. Вернадский указывал, что для силикатов и алюмосиликатов многочисленные реакции переходов из одного соединения в другое установлены путем исследования псевдоморфоз (Вернадский, 1957). Например, роговая обманка амфиболовых гнейсов и амфиболитов рассматривается нами как продукт изменения пироксена.

Нередко можно наблюдать, что идиоморфные зерна роговой обманки состоят не из одного индивида, а из нескольких более мелких призмочек размером 0,05—0,1 мм, ориентированных друг к другу под прямым углом.

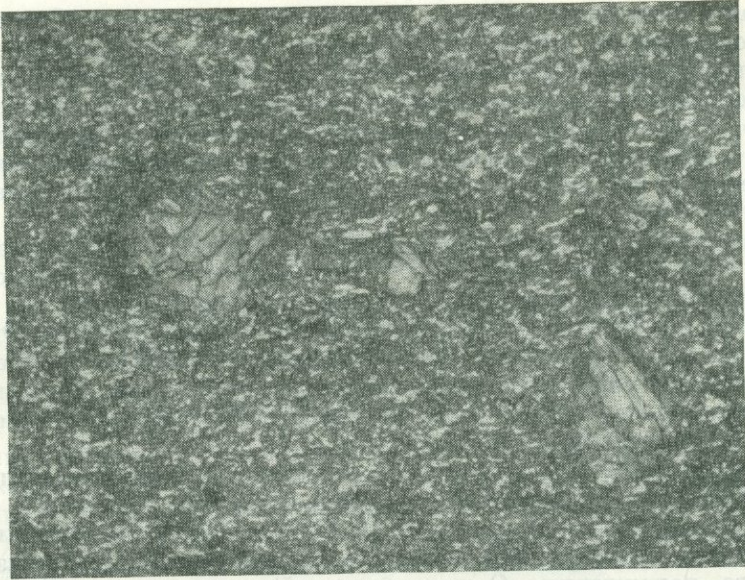


Рис. 1. Блестопорфировый амфиболит. Оленегорское месторождение. Без анализ., увел. 20

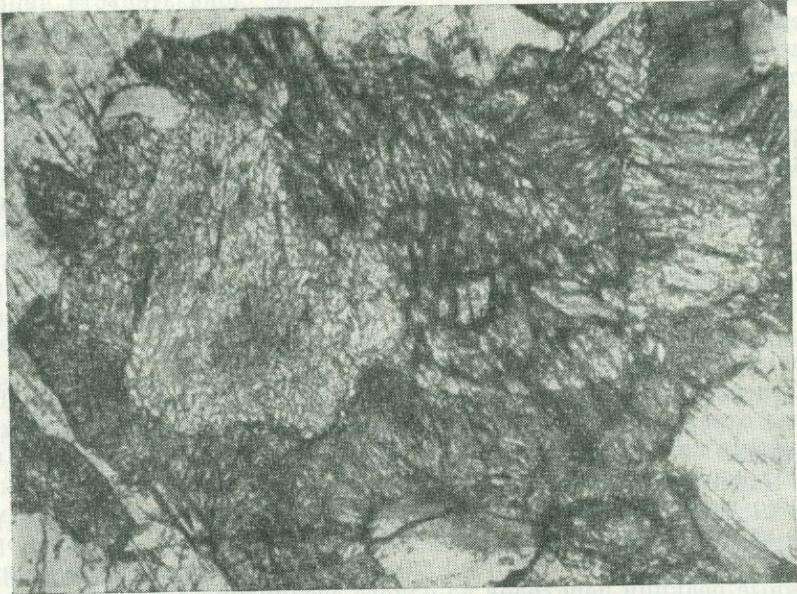


Рис. 2. Полосчатый амфиболит. Реликт пироксена (в центре) в роговой обманке. Оленегорское месторождение. Без анализ., увел. 40

Угасание этих призмочек в зерне одновременное. Наиболее вероятным является предположение, что роговая обманка образовалась по пироксену, а ее сечения с паркетовидным строением отвечают сечению замещенного пироксена со спайностью под углом, близким к прямому. Подтверждением этому явились находки реликтов первичного пироксена среди роговой обманки, окруженной в свою очередь реакционной каймой из цоизита (рис. 2). Причем в продуктах изменения пироксена обычным является сфен. По своим свойствам ($Ng = 1,723$; $Nm = 1,702$; $Np = 1,697$; $Ng - Np = 0,026$; $cNg = 44^\circ$; $2V = 59^\circ$) пироксен близок титан-авгиту или фассаиту, характерным, по В. Н. Трегеру (1960), для магматогенных средних и основных пород и не характерным для метаморфогенного пироксена.

Обычными в бластопорфировых амфиболитах и биотито-амфиболовых гнейсах являются и псевдоморфозы эпидота (или цоизита) по плагиоклазу, замещение его соссюритовым агрегатом.

Признаки совместного нахождения [парагенез] включают в себя не только определенные реликтовые парагенетические взаимоотношения минералов, но и реликтовые парагенетические взаимоотношения между породами единой толщи. Давно известно, что железисто-кремнистые и разного рода метабазитовые образования образуют парагенетически единую формацию. Примером может служить и Оленегорское месторождение, где парагенез железистых кварцитов с амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, имеющими несомненно эффузивную (базитовую) природу, устанавливается постоянно.

Химические признаки. Выяснение химизма метаморфической породы дает, как считали У. Грубенман и П. Ниггли, важное указание на ее первичную природу. Они исходили из того, что химический состав породы в его усредненном виде не претерпевает изменений в зависимости от фаций метаморфизма. Имея в виду случаи явного отсутствия метасоматических явлений, высказывались за сохранность первичного химического состава пород при метаморфизме (Батиева и Бельков, 1960). Причем большинство исследователей считают, что наиболее сильное изменение пород вызывает лишь внутреннее перераспределение компонентов.

Изучение химизма метаморфических пород Приимандровского района показало, что их состав имеет много общего с составом пород, описанных в литературе в качестве метаморфизованных эффузивов среднего и основного состава (Семененко и др., 1956), а также нематаморфизованных эффузивов (дацитовых и андезитовых порфиритов, базальтов, спилитов).

Пересчет химических анализов по методу П. Ниггли показал, что фигуративные точки составов ложатся в разных сечениях в поле изверженных пород (рис. 3).

Структурные признаки. Среди многообразия кристаллобластических структур вмещающих пород района особенно интересны те, которые по ряду признаков можно отнести к реликтовым. По степени сохранности реликтовых структур метаморфические породы района можно разделить на две группы. Первая — породы с несохранившимися реликтовыми структурами. К ним относятся все биотитовые микроклинизированные гнейсы, небольшая часть амфиболитов и биотито-амфиболовых гнейсов. Вторая — породы с установленными в них реликтовыми структурами. К ним относятся эпидото-амфиболовые гнейсы (и сланцы), полосчатые и сланцеватые амфиболиты.

Приуроченность пород этих двух групп к определенным структурам и частям разреза не является случайной. Как показали наши наблюдения, амфиболиты и амфиболовые гнейсы сохраняют наиболее отчетливые реликтовые структуры лишь в призматических частях сильно сжатых синклинальных складок. Чем менее сжатыми оказываются эти складки и чем дальше от призматической части мы наблюдаем амфиболиты, тем хуже оказывается сохранность реликтовых структур. На это недавно указывал В. П. Нау-

Химические анализы метаморфических пород железисто-кремнистой формации Принмадровского (и некоторых других) района Кольского п-ова

№ образца анализа	1179	1774	1719	1707	241/5	263/5	433/5	240/3	Эквиграгер	263/3	1026	208-13	508	515	1128	1200	503	449	265/1	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
Окислы																				
SiO ₂	51.52	74.12	61.56	70.81	59.61	63.64	69.53	59.52	64.47	63.57	65.69	60.70	56.81	57.53	60.46	54.34	64.60	57.17	65.88	
TiO ₂	0.60	0.04	0.34	0.15	0.67	0.45	0.48	0.72	0.78	0.52	0.53	0.39	0.65	0.55	0.76	0.67	0.38	0.62	0.63	
Al ₂ O ₃	16.88	12.26	17.60	15.62	17.33	12.59	16.28	16.44	15.10	14.37	16.38	10.70	16.21	18.88	16.13	16.92	12.87	15.85	15.66	
Fe ₂ O ₃	1.81	0.95	0.87	0.64	2.50	3.17	0.91	4.62	2.62	2.96	1.11	8.43	2.16	0.33	1.05	2.81	3.27	3.30	2.67	
FeO	6.35	2.25	2.85	1.30	3.62	3.83	3.44	1.41	3.75	2.82	4.26	4.37	6.29	5.06	4.48	3.75	5.08	4.00	1.67	
MnO	0.12	0.01	0.08	0.03	0.14	0.16	0.12	0.12	0.07	0.18	0.01	0.19	0.14	0.13	0.06	0.17	0.09	0.11	0.08	
MgO	9.50	3.72	3.25	0.66	2.45	2.13	2.20	2.03	3.15	3.18	1.74	2.25	4.74	4.43	6.00	3.62	2.94	5.12	1.92	
CaO	3.26	0.40	2.36	1.76	3.83	11.13	4.66	4.30	6.63	7.47	3.38	1.46	7.91	6.76	2.14	13.04	6.10	6.59	3.84	
Na ₂ O	3.20	0.39	2.40	5.80	0.20	0.32	0.55	1.11	0.68	2.93	3.08	0.30	3.68	3.08	3.20	3.34	0.14	4.64	3.90	
K ₂ O	2.25	4.56	7.88	1.82	7.59	1.14	0.06	7.08	3.45	1.01	1.79	6.29	0.25	1.97	1.40	0.10	2.85	0.84	1.89	
H ₂ O ⁻	1.02	0.40	0.58	0.28	0.46	0.16	0.43	0.34	0.47	0.26	0.40	0.32	0.32	0.40	0.54	0.30	0.50	0.38	0.68	
H ₂ O ⁺	3.40	0.77	0.88	0.35	1.31	0.73	0.04	1.42	1.63	0.76	1.11	1.62	0.93	1.28	2.80	0.77	1.24	1.28	1.04	
Сумма	100.06	99.87	100.66	100.12	99.36	99.60	99.95	99.32	99.80	100.29	99.48	99.21	100.23	100.40	99.02	100.01	100.11	99.99	100.46	

Главные числа по П. Ниггли

al	25.6	37.8	36.9	46	36.4	25.4	44	35.11	31.2	28.2	39.6	24.5	26.7	33.0	32.3	26.0	27.8	26.8	38.0
alc	11.7	17.3	26.3	33.2	18.1	3.7	2.7	20.0	10.0	12.6	16.8	16.9	10.4	12.5	13.7	8.7	7.2	14.4	20.0
c	8.8	2.2	8.9	9.4	14.9	40.7	22.8	16.6	24.8	26.6	15.0	6.1	23.6	21.5	7.8	36.8	24.0	20.2	16.8
fm	53.9	42.7	27.9	11.4	30.9	30.2	30.5	28.00	34	31.6	28.6	52.65	39.3	33.0	46.2	28.5	41.0	38.6	25.2
c/fm	0.17	0.05	0.32	0.82	0.48	1.34	0.75	0.59	0.73	0.85	0.57	0.12	0.60	0.65	0.17	1.29	0.59	0.52	0.67
Сечение	II	I	III	V	IV	VI	V	IV	V	V	IV	II	IV	IV	II	VI	IV	IV	IV

Примечания: 1, 2, 3, 4 — биотитовый гнейс; 5 — эпидото-биотитовый гнейс; 6 — биотито-цонзитовый гнейс; 7 — гранато-двуслюдяной сланец; 8 — двуслюдяно-эпидото-микроклиновый гнейс (мигматит); 9 — роговообманково-двуслюдяной гнейс; 10 — амфиболо-биотитовый гнейс; 11 — магнетито-биотитовый гнейс; 12 — цонзито-амфиболовый гнейс; 13, 14, 15 — биотито-амфиболовый гнейс; 16, 17 — цонзито-амфиболовый гнейс; 18 — магнетито-цонзито-амфиболовый гнейс; 19 — биотито-амфиболовый бластонофрировый сланец (по эффузивной породе);

Продолжение табл.

№ образца анализа	262/4	569/1	1188	1704	838	840	Скв. 68	Скв. 70	Скв. 70	Скв. 68	—	1186	1024	424/2	429/1	Скв. 3	261/2	43	1140	
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	37а	
Окислы																				
SiO ₂	53.46	59.00	57.42	69.74	68.70	67.80	59.01	56.48	49.30	49.24	51.69	54.13	52.54	54.40	58.49	43.21	53.67	46.60	56.38	
TiO ₂	1.58	0.45	0.51	0.15	0.40	0.43	0.56	0.36	0.38	0.53	0.35	1.44	0.67	1.52	1.14	2.27	1.07	2.84	0.63	
Al ₂ O ₃	14.10	21.50	16.12	15.90	15.11	15.67	16.94	16.58	15.30	14.78	17.46	13.40	11.56	16.02	15.16	10.02	14.14	11.34	17.49	
Fe ₂ O ₃	4.15	0.89	1.80	0.63	1.01	2.23	2.39	4.12	8.02	1.79	2.35	3.44	3.41	3.06	1.86	7.49	2.93	4.55	1.37	
FeO	7.55	1.64	4.51	1.84	2.92	2.72	4.97	4.85	10.76	4.79	9.23	7.80	7.99	6.31	4.97	8.32	8.72	10.76	5.18	
MnO	0.18	0.03	0.07	0.05	0.03	0.03	0.08	0.08	0.06	0.25	0.03	0.20	0.18	0.12	0.20	0.12	0.17	0.02	0.10	
MgO	5.65	2.90	7.91	0.95	4.41	3.47	2.83	2.37	4.11	5.15	6.23	6.22	10.00	3.35	4.06	11.56	5.35	11.50	6.18	
CaO	6.68	2.46	2.78	2.18	1.63	1.71	7.37	3.00	1.72	18.97	10.58	7.96	7.85	5.90	7.90	7.97	7.69	7.82	6.45	
Na ₂ O	3.50	2.10	2.82	6.29	1.43	1.63	1.08	0.40	1.10	0.92	2.22	2.78	2.84	4.26	0.80	2.25	2.91	1.75	3.06	
K ₂ O	0.82	7.36	2.87	1.92	3.17	2.86	2.7	9.60	7.20	1.20	0.20	0.97	0.37	1.93	1.46	1.25	1.29	0.84	1.76	
H ₂ O ⁻	0.54	0.42	0.56	0.34	0.58	0.48	0.15	0.24	0.23	0.12	0.17	0.36	0.50	0.75	0.86	0.21	0.28	0.54	0.72	
H ₂ O ⁺	1.73	1.46	3.47	0.39	0.95	1.21	1.87	1.50	1.43	2.54	0.35	1.02	1.35	1.63	2.72	4.83	1.37	1.55	1.18	
Сумма	100.12	100.41	100.61	100.38	100.34	100.24	99.95	99.58	99.61	100.26	100.86	99.83	99.26	99.95	100.08	99.50	99.59	100.11	100.20	

Главные числа по П. Ниггли

al	22.2	43.5	28.0	42.0	37.4	39.4	32.7	32.8	24.1	19.6	24.3	20.3	16.0	28.1	28.9	12.8	21.8	8.3	29.0
alc	8.3	22.9	13.4	32.6	14.6	14.5	9.3	21.8	16.2	3.9	5.3	9.5	7.0	15.7	5.7	6.5	9.7	2.8	11.5
c	19.3	9.1	8.8	10.4	7.3	7.6	25.7	10.9	4.6	45.6	26.6	22.5	20.0	18.8	27.5	18.6	21.8	20.6	18.6
fm	48.2	24.5	49.8	15.0	40.7	38.5	33.3	34.5	55.1	30.9	43.8	47.7	57.0	37.4	38.1	61.9	46.7	68.9	40.9
c/fm	0.37	0.37	0.18	0.69	0.18	0.20	0.77	0.32	0.08	1.48	0.61	0.47	0.35	0.5	0.72	0.30	0.47	0.30	0.46
Сечение	III	III	II	V	II	II	V	III	I	VI	IV	IV	III	IV	V	III	IV	III	IV

20 — мелкозернистый амфиболовый сланец (амфиболит) с бластонофрировой (актинолитизированной) структурой; 21 — двуслюдяной очковый гнейс; 22 — амфиболо-биотитовый очковый гнейс; 23, 24, 25 — очковый двуслюдяной гнейс; 26, 27, 28, 29, 30 — амфиболовый гнейс (амфиболит); 31 — сланцеватый кварцевый амфиболит; 32 — магнетито-кварцевый амфиболит; 33, 34 — амфиболит; 35 — метадиабаз; 36 — сланцеватый амфиболит; 37 — диабаз; 37а — амфиболит.

Анализы пород из коллекции автора 1—8, 10—25, 31—37а выполнены в химической лаборатории Геологического института Кольского филиала АН СССР аналитиками: К. М. Бабкиной (5, 6, 8, 10—12, 15, 32, 36), А. М. Бондаревой (1, 13, 16, 17, 37), В. Г. Загняйченко (31), Т. М. Иваненко (3, 21—23), Ф. И. Помазовской (2, 4, 14, 18, 19, 24, 25, 38); Т. С. Романовой (7, 33, 34). Анализ 9 приведен по П. А. Гурвичу (1947 г.), анализы 26—29 и 35 — по А. П. Иванову (1962 г.), анализ 30 — по Д. В. Шифрину (1933 г.).

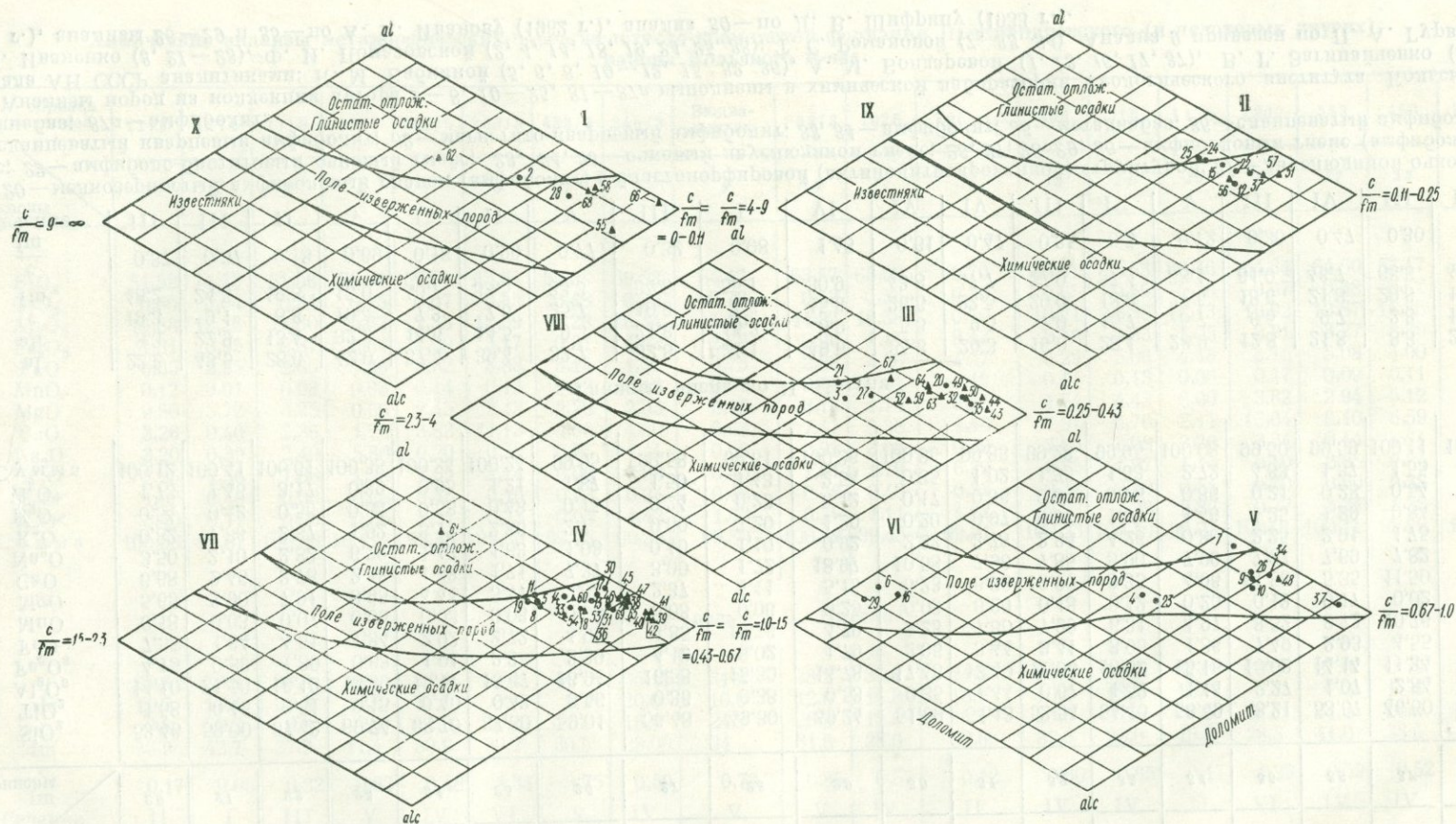


Рис. 3. Проекция фигуративных точек химических составов метаморфических пород Приморского района на тетраэдры П. Ниггли (см. таблицу, 1—37a). Треугольниками обозначены проекции составов аналогичных пород других регионов (38—69)

38 — амфиболит; 39, 40 — сланцевый амфиболит; 41, 42 — альбито-роговообманковый сланцевый апоспилит; 43 — кварцево-биотито-роговообманковый сланец; 44 — альбито-роговообманковый апоспилит; 45 — плагиоклазовый амфиболит; 46 — эпидотизированный амфиболит; 47, 48, 49 — амфиболит; 50 — амфиболовый сланец; 51 — альбито-роговообманковый апоспилит; 52 — эпидиобаз; 53, 54, 55, 56 — апожератофир; 57, 58 — очковый альбито-кварцево-хлорито-серцитовый сланец; 59, 60 — кварцево-хлорито-серцитовый сланец; 61, 62 — аспидный сланец; 63 — альбитизированный диабаз; 64 — альбитизированный порфирит; 65 — офитовый порфирит; 66, 67, 68, 69 — амфиболит

мов (1962) для подстилающих пород Криворожья и КМА. С другой стороны, чем дальше от контакта с железистыми кварцитами, тем амфиболовые гнейсы и амфиболиты сохраняют меньше реликтовых структур. Роговая обманка замещается биотитом, плагиоклаз — альбитом и дальше от контакта — микроклином. Переход от амфиболовых гнейсов к биотитовым (где биотит является псевдоморфным) обычно сопровождается постепенным увеличением микроклина в породе. Очевидно, что пласт железистых кварцитов оказывает экранизирующее влияние для гранитизирующих растворов в силу своей инертности к явлениям гранитизации. Различная сопротивляемость пород к гранитизации объясняется Ю. П. Мельником (1962) с точки зрения представления о равновесности и энергетической анизотропии пород. Он считает, что железистые кварциты являются энергетически изотропными, а их изменения при гранитизации носят эндотермический характер.

К наиболее часто встречающимся реликтовым структурам, наблюдаемым на фоне бластических структур, относятся порфировая и офитовая.

Офитовая (бластоофитовая) структура выражается в том, что призматические зерна плагиоклаза распределены в породе беспорядочно, а промежутки между ними выполнены отдельными кристаллами и агрегатами амфибола, имеющего меньшую степень идиоморфизма (рис. 4).

Порфировая (бластопорфировая) структура выражается присутствием в основной ткани породы, имеющей в общем мелкозернистую структуру, относительно более крупных выделений плагиоклаза или амфибола, для которых можно установить, что они являются дометаморфическими (рис. 5, 6).

Для выделения реликтовых зерен в кристаллобластической ткани породы существует несколько прямых и косвенных признаков:

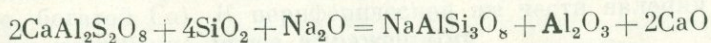
1. Для реликтовых зерен, обуславливающих бластопорфировую структуру, т. е. для вкрапленников, характерны овальные, в различной степени сжатые и вытянутые по сланцеватости формы. Наблюдаемые во вкрапленниках плагиоклаз и кварц характеризуются неровными изъеденными очертаниями зерен, чего не наблюдается в более поздних зернах этих минералов, образованных в процессе перекристаллизации.

2. Процессы перекристаллизации, обуславливают развитие крустификационных структур, которые выражены образовавшимися вокруг зерен вкрапленников регенерационными каемками. Эти каемки состоят из мелких (мельче, чем зерна основной массы) зерен кварца или более кислого плагиоклаза. Образование резорбционных каемок или «теней давления» (зерен, по Фурмарье, 1939) свидетельствует о реликтовом характере тех зерен, вокруг которых они развиваются.

3. Явления перекристаллизации, имеющие место при региональном метаморфизме, сопровождаются перераспределением компонентов. Одним из проявлений их является образование вторичных минералов: эпидота и цоизита, кальцита, серицита и кварца, развивающихся по плагиоклазу.

По измеренности плагиоклаза, которая при одном никеле наблюдается в виде серых пятен, можно судить о его более раннем выделении, чем неизменного плагиоклаза. Нередко контуры предполагаемого зерна плагиоклаза устанавливаются лишь по очертаниям сероватой пленки вторичных минералов.

Химизм процесса замещения средних и основных плагиоклазов в амфиболовых гнейсах и амфиболитах северо-западной части Иртышской зоны смятия, по С. П. Гавриловой (1959), представляется следующим образом:



Анортит

Альбит



Рис. 4. Амфиболит с бластоофитовой структурой. Оленегорское месторождение. С анализ., увел. 35

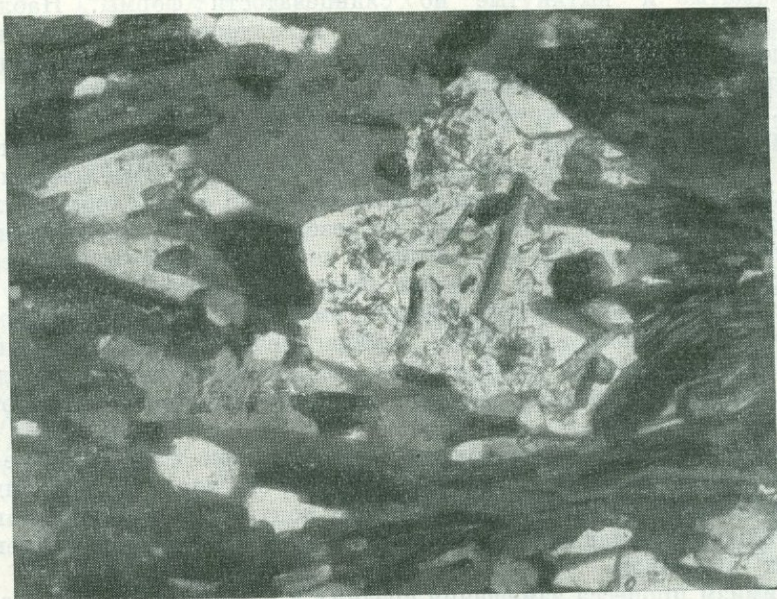


Рис. 5. Бластопорфировый амфиболит. Оленегорское месторождение. С анализ., увел. 25

Глинозем, освобождающийся при реакции, идет на образование роговой обманки, известь — на образование эпидот-цоизита, а кремнезем входит в молекулу кислого плагиоклаза.

4. В единичных случаях наблюдается неполная перекристаллизация реликтового минерала (рис. 7). Основная ткань представлена мелкими зернами кислого плагиоклаза, биотита и в меньшей степени роговой обманки. Овоид (первоначально вкрапленник или, возможно, миндалина) состоит из агрегата более крупных, чем в основной ткани, зерен плагиоклаза (№ 38—40 в середине, и № 34—36 с краев).

5. Явлениями катакластического метаморфизма, проявившегося во время или после перекристаллизации породы, обусловлено наличие бла-



Рис. 6. Бластопорфировый амфиболит. Оленегорское месторождение. Без анализ., увел. 25

стокатакластических структур. Реликтовые зерна (обычно плагиоклаз) раздроблены и представляют собой агрегат, состоящий из новообразованных олигоклаза и кварца.

6. Наблюдаемый во вкрапленниках плагиоклаз является средним и даже основным, что больше характерно для плагиоклаза основных эффузивных пород, чем для плагиоклаза, образовавшегося в процессе метаморфизма.

В тех случаях, когда двойниковое строение из-за сильной измененности видно плохо, основной (или средний) характер плагиоклаза доказывается довольно просто по наличию Са в составе вторичных минералов. Отдельные реликты вкрапленников обнаруживают зональное строение, характерное для средних и основных эффузивных пород.

Ядро зерна состоит из более трудноплавкой аортитовой части, периферия — из более легкоплавкой альбитовой части (разница, по нашим данным, в 5—6% An). В тех случаях, когда двойниковые швы в плагиоклазе не наблюдаются, его зональное строение проявляется в том, что центральная часть реликтового зерна оказывается полностью замещенной (т. е. богатой Са). К периферической же части явления замещения становятся постепенно менее выраженными.

Тектурные признаки. Среди гнейсов, амфиболитов и сланцев различного состава наиболее часто встречающимися являются полосчатые и очковые текстуры.

Полосчатые текстуры обусловлены чередованием полос, сложенных преимущественно лейкократовыми или меланократовыми минералами, обособляющимися нередко в очень тонкие (до 0,5—1 мм) слои (рис. 8). В других случаях полосчатые текстуры обусловлены чередованием более мощных (3—5 см) полос. Происхождение подобных текстур в гнейсах в ряде случаев объясняется их связью с олигоклазовыми и микроклиновыми гранитами. Светлые полосы, согласно существующему положению, рассматриваются как продукты мигматизации. Наши наблюдения показывают, что такие текстуры гнейсов (и амфиболитов) ничего общего с мигматизацией не имеют; они напоминают слоистые текстуры (рис. 9) осадочных и эффузивно-осадочных (или эффузивных) пород.



Рис. 7. Очковый биотито-амфиболовый гнейс. В центре — реликт вкрапленника или миндалины. Оленегорское месторождение

С анализ., увел. 22

Гнейсы очковой текстуры располагаются в виде пластов (рис. 10) вблизи толщ железистых кварцитов. Макроскопически очковый гнейс представляет собой серую сильно рассланцованную породу двуслюдяного или двуслюдяно-амфиболового состава. Среди мелкочешуйчатой биотито-мусковитовой основной массы располагаются довольно равномерно распределенные, сильно вытянутые очки белого, слегка просвечивающего плагиоклаза. Они часто представлены кварцем и агрегатами, состоящими из тонкочешуйчатого мусковита (серицита). Размеры таких очков колеблются в очень широких пределах, от долей миллиметра до 1—1,5 см в поперечнике по короткой оси до 2—2,5 см — по длинной оси, в среднем составляя 0,5—0,6 см. Содержание их в породе 20—25%. Нередко они группируются в хорошо выраженные полосы шириной 3—4 см (рис. 11).

Относительно генезиса очковых гнейсов существует мнение, что большинство из них является следствием метаморфической дифференциации. Однако, в последнее время генезис некоторой части очковых гнейсов рассматривается и с других позиций, которые объясняют образование очков *in situ* (в частности, за счет порфировых выделений, туфобрекчий и др.). Например, П. Эскола (1960) описывает метаморфизованные кварцевые порфиры из свиония Южной Финляндии, очковая текстура которых приводит его к выводу, что полевой шпат кристаллизовался первым из магм, а не возникал в процессе метаморфизма. С. В. Трейвс (Treves, 1960) для докембрийского комплекса Карнилейк Дакинсон, штата Мичиган

(США), С. Боштинеску и В. Недельку (Bostinescu, Nedelcu, 1961) и Идрисиану (Idriscanu, 1960) для докембрия Румынии доказали эффузивный генезис метаморфических пород, исходя из первичной порфиrogenной природы очковых выделений в гнейсах. К такому же выводу пришел и И. Хойзельмайер (Hauselmauer, 1961) для докембрийских серицитовых очковых гнейсов Швейцарии. Он считает, что они образовались из туфопорфиroidных и порфиroidных эффузивов типа кварцевых порфиров. В отличие от порфировых выделений порфиробласты, по М. Б. Бородаевской (1961), характеризуются тем, что в главной массе они по составу аналогичны мигматитам или гранитам. Более поздние порфиробласты, развивающиеся позже вмещающего их базиса, стоят в реакционном ряду более низко, чем породообразующие минералы гнейсов (Бородаевская, 1961). Для порфиробласт не характерны реакционные каймы.

Учитывая петрографический состав очковых гнейсов, характер их залегания, текстуру и структуру, можно сделать следующие выводы:

1. Очковые гнейсы не являются метаморфизованными конгломератами благодаря выдержанному минеральному составу и однообразной форме очков. В связи с этим мы не согласны с предположением Е. А. Гедовиуса о наличии горизонта базальных конгломератов в основании железистых кварцитов¹.

2. Очковые гнейсы в большинстве своем не являются порфиробластовыми, возникшими вследствие мигматизации. Типичные порфиробласты в гнейсах Оленегорского месторождения характеризуются идиоморфизмом кристаллов микроклина. Гнейсы залегают в непосредственной близости от пегматитовых жил.

3. Очковые гнейсы ближе всего подходят к метаморфизованным первично порфировым породам (или туфобрекчиям). Парагенез с амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, являющимися метаморфизован-

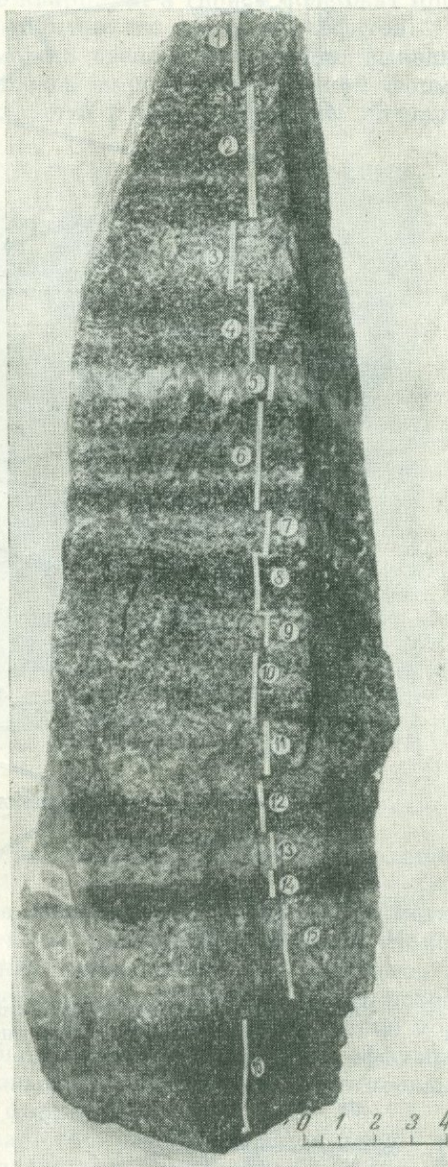


Рис. 8. Полосчатый амфиболит (штуф)

¹ Тем более, что они встречаются не только в основании, но и в кровле железистых кварцитов.

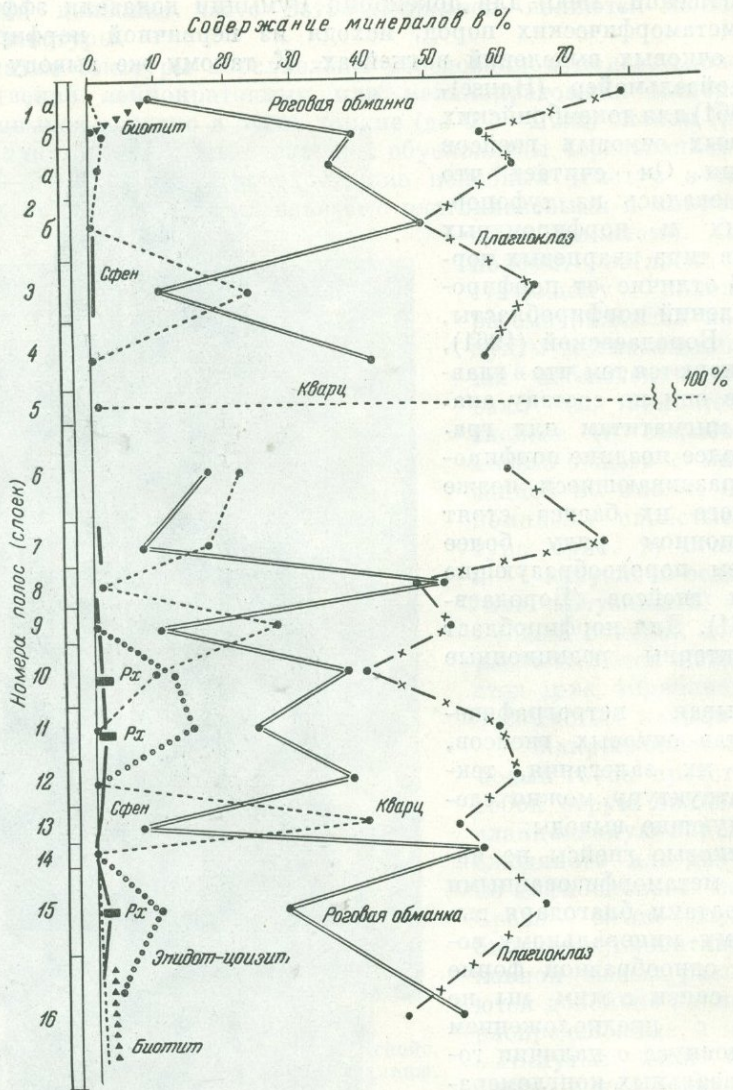


Рис. 9. Вариационная диаграмма минерального состава штуфа (см. рис. 8)

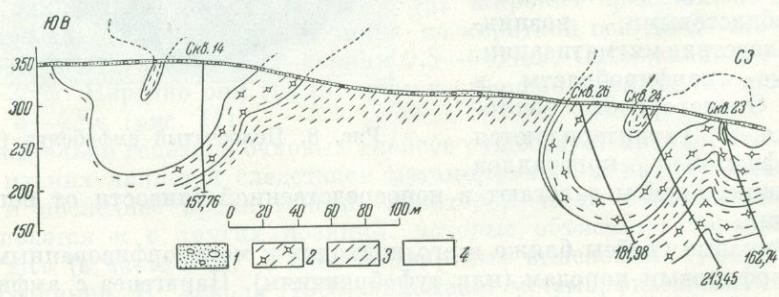


Рис. 10. Геологический разрез Кировогорского месторождения
1 — морена; 2 — очковые гнейсы; 3 — биотитовые гнейсы; 4 — железистые кварциты

эффузивными образованиями, подтверждает их эффузивную природу.

Парагенез очковых гнейсов с амфиболовыми и другими гнейсами, вмещающими железистые кварциты, отмечается В. К. Ермаковым (1959) в тараташской свите (архей — протерозой) Южного Урала. Причем очковые гнейсы подстилают железистые кварциты, а гнейсы содержат прослой метаморфизованных диабазов, порфиритов, их туфов и туффицитов.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Изучение архейского комплекса пород железорудной формации Приимандровского района показало, что к ним применимы литологиче-

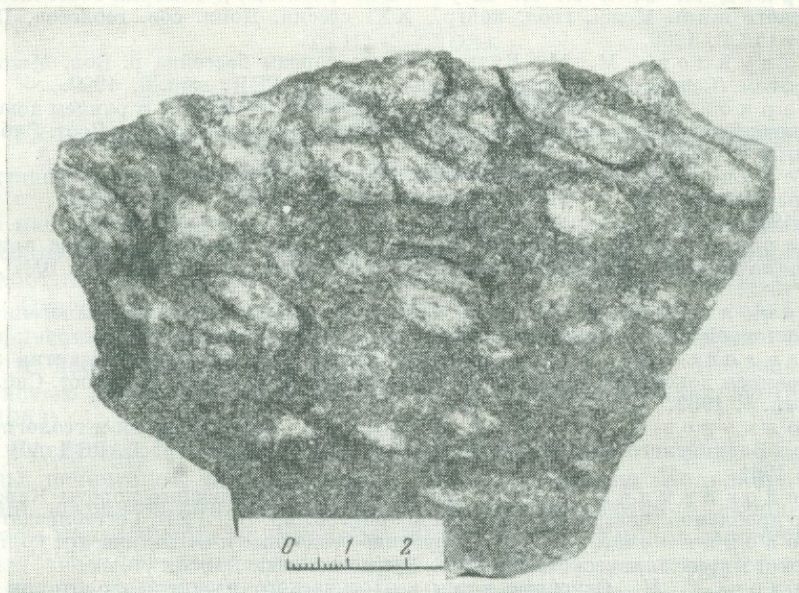


Рис. 11. Очковый гнейс. Оленегорское месторождение

ские методы изучения, основанные на выявлении первичных реликтовых признаков.

2. Сохранность этих признаков зависит от местоположения метаморфической породы в определенной части структуры и разреза. Наиболее благоприятными для их сохранения оказываются призматические части синклиналей и прилегающие к железистым кварцитам части разрезов.

3. По совокупности реликтовых признаков метаморфические породы Приимандровского района могут быть отнесены к первично-эффузивным или осадочно-эффузивным образованиям, по-видимому, относящимся к древней спилито-кератофировой формации.

4. Образование железистых кварцитов рассматривается нами с точки зрения их генетической связи с подводным вулканизмом (Точилин, 1963).

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д., Бельков И. В. О признаках первично-осадочного происхождения кристаллических сланцев и гнейсов Кейв. Вопр. геол., минер., петрогр. Кольского п-ова, вып. 3, 1960.

Бородаевская М. В. Некоторые особенности порфировых выделений различных генетических типов в жильных породах порфирового сложения. Изв. АН СССР сер. геол., № 7, 1961.

Вернадский В. И. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. Изд. 4-е, 1957.

Воскресенская М. Н. Об эффузивном кварцевом порфире в докембрии КМА. ДАН СССР, т. 98, № 3, 1954.

Гаврилова С. П. Парагенетический анализ метаморфических образований северо-западной части Иртышской зоны смятия. Изв. Высш. учебн. завед. геол. и разведка, № 12, 1959.

Грубенман У. и Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Георазведиздат, 1933.

Дворкин-Самарский В. А. и Белов И. В. Магматические и метаморфические формации Северного Прибайкалья. В кн. «Петрогр. Вост. Сибири», т. II. Изд. АН СССР, 1962.

Доброхотов М. Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии. Сов. геол., № 11, 1961.

Ермаков В. К. О составе и генезисе железистых кварцитов в докембрийских отложениях западного склона Южного Урала. Тр. Горногеол. ин-та, Урал. фил. АН СССР, вып. 40, 1959.

Кратц К. О. и К. А. Шуркин. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. Межд. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Пр. IX. Изд. АН СССР, 1960.

Мануйлова М. М. Вулканогенные породы бассейна р. Бол. Мини и их метаморфизм (Северо-Байкальское нагорье). Тр. ЛАГЕД, вып. 9, 1960.

Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). Вопр. геол. и петрол. докембрия, Тр. Вост.-Сиб. ин-та геол., вып. 5, 1962.

Мельник Ю. П. О возможной связи устойчивости пород к гранитизации с их равновесностью и энергетической анизотропией. Геол. журн., т. XXII, вып. 6, 1962.

Наумов В. П. К вопросу о роли подстилающих горных пород при метасоматозе (на примере щелочных метасоматитов Криворожья и КМА). Зап. ВМО, ч. 91, вып. 6, 1962.

Никольский А. П. и А. Н. Ефимов. Геолого-металлогенетический очерк восточной части Украинского щита. Тр. ВСЕГЕИ т. 37, 1960.

Павловский Е. В. Специфика стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Вопр. геол. и петрологии докембрия. Тр. Вост.-Сиб. ин-та геол., вып. 5, 1962.

Полканов А. А. и Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.

Половинкина Ю. Ир. Основные и ультраосновные породы Карсакая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеоллиздат, 1952.

Половинкина Ю. Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Госгеолтехиздат, 1954.

Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. Межд. геол. конгр., XXI сесс. Докл. сов. геол. Пробл. IX. Изд. АН СССР, 1960.

Семенов Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Изд. АУССР, 1956.

Семенов Н. П. Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины. Докл. на II Всес. объедин. сессии по закономерностям размещения полезных ископ. и прогн. картам, 1960.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, 1963.

Усенко И. С. Архейские вулканогенные породы Украинского щита. Вопр. вулканизма. Тр. I Всес. вулканолог. сов. 1959 г. Изд. АН СССР, 1962.

Фурмарье П. Общие соображения о развитии сланцеватости в складчатых толщах. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. 1, 1939.

Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента в Финляндии. В кн. «Физико-хим. пробл. формиров. горн. пород и руд». Изд. АН СССР, 1961.

Vostinescu G., Nedelcu V. Asupra unor roci porfirogene. Natura, ser. geogr.-geol., 13, No. 3, 1961.

Vubnoff S. N. Fennosarmatia. Akad.-Verl., Berlin, 1952.

Geijer P., Magnusson N. H. Geological History of the iron ores of Central Sweden. Rep. of the XVIII Sess. Intern. Geol. Congr. Brit., 1948. Part XIII (Other Subjects), 1952.

Hauselmayer I. Porfiroidische Serizitschiefer vom Mandlkogel im Sausal, Steiermark. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark Grar, 91, 1961.

Magnusson N. H. Age Determinations of Schwedisch Precambrian rockt. Geol. Fören. i. Stockholm, Förhandl. 503, 82, 1960.

Idriceanu T. Consideratiuni petrochimice asupra rocilor porfirogene din Carpatii Oriental (Cristalinul Bistritei si. al Moldovei). An Stiint Univ. Jasi, Sec. 2, 6, No. 2, 1960.

Treves S. B. Inclusions in the Precambrian gneiss of the Carney Lake Complex, Dickinson County, Michigan. Bull. Geol. Soc. America, 71, No. 12, 1960.

С. Н. СУСЛОВА

К ВОПРОСУ О ЛИТОЛОГИИ ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ПЕЧЕНГСКОЙ СЕРИИ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

В настоящее время возросло внимание к изучению первичных литологических признаков в древних осадочно-метаморфических толщах. Анализ работ по этому вопросу был сделан А. В. Сидоренко и О. И. Луновой (1961). Эти авторы на примере исследования докембрийских осадочно-метаморфических пород Кольского п-ова убедительно показали возможность и необходимость их литологического изучения. Исследованием железистых кварцитов на Кольском п-ове также занимался М. С. Точилин (1963).

Представляют интерес осадочно-вулканогенные породы Печенги. Породы печенгской серии развиты на северо-западе Кольского п-ова, где они широкой линзовидной полосой протягиваются в запад-северо-западном направлении примерно на 80 км. В структурном отношении они слагают асимметричный синклиорий с опрокинутым и частично взброшенным по разлому южным крылом. Печенгская серия сложена четырьмя мощными толщами вулканогенных пород, разделенными между собой сравнительно узкими полосами туфогенно-осадочных образований. На основании изучения взаимоотношения туфогенно-осадочных и вулканогенных толщ (Мирская и Суслова, 1963; Загородный, Мирская и Суслова, 1963) в печенгской серии нами выделено четыре свиты, каждая из которых состоит из двух подсвит: нижней подсвиты туфогенно-осадочных и верхней подсвиты вулканогенных пород. Некоторые туфогенно-осадочные подсвиты по литологическому составу подразделяются на пачки. Сводная схема стратиграфического подразделения печенгской серии приведена в таблице.

Осадочно-вулканогенные породы испытали региональный метаморфизм от фации зеленых сланцев до амфиболитовой. Однако в породах, особенно осадочных, сохраняются реликтовые структуры. В осадочных породах хорошо сохранились структурные и текстурные признаки в северном крыле синклиория, где они испытали преимущественно метаморфизм зеленосланцевой фации. В этих условиях осадочные текстуры не подверглись практически никаким преобразованиям. Структурные признаки претерпели некоторые изменения. Но они обычно легко устанавливаются. Это позволяет безошибочно определить первичный состав и строение пород и относить их к тому или иному типу осадочных пород. Хуже первичные осадочные признаки сохранились в призмковых частях и южном крыле синклиория, где породы испытали более интенсивный региональный метаморфизм до амфиболитовой фации и дислоцированы. В результате породы претерпели существенные изменения. Меньше всего метаморфизм отразился на текстурных особенностях, которые легко распознавались. Наиболее существенные метаморфические преобразования

Стратиграфия печенгской осадочно-вулканогенной серии
(средний протерозой)

Свита	Подсвита	Пачка	Разновидности пород	Мощность в м ¹	
				Северное крыло	Южное крыло
Ахма- лахти	Нижнеахма- лахтинская (I осадочная толща)		Полимиктовые конгломераты, гра- велиты, песчаники, валунно-глыбо- вые конгломераты	0—300	0
	Верхнеахма- лахтинская (I вулканоген- ная толща)		Серо-зеленые метадиабазы, диаба- зовые метанорфириты и метаман- дельштейны, метаплагиоорфириты, сланцеватые амфиболиты, биотито- вые и амфиболо-биотитовые сланцы, незначительно туфобрекчии	200— 1200	До 900
Куэтс- ярви	Нижнекуэтс- ярвинская (II туфоген- но-осадочная толща)	1	Филлиты, алевролиты, кварцевые и аркозовые песчаники (и сланцы по этим породам), кварциты	0—200	До 450
		2	Известняки, доломитизированные известняки, доломиты, карбонатные сланцы, известняковые агломераты		
3		Кварциты, полевошпато-кварце- вые и аркозовые песчаники, алевро- литы, филлиты, туффиты и сланцы по этим породам			
	Верхнекуэтс- ярвинская (II вулканоген- ная толща)		Темные метадиабазы, диабазовые метанорфириты и метамандельштей- ны, шаровые лавы, метаплагиоор- фириты, альбитофириты, ортофириты, туфолавы, лавобрекчии, туфы, ту- фобрекчии, зеленые сланцы, сланце- ватые амфиболиты	300— 1400	500— 1700
Колос- йоки	Нижнеколос- йокская (III туфоген- но-осадочная толща)	1	Алевролиты, полимиктовые (грау- вакки) и кварцево-полевошпатовые песчаники и сланцы по ним, квар- циты	0—300	До 550
		2	Аркозы от мелко- до грубозерни- стых с прослоями конгломератов		
3		Известняки, доломитистые извест- няки и доломиты с прослоями из- вестковистых песчаников и кварци- тов, карбонатные сланцы			
4		Песчанистые алевролиты, филли- ты, туфогенные алевролиты, песча- ники и сланцы по ним			
	Верхнеколос- йокская (III вулканоген- ная толща)		Светлые голубовато-зеленые мета- диабазы, их порфириты и мандель- штейны, шаровые лавы, туфы, ту- фобрекчии, туфогенные алевролиты, зеленые сланцы и сланцеватые ам- фиболиты	0—1500	До 1300

¹ Максимальные мощности для вулканогенных толщ даны с точностью первых сотен метров.

Свита	Подсвита	Пачка	Разновидности пород	Мощность в м ¹	
				Северное крыло	Южное крыло
Пильгужрви	Нижнепильгужрвинская (IV туфогенно-осадочная толща)		Филлиты, филлитовидные сланцы, с прослоями алевролитов, песчаников, редко известняков и конгломератов; вверху с прослоями туффитов и туфов; биотитовые, амфиболо-биотитовые сланцы	0—900	До 800
	Верхнепильгужрвинская (IV вулканогенная толща)		Авгитовые диабазы, их порфириды, афаниты, шаровые лавы, туфы, туфобрекчии, туффиты; незначительно кварцевые порфиры и их туфы, пикритовые метапорфириды; метадиабазы, метагаббро-диабазы, зеленые сланцы, сланцеватые амфиболиты	До 1600	

¹ Максимальные мощности для вулканогенных толщ даны с точностью первых сотен метров.

выразились в перекристаллизации цемента и обломков пород, так что первичная структура сохранялась только участками. Но и в таких породах по реликтовым признакам в большинстве случаев возможно определить их первичный литологический состав.

При изучении осадочно-метаморфических пород мы пытались восстановить картину дометаморфического этапа их развития, отбросив наложившиеся метаморфические изменения. Главное внимание при исследовании литологических особенностей пород было уделено изучению тектурных признаков, поскольку они прежде всего помогают выяснить фации осадков и подойти к палеогеографическим построениям. Существенное внимание уделялось выяснению первичного состава осадочных пород, прослеживанию смены их по разрезу и изменения по простиранию.

При описании осадочно-метаморфических толщ основной упор делался на характеристику их первично-осадочных признаков, помогающих восстановить обстановку осадконакопления. Описание дается по отдельным стратиграфическим толщам, начиная с более древних. В связи с тем, что изучение литологии печенгской серии не входило в план тематических работ, мы не имели возможности уделить достаточно времени этому вопросу. Приведенные материалы не претендуют на полноту, а сделанные выводы носят предварительный характер.

НИЖНЕАХМАЛАХТИНСКАЯ ПОДСВИТА (I ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА)

Нижнеахмалахтинская подсвита, залегающая в основании печенгской серии, была встречена в северном крыле синклинали. Разобщенные выходы ее наблюдались в четырех местах: к западу от оз. Куэцс-ярви, на п-ове Кумпола, к северо-западу от Луостари и на правом берегу р. Малая Печенга. Протяженность выходов колеблется от нескольких десятков метров до 300 м. Толща сложена грубообломочными породами: конгломератами, гравелитами, песчаниками. Описываемые породы несогласно с разрывом и крупным перерывом в осадконакоплении залегают на архейских гнейсо-гранитах и гнейсах. С породами вулканогенной толщи контакт их нормально стратиграфический.

Конгломераты¹ составляют около 75% объема толщи. По размеру выделяются галечные, валунные и глыбовые разновидности. По составу конгломераты относятся к полимиктовым. Галька представлена породами, подстилающими печенгскую серию: различными гранитоидами и гнейсами, незначительно амфиболитами, эпидозитами. Количественное отношение тех или иных обломков на отдельных участках меняется и находится в тесной связи с окружающими породами. Гальки окатаны слабо или средне. Цемент сложен песчаниками.

Песчаники и гравелиты слагают среди конгломератов прослой часто линзовидной формы. По составу они относятся к полимиктовым разновидностям. Состав гравийных обломков аналогичен обломкам в конгломератах, песчаные обломки сложены кварцем, плагиоклазом, реже микроклином, слюдами. Цемент базально-порового или базального типа в гравелитах песчано-алевритовый, в песчаниках кварцево-полевошпатово-слюдяной.

Породы претерпели региональный метаморфизм низких ступеней до эпидот-амфиболитовой фации. Наибольшим изменениям подвержен глинистый материал, за счет которого возникают слюдястые минералы и хлорит, алевритовый материал претерпел перекристаллизацию, песчаные обломки испытали процессы регенерации и грануляции, гравийные и галечные обломки в основном подверглись механическому воздействию.

Первичные текстуры

Из первичных текстур Д. Д. Мирской были отмечены слоистость, знаки ряби и следы размыва.

Слоистость. Породы I осадочной толщи повсеместно обладают грубой слоистостью. По морфологическим особенностям в породах толщи различаются три типа слоистости: горизонтальная, волнистая и косая.

Горизонтальная слоистость является наиболее распространенной. В пластах конгломератов ширина слоев колеблется от 2 до 10—20 см и более, в пластах гравелитов — от 2 мм до нескольких сантиметров и в песчаниках — от десятых долей миллиметра до 1—2 см, редко более. Слоистость характеризуется следующими признаками: 1) разным размером обломков; 2) сортировкой обломочного материала; 3) степенью окатанности обломочного материала; 4) составом обломочного материала; 5) составом цемента и соответственно его окраской; 6) неодинаковым содержанием в породе цемента.

Местами наблюдается ритмичная двучленная слоистость. Ритмы состоят в основном из слоев с различным гранулометрическим составом обломков. Мощность ритмов колеблется от нескольких сантиметров в конгломератах до 10—1 мм в песчаниках. Наряду с мелкой ритмичностью имеются ритмы более крупного масштаба. Строение более крупных ритмов двучленное, реже трехчленное. Двучленные ритмы обусловлены переслаиванием мелкогалечных конгломератов с гравийными песчаниками. Трехчленные ритмы представляют собой чередование снизу вверх: крупногалечных, мелкогалечных конгломератов и песчаников. Мощность подобных ритмов колеблется от нескольких десятков сантиметров до 2 м и более.

Волнистая слоистость — слоистость ряби волнений и течений — наблюдалась в конгломератах и реже в песчаниках и гравелитах. Слойки серий с волнистой слоистостью параллельны между собой и серийному шву. Мощность их колеблется от 1—2 до 20—30 см.

Косая слоистость отчетливо выражена только в песчаниках. Представлена она диагональной разновидностью, образующейся в условиях течений водной среды. Мощность косослоистых серий от 10 до 40 см.

¹ Описание толщи приводится по данным Д. Д. Мирской.

Углы наклона косослоистых слоев колеблются от 5 до 30°, мощность — от долей миллиметра до 1—2 см.

Знаки ряби наблюдались только в разрезах, поперечных к слоистости. Они были встречены внутри песчаников, на границах слоев песчаников и конгломератов, песчаников и гравелитов. Валики везде имеют асимметричное строение. Длина волны ряби в разных случаях составляет 1,5—4; 8—4; 0—6,0 см и соответственно высота их 0,4—0; 4—0; 8—15, а индексы ряби (отношение длины волны к высоте) 3,7—4,5—5—4. Согласно определению (Рухин, 1953) эти знаки выражают собой рябь течения.

Следы размыва. О крупных размывах внутри толщи данных не имеется. Небольшие следы в виде неправильно пологоволнистой поверхности пластов, особенно между ритмично слоистыми сериями, встречаются довольно часто.

Условия формирования толщи

Н. А. Курылева (1958) высказала предположение о возможной тиллитовой природе толщи конгломератов. Произведенное исследование толщи не позволяет согласиться с этим предположением.

Согласно Д. Д. Мирской, толща характеризуется следующими главными литологическими особенностями, помогающими расшифровать условия ее образования: 1. Повсеместно развитая в отложениях слоистость: горизонтальная, волнистая, косая, иногда ритмичная и знаки ряби течений и следы размыва. 2. Спорадическое развитие толщи. 3. Исключительно кластогенный характер осадков с преобладанием грубообломочного материала в среднем с умеренной сортировкой и окатанностью обломков. 4. Обломки представлены местными породами. 5. Присутствие в осадках мелкообломочной алевритовой и глинистой примеси. 6. Небольшая мощность толщи, делающая породы сходными с отложениями рек и водных потоков. 7. Умеренная окатанность обломков толщи, свидетельствующая о небольшом пути переноса обломочного материала.

Таким образом, по совокупности признаков породы I осадочной толщи представляются как отложения горных потоков или рек.

Грубообломочный характер отложений свидетельствует о наличии в этот период в области сноса расчлененного рельефа. Кластогенные осадки механического выветривания в I осадочной толще являются ранними представителями нового крупного цикла осадконакопления.

НИЖНЕКУЭТСЯРВИНСКАЯ ПОДСВИТА (II ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА)

II осадочная толща в северном крыле прослеживается узкой прерывистой полосой от оз. Куэте-ярви до оз. Гусиного, в южном — непрерывной полосой на протяжении всего синклиория. Мощность ее в северном крыле колеблется от 0 до 200 м, в южном — от 0 до 250—300 м. В строении подсвиты принимают участие три пачки (см. табл. 1).

Первая пачка слагает нижнюю часть толщи. К низам ее приурочены кварцево-полевошпатовые песчаники с прослоями кварцито-песчаников, алевритов, филлитов и реже аркозовых песчаников. Выше по разрезу преобладают кварциты.

Вторая пачка карбонатных пород играет существенную роль в северном крыле. В низах пачки преобладают доломиты и доломитизированные известняки, в верхних слоях — известняки. В верховьях ручья Кувернерин-йоки верхняя часть пачки сложена известняковыми агломератами. В южном крыле карбонатные породы местами переслаиваются с кварцитами. Мощность ее в северном крыле достигает 130—150 м.

Третья пачка мощностью 2—55 м согласно залегает на карбонатных породах. Нижняя часть пачки сложена кварцито-песчаниками

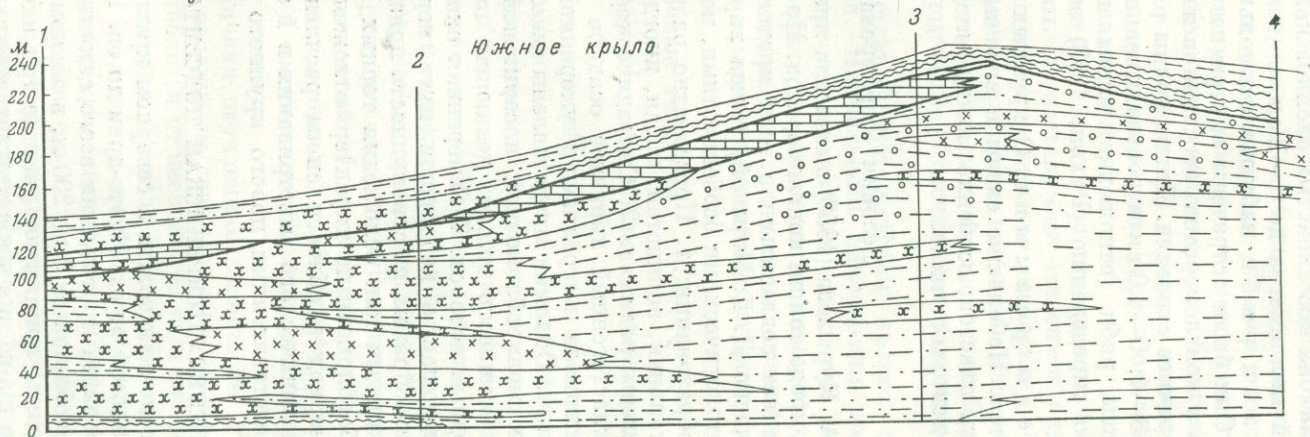
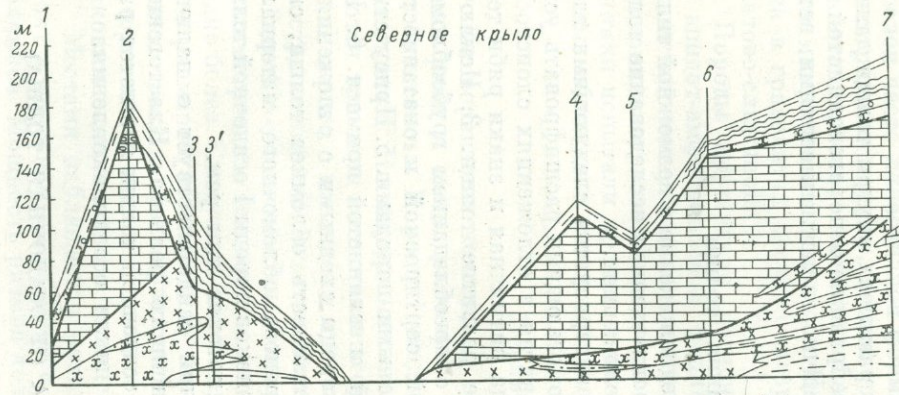
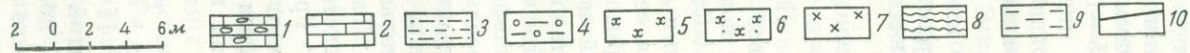


Рис. 1. Литологические профили через II осадочную толщу в северном (участок рч. Кувернерин-йоки — оз. Туль-яур) и южном (участок р. Кассе-йоки — оз. Песчаное) крыльях. Цифрами обозначены линии разрезов

1 — известняковые агломераты; 2 — карбонатные породы; 3 — алевролиты; 4 — песчаные алевролиты; 5 — песчанки (олигомитовые); 6 — аркозовые песчанки; 7 — кварциты; 8 — глинистые осадки (филлиты); 9 — туфогенные породы; 10 — границы между пачками



и олигомиктовыми песчаниками с прослоями филлитов, алевролитов. Верхняя часть пачки представлена алевролитами, туффитами и филлитами. Для того чтобы лучше проследить характер залегания различных пород в плане, были построены литологические профили для северного и южного крыла синклиория. За основу для их построения брались стратиграфические колонки. На литологическом профиле хорошо видно, что толща в целом имеет линзовидное строение (рис. 1). По простиранию в составе толщи наблюдаются изменения, проявившиеся как в северном, так и южном крыльях: 1. В первой пачке в западной и отчасти центральной части преобладают песчаники, восточнее возрастает роль алевролитов, что особенно отчетливо выражено в южном крыле синклиория. 2. Вторая пачка карбонатных пород имеет отчетливое линзовидное строение. 3. В третьей пачке в западной части развиты песчаники, в центральной части возрастает содержание алевролитов и туффитов, восточнее существенная роль принадлежит филлитам.

В строении толщи северного и южного крыльев синклиория имеются следующие различия: 1. Первая пачка более широко развита в южном крыле. 2. Пачка карбонатных пород в южном крыле более маломощная и меньше развита. 3. В северном крыле мощность толщи на небольшом интервале резко колеблется и участками она выпадает из разреза. В южном крыле толща имеет большую мощность и выдержанное залегание.

Типы пород

Породы, слагающие нижнекуэтсярвинскую подсвиту, можно разделить на три группы: обломочные, глинистые и карбонатные.

Обломочные породы в нижней и верхней пачках занимают ведущее положение. По зернистости выделяются породы песчаной, алевроитовой размерности и переходные разности.

Песчаники составляют по мощности около 60—70% для первой пачки и около 40—50% для верхней. По составу обломков они подразделяются на кварцевые, кварцево (80%)-полевошпатовые (20%) и аркозовые (30—35% полевых шпатов) песчаники. По зернистости выделяются мелкозернистые и алевроитовые разности. Среднезернистые песчаники встречаются только среди аркозов. Кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники окатаны удовлетворительно, аркозовые — хуже. По составу цемента выделяется четыре подгруппы песчаников: с кремнистым, кремнисто-глинистым, глинистым и существенно карбонатным цементом. Наблюдается цемент поровый, контактово-поровый, контактовый и базальный.

Метаморфические преобразования песчаников разного состава проявились по-разному. Из обломочного материала наиболее значительному преобразованию подверглись кварцевые обломки, претерпевшие регенерацию, грануляцию. Плагиоклаз, турмалин, апатит испытывали в основном процессы регенерации. В южном крыле в аркозовых песчаниках микроклин замещался альбитом. Цемент пород в зависимости от исходного состава претерпевал различные преобразования. Кремнезем цемента подвергался перекристаллизации и служил источником кремнекислоты при регенерации кварцевых обломков. Глинистый материал цемента полностью перекристаллизовывался и замещался тонкозернистым слюдисто-хлоритовым агрегатом. Обломочный материал сохранялся отчетливо. В южном крыле встречаются разновидности с более сильно измененным цементом, сложенным довольно крупными чешуйками слюд, так что порода превращалась в кварцево-слюдяной или полевошпато-кварцево-слюдяной сланец в зависимости от состава обломков. Карбонатный цемент претерпел лишь перекристаллизацию.

Алевролиты образуют прослой в песчаниках первой пачки и играют существенную роль в верхних слоях третьей пачки. По составу обломков алевролитов выделяются кварцевые и кварцево-полевошпатовые

разновидности. В последних содержится песчаная примесь (10—15%). По составу цемента выделяются алевролиты с глинистым, кремнисто-глинистым существенно хлоритовым (туфогенным) цементом, развитые вблизи вулканогенной толщи. Наиболее развит базальный цемент, реже базально-поровый.

Метаморфические преобразования алевролитов подобны описанным в песчаниках.

Глинистые породы занимают подчиненное положение и в настоящее время представлены филлитами в северном крыле и слюдяными филлитовыми сланцами в южном. На горе Кучин в них появляется кианит. В глинистом веществе обычно содержится обломочная примесь, присутствуют лейкоксен, пирит, углистое вещество.

Карбонатные породы слагают вторую пачку, составляя по мощности до 70% подбиты в северном крыле. По генезису можно выделить следующие три разновидности известняков: органогенные с остатками органики (Курылева, 1958; Любцов, 1960); хемогенные, характеризующиеся криптокристаллической структурой и отсутствием обломочного материала; обломочные часто с косою слоистостью.

Доломиты образовались за счет преобразования известняков и скорее всего относятся к сингенетическим и диагенетическим доломитам.

Метаморфические преобразования карбонатных пород незначительны и выразились в частичной их перекристаллизации. В южном крыле разновидности с глинистой и обломочной примесью преобразовывались в слюдяно-хлоритово-карбонатные сланцы.

Из сказанного следует, что характерным литологическим признаком подбиты является выдержанный литологический состав. Нижняя и верхняя пачки сложены в основном обломочными породами, средняя — карбонатными.

Первичные текстуры

В этом разделе рассматриваются первично-осадочные текстуры: типы слоистости, знаки ряби, следы оползания осадков.

Слоистость. В породах II осадочной толщи различаются три основных морфологических типа слоистости (Рухин, 1953, и др.): горизонтальная, косая и волнистая (слоистость ряби волнений и течений). Отмечаются также переходные типы слоистости: косоволнистая, образующаяся слабыми течениями, и пологоволнистая, возникающая в результате волнения придонных слоев воды, а также линзовидная, эпигенетическая волнисто-линзовидная и слабоволнистая. Описание слоистости произведено нами по основным группам пород.

Слоистость в песчаниках. В песчаниках наблюдались все перечисленные типы слоистости. Наиболее развита горизонтальная слоистость линейного типа. Слоистость характеризуется следующими различными особенностями слоев: составом, зернистостью, составом цемента и окраской.

Мощность слоев варьирует от долей миллиметра до 10—15 см, реже более. Местами встречается ритмичная слоистость. Ритмы, как правило, мелкие и имеют двучленное строение. Нижний первый элемент ритма сложен мелкозернистым кварцито-песчаником, второй — тонкозернистым алевролитовым песчаником или филлитом. Мощность слоев в ритме 0,5—2 см.

Косая слоистость развита в кварцитах и песчаниках первой пачки в северном (иногда южном крыле). Реже она наблюдается в песчаниках третьей пачки. Она представляет собой преимущественно перекрестную слоистость с наклоном серий в разные стороны под небольшими углами (в среднем 10—30°), типичную для мелководных морских отложений (Жемчужников и др., 1940; Рухин, 1953, и др.). Косослоистые серии образуют пологие вытянутые клинья (рис. 2). Границы косослоистых серий чет-

кие, чаще прямолинейные или слабоогнутые. Форма косых слоев также в большинстве случаев прямолинейная, реже слабоогнутая. К кровле серий слои обычно подходят круто, в редких случаях — выполаживаются. Иногда в кровле косослоистых пластов наблюдаются пологие знаки ряби. Мощность косослоистых пластов колеблется от 10 до 20—30 см, мощность серий в них — от 3 до 7 см, мощность слоев — 1—3 мм.

В кварцитах первой пачки присутствует косая волнистая перекрестная слоистость прибрежно-морского типа. Границы раздела серий располагаются под углом друг к другу и имеют вогнутую форму. Слои в сериях располагаются параллельно основанию и имеют также вогнутую форму. Кроме того, в кварцитах встречаются случаи нечеткой мелкой косой слоистости. Обусловлена косая слоистость чаще всего чередованием

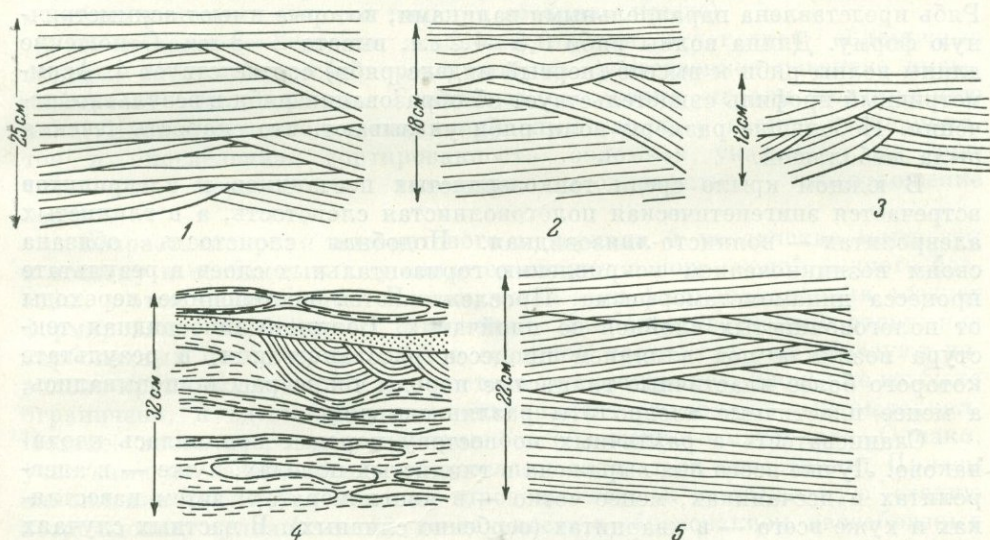


Рис. 2. Косая слоистость во II туфогенно-осадочной толще (зарисовки обнажений).

1, 2 — перекрестная косая слоистость в породах первой пачки; 3 — слоистость прибрежно-морского типа в кварцитах; 4 — линзовидная и мульдобразная слоистость в песчаниках; 5 — перекрестная косая слоистость в известняках

слоев различной крупности зерна, различной окраски и реже различного состава.

Волнистая слоистость развита в песчаниках, содержащих тонкие слои алевритов и филлитов. Слои в серии с волнистой слоистостью параллельны друг другу и серийному шву, имеющему также волнистое очертание. Мощность серий 3—6 см, мощность слоев измеряется миллиметрами. В песчаниках, содержащих прослой филлитов (рч. Кувернерин-йоки), была встречена линзовидная и мульдобразная слоистость, типичная для прибрежно-морских отложений (см. рис. 2).

Слоистость в карбонатных породах. В карбонатных породах наблюдалось два типа слоистости: горизонтальная и косая. Преобладающей разновидностью является горизонтальная, представленная обычно линейным типом. Обусловлена она чередованием слоев различной окраски, с разным количеством примеси обломочного материала, реже различного состава. Мощность слоев колеблется от нескольких миллиметров до 1—2 см. Встречаются более крупные слои (до 1 м), внутри которых выделяются мелкие слои.

Косая слоистость представлена перекрестной слоистостью с наклоном серий в разные стороны под углом 10—40°, характерной для условий

мелководья. Мощность косослоистых пластов колеблется от 40 см до 1 м. Мощность серий измеряется 14—18 см, слойков — 2—5 мм.

Слоистость в алевролитах. В алевролитах широко развита тонкая горизонтальная слоистость. Она представлена чередованием алевролитовых, песчанистых и филлитовых слойков, их разной окраской или разным количеством примесей песчанистого материала в слойках. Мощность слойков колеблется от 1—3 мм до 1—2 см. По морфологическим особенностям горизонтальная слоистость подразделяется на сплошную и прерывистую. В алевролитах имеется, кроме того, мелкая косая и косоволнистая слоистость типа слоистости ряби мелководья. Первая представлена мелкими сериями с полого наклоненными слойками в них. Мощность серий равна 2—4 см, мощность слойков — 1—2 мм. Вторая тесно связана со знаками ряби течений.

Знаки ряби были встречены в кварцитах и алевролитах первой пачки. Рябь представлена параллельными валиками, которые имеют асимметричную форму. Длина волны ряби 0,8—1,2 см, высота 2—3 мм. Отношение длины волны ряби к высоте (первый индекс ряби) соответствует 4. Асимметричный профиль свидетельствует об образовании ряби в результате течения. Небольшие размеры волн ряби указывают, что скорость течения была небольшой.

В южном крыле среди тонкозернистых песчаников и алевролитов встречается эпигенетическая пологоволнистая слоистость, а в глинистых алевролитах — волнисто-линзовидная. Подобная слоистость обязана своим возникновением искривлению горизонтальных слоев в результате процесса динамометаморфизма. Проследиваются постепенные переходы от пологоволнистых слойков до плейчатых. Волнисто-линзовидная текстура возникла под влиянием процесса расщепления, в результате которого более пластичные глинистые породы тонко расщепывались, а менее пластичные алевролиты разлинзовывались.

Сланцеватость в различных по составу породах проявилась неодинаково. Лучше всего она выражена в глинистых породах, хуже — в алевролитах и песчаниках, менее четко — в конгломератах, затем известняках и хуже всего — в кварцитах (особенно сливных). В частных случаях сланцеватость совпадает со слоистостью, подчеркивая ее, в других — не совпадает, располагаясь к слоистости под разными углами и имея, как правило, более крутые углы падения. Аналогичные соотношения сланцеватости и слоистости были описаны О. И. Луневои и А. В. Сидоренко (1961) в кварцитах имандра-варзугской серии и И. В. Бельковым (1963) в кианитовых сланцах Кейв. Совпадение сланцеватости со слоистостью является частным случаем, и к использованию сланцеватости при картировании надо подходить очень осторожно.

Таким образом, слоистость присуща всем породам толщи. Наиболее широко развита горизонтальная слоистость. Косая и волнистая слоистости распространены меньше и приурочены к отдельным пластам. Среди косой слоистости чаще встречается перекрестная слоистость, типичная для мелководных морских бассейнов, наблюдавшаяся в песчаниках первой и третьей пачек и в карбонатных породах. Кроме того, в песчаниках и кварцитах первой пачки северного крыла присутствует слоистость прибрежно-морского типа.

Косоволнистый характер тонкой слоистости в алевролитах может служить указанием на образование их в подвижной среде на небольшой глубине, о том же свидетельствуют знаки ряби.

Выдержанный характер горизонтальной слоистости, развитой во всех породах толщи, в сочетании с составом и структурами пород позволяет предположить, что отложение осадков происходило в основном в сравнительно спокойных условиях в мелководном морском бассейне.

Следы подводнооползневых текстур. В алевролитах третьей пачки были встречены оползневые деформации, которые наблюдались в тонких

слоях и характеризуются сложной морфологией складок (Суслова, 1963). Появлению оползневых текстур способствовали землетрясения, которые в исследованном районе были вызваны вулканической деятельностью.

В породах описываемой толщи имеются следы неглубоких размывов, которые наблюдались в основании некоторых косослоистых или горизонтально-слоистых серий. Поверхность размывов полого-волнистая, карманообразных углублений не наблюдалось. Очевидно, размывы носили кратковременный характер и были вызваны течениями.

Условия формирования толщи

Анализ текстурных особенностей II осадочной толщи в совокупности с их составом и структурами позволил предположить, что породы образовались в мелководном морском бассейне, частично в прибрежно-морских условиях (первая пачка в северном крыле).

В начальную стадию осадконакопления отлагались обломочные породы: алевриты, пески, среди которых существенное развитие имеют кварцевые разновидности. Глинистые отложения играли подчиненную роль. Преимущественно мономинеральный характер песков и алевролитов и определенная сортированность обломков указывают на значительный перенос и, возможно, неоднократное переотложение осадка.

Возрастание роли алевритового материала и увеличение мощности к востоку и особенно к югу свидетельствуют о погружении водного бассейна в этом направлении. В следующий этап осадконакопления следует формирование карбонатных отложений. Наиболее интенсивно отложение карбонатных пород происходит в северной части, где они образуют довольно крупные линзы. На юго-востоке (южное крыло) отложение их было ограничено, и здесь продолжал накапливаться обломочный материал. Позднее вновь возросла роль привноса обломочного материала. Однако, участками на северо-западе продолжали отлагаться известняки. При этом накопление последних местами продолжалось и в начальную стадию возрождения вулканической деятельности с образованием своеобразных «известняковых агломератов» (Суслова, 1963).

На отдельных площадях в северном крыле осадочные породы отсутствуют. Очевидно, это связано с неровностью рельефа. Первоначально эти площади, вероятно, были приподняты и осадконакопления на них не происходило. В южной части, где породы имеют более выдержанное залегание и мощности, по-видимому, характер рельефа морского дна был более спокойный.

Данные по составу осадочной толщи, преимущественно кварцевый состав осадков, присутствие аркозовых разновидностей и незначительная роль в строении толщи туфогенного материала свидетельствуют, что источником сноса служили породы, подстилающие печенгскую серию. Вулканический материал доставлялся в начальную стадию возрождения вулканической деятельности, когда осадконакопление еще продолжалось и вулканические процессы носили локальный характер.

НИЖНЕКОЛОСЙОКСКАЯ ПОДСВИТА (II ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА)

Осадочные породы нижнекологской подсвиты в северном крыле прослеживаются узкой прерывистой полосой от пос. Никель до оз. Туль-яур, в южном крыле — более широкой полосой от границы с Норвегией до оз. Менель-яур. Мощность ее в северном крыле колеблется от 0 до 300 м, в южном — от 0 до 500 м. В этой подсвите выделяются четыре пачки (см. табл. 1).

Первая пачка. В основании первой пачки залегают алевролиты, филлиты, сменяющиеся выше по разрезу мезомиктовыми

и полимиктовыми песчаниками. В центральной части северного крыла развиты граувакки и граувакковые песчаники.

Вторая пачка аркозовых песчаников и конгломератов распространена лишь в центральной части полосы (р. Пику — Колос-йоки) в северном крыле и в районе оз. Поро-ярви — р. Касес-йоки в южном крыле.

Третья пачка карбонатных пород развита локально, с другими породами они залегают согласно.

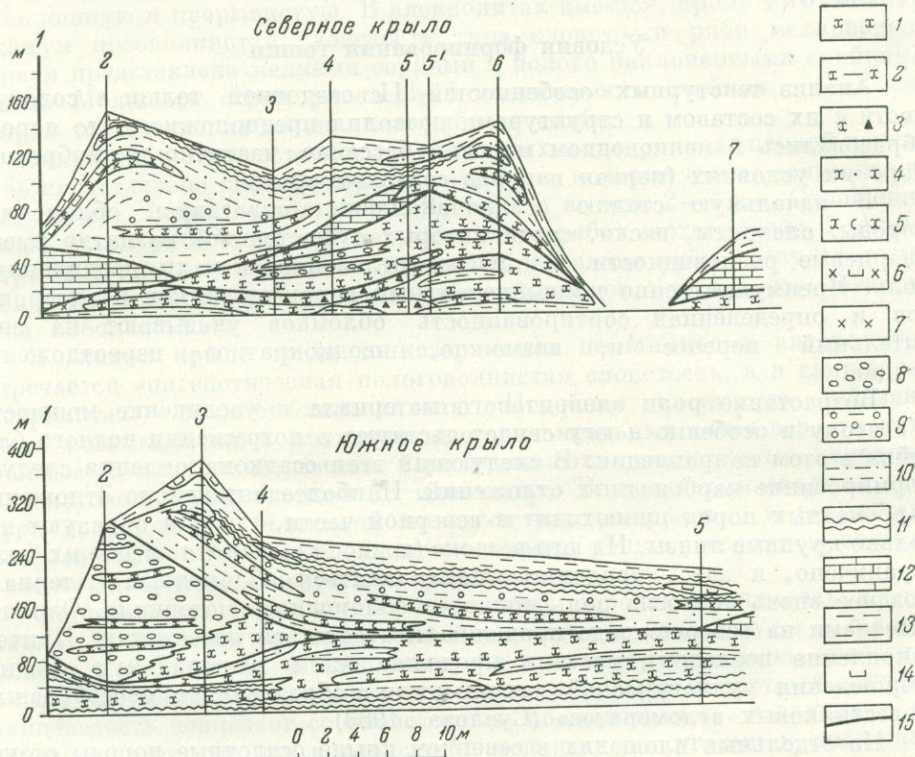


Рис. 3. Литологические профили через III туфогенно-осадочную толщу в северном (участок восточнее пос. Никель — оз. Иллепин-ярви) и южном (участок оз. Поро-ярви — к югу от горы Порьиташ) крыльях. Цифрами обозначены линии разрезов

1 — полимиктовые и мезомиктовые песчаники; 2 — алевритовые песчаники; 3 — граувакки, граувакковые песчаники; 4 — аркозы; 5 — олигомиктовые и мезомиктовые песчаники; 6 — туфо-песчаники; 7 — кварциты; 8 — конгломераты; 9 — песчаные алевролиты; 10 — алевролиты; 11 — глинистые осадки (филлиты); 12 — карбонатные осадки; 13 — туфогенные породы; 14 — туфы; 15 — границы между пачками

Четвертая пачка в нижних слоях сложена в основном мезомиктовыми и олигомиктовыми алевролитами с прослоями кварцево-полевошпатовых песчаников, выше они сменяются филлитами, в верхних слоях — туфогенными породами.

На литологическом профиле видно, что III толща имеет линзовидное строение и изменчивый состав пород по простиранию (рис. 3).

Толща северного и южного крыльев синклинали характеризуется следующими общими чертами: 1. Первая пачка имеет выдержанное простирание. Сложена она в основном полимиктовыми песчаниками, лишь в западном участке северного крыла присутствует линза кварцитов. 2. Вторая и третья пачки распространены не повсеместно и залегают в виде линз. 3. Четвертая пачка прослеживается на протяжении всей полосы осадочных пород.

Различия в строении толщи в северном и южном крыльях заключаются в следующем: 1. Первая пачка более широко развита в южном

крыле. 2. Пачки карбонатных и аркозовых пород в южном крыле развиты меньше. 3. В северном крыле полоса осадочных пород имеет прерывистое строение и отдельными участками выпадает из разреза, в южном крыле толща имеет выдержанное залегание.

Типы пород

Как и во II осадочной толще, выделяются три группы пород: обломочные, глинистые и карбонатные.

Обломочные породы преобладают, по зернистости выделяются конгломераты, песчаники и алевроиты.

Песчаники развиты в первой и второй пачках. В четвертой пачке они играют второстепенную роль. По составу обломков выделяются полимиктовые (аркозы, граувакки), олигомиктовые (кварцево-полевошпатовые, промежуточные разности между ними) и очень редко мономинеральные (кварцевые песчаники) разновидности.

Кварцевые песчаники отсортированы и окатаны средне. В них различается цемент кремнистый, кремнисто-глинистый, карбонатный; по структуре — поровый, контактово-поровый, базальный.

Кварцево-полевошпатовые песчаники отсортированы средне (размер обломков в среднем 0,3—0,6 мм). Полуокатанные, полуугловатые обломки сложены кварцем (70—85%), альбитом + микроклином (20—25%), присутствуют карбонат, слюды, турмалин, обломки диабазы, кремнистых пород. По составу и структуре цемент подобен кварцевым песчаникам.

Аркозовые песчаники отсортированы хуже предыдущих, развиты среднезернистые разновидности. Обломки угловатые, полуокатанные, представлены микроклином (35—55%), альбитом (5—10%), кварцем (до 40%), присутствуют обломки диабазов, альбитофиринов. По составу цемент полевошпатовый, полевошпатово-глинистый, участками сложен окислами железа, по структуре — поровый, контактово-поровый.

Граувакки и граувакковые песчаники отсортированы слабо, преобладают мелкозернистые разности. Обломки угловатые, полуугловатые, полуокатанные, сложены кварцем (15—70%), плагиоклазом + микроклином (15—55%), обломками пород (55%): диабазов, кварцитов. Цемент сложен агрегатом серицита, хлорита и глинистых минералов, возникших за счет изменения обломочного материала, часто полевых шпатов.

Конгломераты присутствуют во второй пачке, встречено две их разновидности: полимиктовые и туфогенные.

Полимиктовые конгломераты р. Пику — Колос-йоки имеют сероватую окраску. Размер галек в среднем 2—4 см, единичные до 20 см. Гальки окатаны слабо, реже средне, представлены микроклином и жильным кварцем, присутствуют единичные гальки кварцита, альбитофира, ортофира, диабазы (II толща). Цемент сложен аркозом. Состав конгломератов свидетельствует об образовании их в основном за счет разрушения гранитов и незначительно за счет разрушения нижележащих пород печенгской серии. Переслаиваемость конгломератов с аркозами и согласное залегание с другими породами толщи свидетельствуют, что они являются внутриформационными.

Туфогенные конгломераты оз. Поро-ярви образуют крупную линзу длиной 3,5 км и шириной до 600 м. Конгломераты отсортированы плохо, размер гальки колеблется от 1—2 до 10—15 см. Гальки окатаны слабо и состоят из обломков местных пород: плагиопорфиритов (85—90%), амфиболо-плагиоклазовых порфиритов и туфов. Цемент сложен туфогенным, реже песчано-глинистым материалом. Состав конгломератов указывает на образование их за счет размыва нижележащих пород печенгской серии. По своему геологическому положению они являются внутриформационными образованиями.

Алевролиты образуют прослой среди песчаников в первой пачке. Они также развиты в четвертой пачке. Выделяются олигомиктовые — кварцево-полевошпатовые и туфогенные разновидности. В них наблюдается кремнистый цемент, кремнистый и глинистый (иногда с примесью туфогенного материала).

Глинистые породы, филлиты, присутствуют в первой и четвертой пачках, составляя от 5 до 30% мощности последних. Среди них имеются разновидности, обогащенные углистым веществом вплоть до образования углистых сланцев.

Карбонатные породы. По составу среди них выделяются известняки, доломиты и доломитизированные известняки. Наиболее распространены разновидности, содержащие обломочную или глинистую примесь.

Таким образом, характерной особенностью толщи является полимиктовый состав осадков. Метаморфические преобразования пород III толщи подобны описанным в породах нижекуэтсарвинской подбиты.

Первичные текстуры

Из первичных текстурных признаков в породах были обнаружены слоистость и следы размыва.

Слоистость наблюдалась во всех разновидностях пород. Она представлена в основном двумя морфологическими типами; горизонтальной (развитой по осевому) и косой. Реже присутствует волнистая и эпигенетическая слоистость, подобная описанной во II толще.

В песчаниках наблюдается горизонтальная слоистость и косая. Горизонтальная слоистость линейного типа присутствует почти повсеместно

и выражается следующими признаками: 1) чередованием слоев различного гранулометрического состава; 2) различным составом цемента в соседних слойках; 3) наличием слоев алевролитов и филлитов. Мощность слоев варьирует от нескольких миллиметров до 1 м. Наиболее грубая слоистость развита в аркозах. Косая слоистость обнаружена в песчаниках второй пачки северного и южного крыльев. Косослойные пласти мощностью в среднем от 15 до 50 см состоят из нескольких серий мощностью от 4 до 10 см. Серии сложены веерообразно расходящимися слойками, мощность которых меняется от подошвы к кровле. Слойки к нижней границе серий вышележаются, в верхней части они срезаются вышележащей серией. Границы раздела серий направлены под углом друг к другу (рис. 4). Подобная слоистость была описана в кварцитах р. Еловой (Сидоренко и Лунева, 1961) и относится к прибрежно-морскому типу.

В туфогенных песчаниках третьей пачки, содержащих прослой филлитов, наблюдалась полого-волнистая, реже волнистая слоистость, образование которой связано с волновым колебательным движением среды отложения.

В карбонатных породах, алевролитах и филлитах была отмечена лишь горизонтальная слоистость, которая представлена чередованием слоев: 1) различного состава; 2) различной окраски; 3) различной зернистости. Размер слойков в карбонатных породах колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. В алевролитах и филлитах слоистость тонкая и измеряется долями или несколькими миллиметрами. Преобладающим развитием пользуется слоистость линейного типа. В фил-

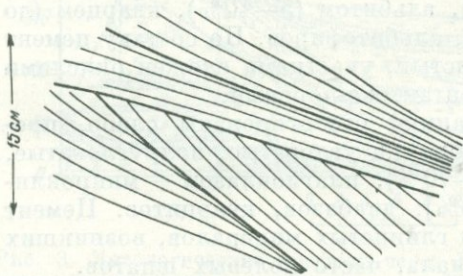


Рис. 4. Косая слоистость в песчаниках второй пачки (ниже — колосийокская подбиты)

литах, кроме того, встречается прерывистая и иногда линзовидная слоистость.

В ряде случаев в описываемой подсвите наблюдались следы неглубоких размывов. Проявляются они в небольших неровностях пластовых поверхностей и в размыве участками отдельных слоев, обломки которых присутствуют в покрывающих их отложениях.

Условия формирования толщи

Изучение состава, структур и текстур пород, слагающих III толщу, позволяет сделать некоторые заключения об условиях их формирования. В период затишья вулканической деятельности во впадине начал откладываться алевритовый и глинистый материал. Однако колебательные движения продолжались, что обусловило поднятие отдельных участков и размыв нижележащих толщ с образованием граувакк, граувакковых песчаников, а затем аркозов и внутриформационных конгломератов. Полимиктовый состав осадков указывает на образование их на тектонически активной территории. В дальнейшем при установившейся общей направленности к погружению и при более спокойном тектоническом режиме произошло отложение линз известняков, а также глинистого и (мезомиктового и олигомиктового) обломочного материала. На отдельных участках наблюдалось возрождение вулканической деятельности, носящей локальный характер, результатом чего явилось образование маломощных туфогенных прослоев. Период осадконакопления сменился интенсивной вулканической деятельностью с образованием мощной вулканогенной толщи свиты колосйоки. Изучение состава осадочно-вулканогенной толщи позволяет прийти к выводу, что источником сноса служили как породы, подстилающие печенгскую серию, так и отчасти породы нижних толщ данной серии. Главными источниками сноса продолжали быть породы основания. Количество вулканогенного материала по сравнению с нижнекуэтсарвинской подсвитой возросло. Присутствие в осадках косой и волнистой слоистости позволяет прийти к выводу, что формирование их, как и пород III осадочной толщи, происходило в мелководном морском бассейне (вторая пачка отлагалась в прибрежной зоне), но в условиях активных тектонических движений.

НИЖНЕПИЛЬГУЯРВИНСКАЯ ПОДСВИТА (IV ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА)

Описываемая толща по сравнению с другими имеет наиболее выдержанное залегание и наибольшую мощность (до 700—800 м). Для выяснения характера положения пород в плане в центральной части нижнепильгуйярвинской подсвиты был построен литологический профиль (рис. 5). Толща в основном сложена глинистыми осадками с линзами песчаников, алевролитов, туффитов, туфов. Туфы и туффиты наиболее развиты в верхних слоях толщи и содержание их убывает в восточном направлении (Елисеев и др., 1961). Кроме того, в толще встречаются линзы внутриформационных конгломератов (Загородный, 1962). Характерной чертой толщи является значительное содержание в осадках туфогенного материала.

Первичные текстуры

Из первичных осадочных текстур в описываемой толще были отмечены слоистость и знаки ряби.

В алевролитах и филлитах широко развита горизонтальная слоистость, которая определяется чередованием слоев различного состава и различного цвета. Слоистость обычно тонкая. Слойки иногда имеют линзовидную форму или прерываются по простиранию. Встречается

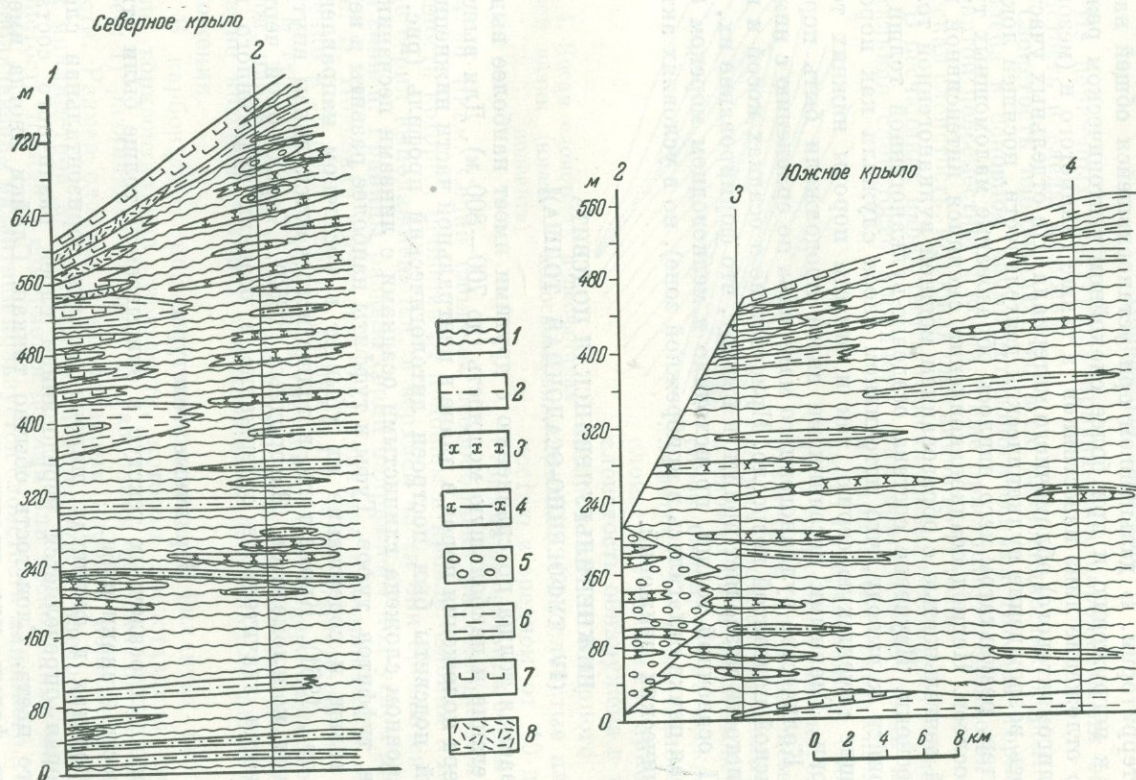


Рис. 5. Литологические профили через нижнеильгуярвинскую подсистему в центральном участке. Цифрами обозначены линии разрезов

1 — филлиты 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — алевритовые песчаники; 6 — туффиты; 7 — туфы; 8 — диабазы

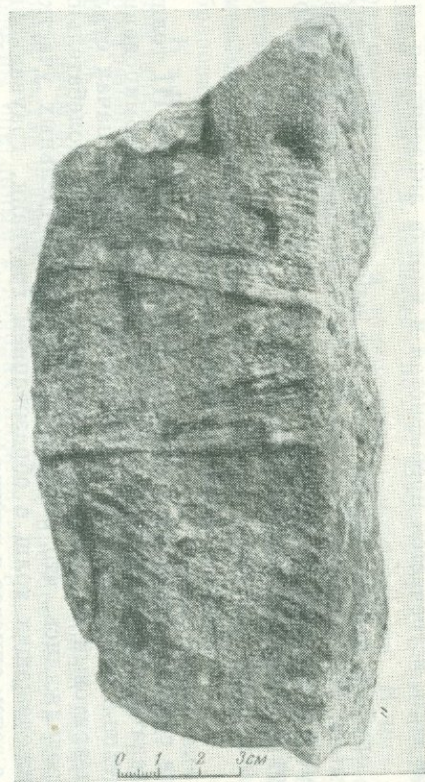


Рис. 6. Перекрестная слоистость в песчаниках 4-ой толщи

ритмичная слоистость. Ритмы имеют двух-, реже трехчленное строение, обусловленное чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов и филлитов или алевролитов и филлитов.

В алевролитах, кроме того, отмечается косая и волнистая слоистость. Косая слоистость часто имеет прерывистый характер. Косослоистые серии маломощные (1—3 см) с пологим наклоном слоев мощностью 1—1,5 мм. Встречаются серии, образующие пологие вытянутые клинья или серии с криволинейной формой слоев, выполаживающихся к подошве, а иногда и к кровле. Эта слоистость возникает при малых скоростях движений вод и относится к типу слабых донных течений (Рухин, 1953). Границы между сериями нечеткие. Иногда косослоистые серии образуют постепенный переход к волнистой слоистости.

Слоистость. В песчаниках отмечено три типа слоистости: горизонтальная, косая и волнистая. Горизонтальная слоистость характеризуется чередованием слоев различного состава и зернистости, мощность которых колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 см. Косая слоистость в песчаниках является перекрестной (рис. 6). Мощность косослоистых пластов в среднем равна 10—15 см, состоят они из нескольких серий мощностью 4—5 см. Мощность слоев 1—3 мм. В этих же песчаниках встречаются мелкие косые серии, переходящие в волнистую слоистость. Кроме того, в них отмечается прерывистая и линзовидная слоистость.

Знаки ряби были отмечены Г. И. Горбуновым и Н. А. Корниловым в песчаниках (р. Саукер-йоки). Они выражены параллельными несколько асимметричными валиками. Длина волны ряби 10—11 см, высота до 2 см. Отношение длины волны к высоте 5—6. Эта ископаемая рябь представляет собой промежуточный тип между рябью волнений и течений. Образовалась она на небольших глубинах до 200 м (Сидоренко и Лунова, 1961).

Условия формирования толщи

Описываемая IV толща характеризуется выдержанным фаціальным составом отложений. Сложена она преимущественно глинистыми осадками, которым свойственна тонкая параллельная слоистость, наличие сингенетичных сульфидов и участками обогащенность углеродистым веществом. Эти данные свидетельствуют об отложении осадков в восстановительной среде в бассейне с малой подвижностью, но не являются достаточными критериями для определения глубины их образования. Большое значение для определения глубины отложения, как отмечает Л. Б. Рухин (1953), имеет сочетание с другими осадками, несущими признаки глубины их отложения. Если глинистые осадки тесно перемежаются с мелководными отложениями, то они не могли образоваться в условиях глубоководного моря. В нижнепильгуярвинской подвите глинистые осадки переслаиваются с песчаниками и алевролитами, в которых развиты знаки ряби, косая и волнистая слоистость, свидетельствующие о образовании их в мелководных условиях. На основании этого следует признать, что и глины отлагались на сравнительно небольших глубинах.

Туфогенно-осадочная толща имеет следующий состав: 1) присутствие туфогенных пород и вулканогенной примеси в филлитах, алевролитах, песчаниках; 2) наличие в осадках обломков микроклина, кварца и галек гранитов (конгломераты) свидетельствует, что источником обломочного материала служили как вулканогенные породы и вулканические аппараты (пепел, вулканическое стекло), так и породы архейского основания. Причем роль вулканогенного материала значительно возрастает по сравнению с III туфогенно-осадочной толщей. Наиболее широко прослой туфов и туффитов развиты в западной части района. При движении на восток количество туфогенного материала сокращается. Это позволяет сделать вывод, что вулканические аппараты располагались главным образом в западной части района. Мелкообломочный и выдержанный характер осадков

может быть объяснен небольшими глубинами бассейна и пологим рельефом области отложения. Более широкое развитие нижнепильгуярвинской подсыти по сравнению с другими толщами свидетельствует о расширении водного бассейна. Период осадконакопления вновь сменился вулканической деятельностью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение печенгской серии показало, что формирование туфогенно-осадочных пород принадлежит к эффузивно-осадочному типу литогенеза, до сих пор изученному слабо. Н. М. Страхов (1960), несмотря на незначительную изученность эффузивно-осадочных образований, выделил среди них три формации: эффузивную, эффузивно-кременистую и эффузивно-терригенную, свойственные геосинклинальным зонам.

По классификации Н. М. Страхова, породы печенгской серии следует отнести к эффузивно-терригенной формации. В эффузивно-осадочных отложениях Печенги наблюдается определенная цикличность с чередованием периодов накопления осадочных и собственно эффузивных (лавы и туфы) осадков. Всего выделяется четыре крупных ритма, каждый из которых характеризуется своими особенностями, образуясь на определенном этапе направленного развития Печенгской мобильной области. Формирование печенгской серии началось с накопления грубообломочной песчано-конгломератовой толщи, образованию которой предшествовал длительный перерыв. Подобные осадки возникают у подножия горных сооружений и представляют собой отложения горных рек. Эта толща явилась началом нового крупного периода осадконакопления в области, испытывающей длительное погружение.

В дальнейшем, начиная с осадконакопления второго ритма, отложение туфогенно-осадочных толщ происходит в мелководном морском бассейне. Ко времени отложения II осадочной толщи обстановка существенно изменилась. На водосборных площадях рельеф сnivelировался. На Печенге в этот период установился режим малоподвижной седиментационной области, развивающейся, кроме платформ, как отмечает Н. М. Страхов (1960), в приплатформенных участках геосинклиналей. В бассейне происходит накопление мономиктовых и олигомиктовых осадков. На отдельных участках его (особенно в северной, менее глубоководной части) возникают условия, благоприятные для отложения хемогенно-биогенных и обломочных известняков. В верхних слоях толщи в осадках содержится примесь туфогенного материала, что свидетельствует о возрождении вулканической деятельности, при развитии которой отложение осадочного материала прекратилось.

Образование III туфогенно-осадочной толщи началось в условиях активного тектонического режима. В центральной части Печенгской мобильной зоны произошло поднятие уже сформировавшихся вулканогенно-осадочных толщ, которые наряду с породами, подстилающими печенгскую серию, явились источниками обломочного материала. В этот период формируются полимиктовые толщи (граувакки, аркозы). В дальнейшем осадки отлагались при более спокойной тектонической обстановке. На отдельных участках бассейна имелись вулканические извержения. В этот период происходит отложение глинистых и мезомиктовых и олигомиктовых обломочных осадков, в которых участками существенная роль принадлежит вулканогенному материалу.

IV туфогенно-осадочная толща характеризуется дальнейшим расширением водного бассейна и локальных подводных извержений, концентрирующихся в западной части. В этот период происходит отложение довольно однородной, хорошо выдержанной по простиранию ритмичной толщи глинистых осадков с прослоями песчаников, алевролитов, туфов и туффитов. Породы обогащены вулканогенным материалом. По своему характеру эти осадки близки к флишевым отложениям.

Выпадение осадочных толщ на отдельных интервалах, очевидно, можно объяснить дифференциальным характером движений отдельных участков области. В результате происходит относительное поднятие отдельных блоков, на которых осадконакопление отсутствовало.

В целом состав осадочных образований с приуроченностью грубо-обломочных пород к начальной стадии формирования серии, развитием карбонатных и особенно полимиктовых осадков (граувакк, аркозов) и флишеподобным характером верхней осадочной толщ подобен отложениям геосинклинальных областей.

Изучение состава туфогенно-осадочных пород показало, что для осадочных отложений печенгской серии имелось два источника обломочного материала: 1) породы архейского основания; 2) вулканогенные породы печенгской серии и вулканические аппараты. Причем роль вулканогенного материала в осадках возрастает от нижних толщ к верхним.

Развитие подводных извержений не могло не сказаться на физико-химической обстановке бассейна. При этом в бассейне устанавливается резко выраженная восстановительная среда. Наличие в газовой эманации сероводорода способствовало образованию сульфидов (пирита, резе пирротина). Этим можно объяснить отложение сингенетичных сульфидов (до 15—20%) в филлитах (особенно в IV толще) и образование иногда пиритсодержащих (до 15%), туфогенных пород (III толща). Однако химические осадки, связанные непосредственно с вулканическими процессами, в печенгской серии не развиты. К ним можно отнести лишь образование своеобразных полевошпатовых (альбитовых) пород (III толща). Очевидно, это связано с резким подавлением подводных гидротермальных излияний, что характерно для эффузивно-терригенных формаций (Страхов, 1960).

Изучение первичных текстурных признаков осадочных пород показало, что осадкообразование печенгской серии происходило на небольших глубинах.

На основании обобщения большого фактического материала по осадочным формациям докембрийского времени Л. Б. Рухин (1953) высказал предположение о более мелководном характере древних морей по сравнению с современными шельфовыми отложениями. Глубины же древних геосинклиналей были значительно меньше по сравнению с современными. На малые глубины формирования осадков Восточно-Кольской геосинклинальной формации на примере Кейв указывает И. В. Бельков (1963). Эти представления согласуются с нашими данными относительно глубины формирования пород печенгской серии.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельков И. В. Кварцитовые сланцы свиты Кейв. Изд. АН СССР, 1963.
Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, 1961.
Жемчужников Ю. А. и др. Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Сб. статей. Труды Всесоюзн. ин-та минер. сырья, вып. 163, 1940.
Загородный В. Г. К вопросу о стратиграфии печенгской свиты. В кн. «Вопросы геологии Кольского п-ова», 1962.
Загородный В. Г., Мирская Д. Д. и Сусллова С. Н. О стратиграфии и структуре печенгской осадочно-вулканогенной серии (Кольский п-ов). Сб. статей посвящ. Зиновьеву, 1963.
Мирская Д. Д. и Сусллова С. Н. Осадочные породы и их взаимоотношения с породами вулканогенных толщ внутри печенгской серии. В кн. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова», вып. 4, 1963.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Изд. АН СССР, 1953.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. I, П. Изд. АН СССР, 1960.
Сидоренко А. В. и Лунева О. И. К вопросу о литологической изученности метаморфических толщ. Изд. АН СССР, 1961.
Сусллова С. Н. Первичные текстурные признаки в осадочных толщах печенгской серии (Кольский п-ов). В кн. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова», вып. 4, 1963.
Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, 1963.

Д. Д. МИРСКАЯ

О НЕКОТОРЫХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ПЕЧЕНГСКОЙ СЕРИИ

Вулканогенные образования играют основную роль в геологическом строении протерозойских толщ Кольского полуострова, преимущественно слагая полосу Имандра — Варзуга (Соустов, 1940; Иванов, 1961), район Печенги (Загородный, Мирская, Сулова, 1963), район рек Поной — Качковка — Снежница (Е. Н. Егорова-Фурсенко, 1958 г.) и др. Однако протерозойские толщи изучены недостаточно, что препятствует сопоставлению разрезов. Состав вулканогенных пород отдельных циклов эффузивного вулканизма, особенно при трещинных излияниях, однообразен на больших площадях (Усов, 1945). Если он неоднобразен, то характеризуется определенным преобладающим химическим типом (Фаворская, 1960). С другой стороны, одинаковый химический состав эффузивов не всегда доказывает их одновозрастность (Влодавец, 1941), поэтому при стратиграфических построениях необходимо учитывать и другие дополнительные признаки.

Основной целью настоящей статьи было показать главные геологические и петрохимические особенности пород вулканогенных толщ печенгской серии, которые могут быть использованы для корреляции толщ других районов Северо-Запада СССР, а также воспроизвести в первом приближении условия их формирования.

Геологическое строение района, кроме отмеченных работ, охарактеризовано также в монографии В. Г. Загородного, Д. Д. Мирской и С. Н. Суловой, поэтому мы остановимся только на основных его чертах.

Породы печенгской серии на севере залегают несогласно на размытом и гранитизированном основании архея и породах тундровой серии, сочленяясь с ними на юге в субсогласном положении в зоне более интенсивной складчатости и тектонических нарушений. Породы печенгской серии представляют образования более молодого тектоно-магматического цикла.

Внутри печенгской серии выделяются четыре крупных ритма (подцикла), начинающихся осадконакоплением и завершающихся вулканической деятельностью. Каждый ритм соответствует понятию (свите) и подразделяется на две подсвиты: нижнюю подсвиту осадочных и верхнюю подсвиту вулканогенных пород (Мирская, Сулова, 1963; Загородный, Мирская, Сулова, 1963). Вулканогенные породы преобладают в строении серии, составляя около 80%. Общая мощность серии 5—6 тыс. м.

Вулканогенные и осадочные породы серии слагают асимметричный брахиформный синклиорий запад-северо-западного простирания, усложненный продольным разломом, по которому южное крыло взброшено по отношению к северному. Длина синклиория около 80 км, ширина до 40 км. По зоне осевого разлома сочленяются две части (подзоны) единой синклиорийной структуры. Более интенсивная складчатость и динамомета-

морфизм пород южной подзоны (крыла) по отношению к северной (северное крыло и центральная часть) явились следствием положения его в зоне интенсивной тектонической активности в завершающий складчато-инверсионный период развития района.

Породы северной подзоны слагают срезанную на юге разломом чашеобразную структуру с крутым падением в крыльях и выположенной центральной частью. Структура усложнена брахиформными и линейными складками различных более высоких порядков, а также блокирована сетью дизъюнктивных нарушений преимущественно небольшой амплитуды.

Южная подзона представляет собой взброшенное по разлому, опрокинутое и более интенсивно дислоцированное крыло. Складчатость ее сопряжена со складчатостью северной подзоны, но отличается преобладанием линейных складок над брахиформными. Положение ее в широкой зоне, оперяющей глубинный разлом, обусловило преимущественное развитие здесь параллельных разлому дизъюнктивных нарушений.

Вулканогенные и осадочные породы подверглись складчатости и метаморфизму от фации зеленых сланцев в центре синклиория до амфиболитовой фации по периферии. Зоны метаморфических фаций располагаются концентрически-овально, пересекая стратиграфические подразделения пород синклиория, особенно в его западной и юго-восточной частях. В связи с этим встречаются интенсивно измененные аналоги всех вулканогенных толщ, хотя в преобладающей массе пород метаморфизм усиливается от верхней толщи к нижней.

В истории развития Печенгской геосинклинальной зоны выделяется два основных этапа: доскладчатый, включающий период заложения и прогибания геосинклинали и этап складкообразования и замыкания геосинклинали. Для каждого этапа характерны свои формы магматизма.

Этап геосинклинального развития характеризуется ритмичным проявлением интенсивного эффузивного магматизма с резким преобладанием вулканических продуктов основного состава. Каждый эффузивный ритм сопровождался небольшим объемом интрузивного магматизма, выраженного пластовыми согласными интрузиями, дайками и штоками, представленными главным образом метагаббро-диабазами и метагаббро.

Этап складкообразования в ранней стадии сопровождался внедрением по зонам разломов глубокого заложения ультраосновных и основных интрузий и в завершающую стадию — дайковых интрузий андезито-дацитового состава, размещающихся в пределах синклиория и в виде интрузий плаггиомикроклиновых гранитов и гранодиоритов — в окружении синклиория.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ТОЛЩИ

Верхнеахмалактинская подсвета (I вулканогенная толща) сложена значительно метаморфизованными серо-зелеными метадиабазами, диабазовыми метапорфиритами и метамандельштейнами, часто переходящими в сланцеватые амфиболиты. В средней части толщи встречается пласт андезитовых плаггиопорфиритов мощностью до нескольких десятков метров. При более значительном метаморфизме андезитовые плаггиопорфириты преобразуются в амфиболо-биотитовые сланцы (иногда с гранатом). Пирокластические образования не свойственны этой толще. Лишь в двух пунктах были встречены небольшие элювиальные россыпи туфобрекчий. Мощность толщи от 200 до 1200 м.

Верхнекуэтсъярвинская подсвета (II вулканогенная толща) представлена главным образом измененными темными с зеленым оттенком диабазовыми эффузивами (метадиабазами, метапорфиритами, метамандельштейнами, частично переходящими

в амфиболиты). Подчиненную роль в строении толщи играют андезитовые плагиопорфиры, альбитофиры, ортофиры и связанные с ними туфолавы, лавобрекчии, приуроченные к средней и верхней частям толщи и переслаивающиеся с диабазовыми эффузивами. По сравнению с эффузивами небольшое развитие имеют диабазовые, альбитофировые и смешанные туфы и туфобрекчии. Мощность толщи 300—1700 м.

Верхнеколосойская подсвита (III вулканогенная толща) сложена характерными светлыми голубовато-зелеными диабазовыми эффузивами (метадиабазами, афанитами, метапорфиритами, редко метамандельштейнами, зелеными сланцами по ним и сланцеватыми актинолитовыми амфиболитами). С эффузивами, особенно в центральной и западной частях района, переслаиваются туфобрекчии, туфы и туфогенные кварцевые алевролиты. Мощность до 1500 м.

Верхнепильгуйрвинская подсвита (IV вулканогенная толща) является самой высокой в разрезе и слагает ядро синклинория. Она образована преимущественно более свежими альбитизированными основными эффузивами: авгитовыми диабазами, их порфиритами, афанитами, частично мандельштейнами и меньше туфами, туфобрекчиями и туффитами. В незначительном количестве встречаются кварцевые кислые порфиры и их туфы и шикритовые порфиры. Часть пород (в призмковых частях синклинория и вдоль разрывных зон) превращена в амфиболиты и зеленые сланцы. Мощность толщи до 1600 м.

Каждая из перечисленных вулканогенных толщ состоит из большого числа (до нескольких десятков) эффузивных покровов и потоков, перемежающихся с пирокластическими, а иногда и туфогенно-осадочными образованиями (III и IV толщи). Мощность покровов обычно колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров, в отдельных случаях достигает 150—200 м. Протяженность многих эффузивных пластов при сравнительной однородности лав достигает десятков километров, что определяет площадной характер излияний.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРУКТУР ЭФФУЗИВОВ

Плагиоклаз эффузивов всех толщ альбитизирован до альбита и олигоклаза. Лишь в районе тундры Кучин в связи с более высокой степенью метаморфизма состав плагиоклаза частично соответствует андезину. Судя по постоянному присутствию в плагиоклазе продуктов распада, первичный состав его был более основным.

Первичный цветной минерал (пироксен) сохраняется в большей части пород верхней вулканогенной толщи (полиавгит, близкий авгиту). Редкие реликты почти бесцветного моноклинного пироксена встречаются в эффузивах III вулканогенной толщи и совершенно отсутствуют в породах II и I вулканогенных толщ. В породах трех нижних вулканогенных толщ, а частично и в верхней, цветная составная часть представлена амфиболом, биотитом, хлоритом, иногда эпидотом. Таким образом, большее количество минералов эффузивных пород является вторичным (за исключением пироксена) или позднемагматическим. При этом в нижних двух толщах, кроме амфибола и альбита, особенно распространены эпидот, лейкоксен, биотит, тогда как в верхних двух толщах значительную роль играют хлорит, эпидот, лейкоксен, а биотит встречается эпизодически.

Вулканогенное стекло в эффузивах обычно разложено в криптокристаллический или тонкозернистый агрегат хлорита, лейкоксена, эпидота. Лишь в IV толще стекло местами разложено слабо и почти не реагирует на поляризованный свет.

Для эффузивов разных вулканогенных толщ характерно присутствие определенных второстепенных рудных минералов. Так, все эффузивы

II толщи содержат магнетит от незначительной примеси до 10—12% и обладают высокой магнитностью. Титаномагнетит в заметном количестве присутствует в некоторых покровах IV толщи. Для эффузивов I толщи типичны пирит с халькопиритом, для III и IV толщ — пирротин и пирит.

Вторичные минералы обычно образуют псевдоморфозы по первичным: альбит по основному плагиоклазу, амфибол, биотит, хлорит, эпидот по пироксену. В связи с этим в регионально метаморфизованных породах часто сохраняются первичные структуры. Более неблагоприятно на сохранность первичных структур и текстур влияет динамометаморфизм, интенсивнее развитый в пределах южного крыла. Однако и здесь чередуются зоны рассланцевания с полосами и линзами пород, слабо рассланцеванных и сохраняющих первичные структуры, позволяющие выявить их первичную природу.

Изучение различно метаморфизованных пород позволило проследить стадии их преобразования. В наименее измененных, но уже альбитизированных эффузивах IV толщи метаморфические изменения начинаются замещением вулканического стекла агрегатом хлорита, лейкоксена, эпидота. Пироксен при этом еще полностью или частично сохраняется. В менее измененных эффузивах нижних толщ плагиоклаз альбитизирован, пироксен полностью замещен вторичными темноцветными минералами, стекло разложено, но первичные структуры (офитовая, порфировая, сферолитовая, трахитовая и др.) также сохранены. Затем в эффузивах IV толщи происходит замещение пироксена вторичными минералами (хлоритом, амфиболом и др.) с образованием псевдоморфоз. Дальнейшее усиление регионального метаморфизма ведет к перестройке структуры. Эта перестройка происходит в первую очередь за счет более тонкозернистой ткани породы: агрегаты минералов, образованные по стеклу, и зерна основной ткани породы перекристаллизуются, несколько укрупняясь, в более компактные изометричные формы. Порфировые вкрапленники слегка корродированы с краев, но еще сохраняют свои очертания. Далее хлорит и лейкоксен, образованные по стеклу, замещаются амфиболом, частично сфеном или эпидотом. Бывшее существование в породе стекловатой ткани уже не распознается.

При более высокотемпературном метаморфизме амфиболитовой фации, особенно сопровождающемся динамометаморфизмом, неравномерность зерна эффузивных пород выравнивается за счет собирательной перекристаллизации зерен основной ткани и частичного растворения и рассланцевания вкрапленников, полностью утративших свои формы. Структура породы становится бластической (гранонематобластовой, нематобластовой и т. п.), текстура — сланцеватой. Из реликтов первичных структур передко сохраняется лишь миндалекаменная. Миндалины, состоящие в основном из плагиоклаза и эпидота, приобретают линзовидную форму. Минеральный состав пород упрощается. Они преобразуются в массивные или сланцеватые амфиболиты различной зернистости в зависимости от первичной структуры породы.

Таким образом, в большинстве эффузивных пород в той или иной степени распознаются первичные структуры; обычно можно установить их первичный характер. В условиях регионального метаморфизма от фации зеленых сланцев до амфиболитовой зернистость метаморфических пород находится в определенной зависимости от размера зерна первичных пород.

Таким образом, во многих древних метаморфизованных вулканогенных толщах, как и в метаморфизованных осадочных, возможно выявление первичного генезиса пород. Известны случаи установления эффузивов даже в архейских толщах, в том числе и на Кольском полуострове (Точилин, 1963).

ОТДЕЛЬНОСТЬ И ТЕКСТУРЫ

Пластовая отдельность наиболее распространена в эффузивах всех толщ. Ее положение проверялось по отношению к поверхностям раздела покровов, покровов с пластами туфов, туфогенно-осадочных пород и др. Пластовая отдельность представляет собой выдержанную систему не всегда ровных, но параллельных трещин с интервалами от нескольких дециметров до 1—2 м, лучше наблюдаемых на некотором расстоянии от обнажения. Хуже распознается пластовая отдельность в средних частях мощных покровов.

Умеренное расщепление эффузивов при пологоскладчатом строении обычно совпадает с пластовой системой трещин отдельности и, очевидно, отражает механизм складкообразования (межпластового скольжения). В участках развития линейных складок и зонах, оперяющих дизъюнктивные дислокации, резко выраженная система кливажа затушевывает пластовую отдельность.

Призматическая, или столбчатая, отдельность наблюдалась лишь в эффузивах IV толщ. Развита она в средней части покровов, причем выражена менее отчетливо, чем в молодых эффузивах. В плане отчетливо видно полигональное строение диабазов, разбитых на шести-, пяти- и четырехугольные многоугольники диаметром 20—60 см. В вертикальных стенках (до 8 м высотой) ребристость выражена хуже и пересекается перпендикулярной системой трещин отдельности, соответствующей пластовой.

Шаровая и подушечная отдельность (первичная) встречается в основных эффузивах всех четырех толщ, но распространенность ее увеличивается от нижней толщ (отдельные выходы) к верхней (до 40% объема эффузивов). Шаровые лавы переслаиваются с пластами туфов, туфобрекчий, туфогенно-осадочных пород и эффузивов. Они слагают самостоятельные покровы — потоки или верхнюю их часть. Размер шаров колеблется от 5 до 150 см. Форма отдельности в верхней толще обычно округлая, в нижележащих — чаще уплощенно-овальная. Строение шаров и эллипсоидов концентрическое: периферия сложена разложенным стеклом, переходящим в вариолит или сферолит, центр — микродиабазы. Присутствующие миндалины концентрируются на некотором расстоянии от поверхности шара, располагаясь концентрически или трубчато-радиально. Шары плотно прилегают, разделяясь тонкой афанитовой оторочкой другого цвета, цементом пор и реже погружены в базальный туфовый цемент. Цемент представлен хлоритизированным туфом, туфобрекчий, реже стеклом, содержит гнезда кварца, карбоната, пренита.

Подушечная отдельность хорошо выражена в IV толще и постепенно переходит в шаровую.

Флюидальные текстуры наблюдаются в эффузивах всех вулканогенных толщ. Они выражены линейной ориентировкой лейстовидных вкрапленников плагиоклаза, микролитов плагиоклаза основной массы породы, а также неоднородной окраской лав. Отчетливо выражена флюидальность в полосчатых альбитофировых лавах и туфолавых II толщ (Мирская и Сулова, 1963), а также в основных лавах III и IV вулканогенных толщ.

Миндалекаменная текстура (структура) встречается в эффузивах всех четырех толщ. Однако наибольшим развитием она пользуется в двух нижних толщах и не типична для эффузивов верхних толщ. Миндалекаменные разновидности слагают слои и шпильеры в покровах метадиабазов и порфиритов, а в нижних двух толщах — даже отдельные покровы. В эффузивах I толщ обычный размер миндалины 1,5, иногда 3—5 см, в эффузивах II толщ средний размер их около 1 см (максимальный до 2 см) и в верхних двух толщах обычный размер миндалины

составляет несколько миллиметров, иногда 1—1,5 см. Содержание миндалин в породах нижних толщ нередко достигает 15—20%, тогда как в эффузивах верхних толщ редко превышает нескольких процентов. Мономинеральные миндалины в эффузивах нижних двух толщ сложены альбитом, кварцем и эпидотом, в III толще — кальцитом, эпидотом, альбитом и кварцем, в IV толще — хлоритом и кальцитом. В строении сложных, часто зональных миндалин принимают участие все вторичные минералы породы. Форма миндалин овальная, округлая или неправильная. При обильном содержании миндалин они сообщаются жилками и содержат остроугольные обломки стекла (II толща). Нередко миндалины уплощены или имеют линейную ориентировку, подчеркивающую трахитоидность породы.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЭФФУЗИВОВ

Средние химические составы менее измененных эффузивов разных толщ северного крыла синклиория приведены в таблице. Они отличаются друг от друга и в целом характеризуются повышением основности пород от нижней эффузивной толщ к верхней. Несмотря на индивидуальные особенности состава каждой из толщ, наблюдается больше сходства, чем различий, между I и II и между III и IV толщами. Составы первой пары по сравнению с составами второй характеризуются меньшей основностью, повышенной щелочностью, меньшим содержанием CaO, MgO и отчасти Σ Fe. По особенностям химизма они соответствуют спилитам. Химический состав более основных пород верхних двух толщ аналогичен толеитовым (щелочноземельным) базальтам.

Средние химические составы различных магматических пород
Печенгского синклиория

Окислы	№ анализа					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	56.20	53.73	48.33	48.10	41.88	62.26
TiO ₂	0.92	2.30	1.29	1.11	2.99	0.83
Al ₂ O ₃	13.58	13.95	13.67	14.21	6.80	14.96
Fe ₂ O ₃	3.69	7.44	1.85	2.02	3.34	3.06
FeO	5.91	4.16	11.44	9.85	12.83	3.45
MnO	0.45	0.23	0.20	0.19	0.18	0.08
MgO	4.80	2.93	7.47	6.05	15.61	2.93
CaO	6.65	5.58	10.03	10.72	10.68	3.74
Na ₂ O	4.42	4.45	2.28	2.17	0.77	3.13
K ₂ O	1.09	1.14	0.16	0.30	0.65	2.87
P ₂ O ₅	0.14	0.23	0.09	0.15	—	0.17
H ₂ O ⁻	0.37	0.43	0.46	0.33	—	0.35
H ₂ O ⁺	1.38	0.02	1.96	1.80	—	1.27
П. п. п.	1.07	3.61	1.03	2.77	4.02	1.15

Примечание. 1—эффузивы I вулканогенной толщ (среднее из пяти анализов); 2—эффузивы II вулканогенной толщ (среднее из четырех анализов); 3—эффузивы III вулканогенной толщ (среднее из четырех анализов); 4—эффузивы IV вулканогенной толщ (среднее из восьми анализов); 5—средний химический состав магмы никеленосных интрузий Печенги (Б. И. Папушис, 1952); 6—средний состав (из девяти анализов) дайковых андезито-дацитовых интрузий.

Магматизм инверсионного периода (ультраосновные интрузии и андезито-дацитовые дайки) выражен более резко различающимися дифференциатами базальтовой магмы, которая наблюдается при более детальном изучении химических и спектральных анализов пород.

НЕКОТОРЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Брахиформный Печенгский синклиорий является составной частью архейско-протерозойского Печенгско-Имандра-Варзугского геосинклинального пояса, протягивающегося через весь Кольский полуостров в запад-северо-западном направлении. Структурное обособление его произошло в период последнего геосинклинального цикла. Печенгский синклиорийный прогиб был заложен в недрах предшествующего геосинклинального цикла на стыке, осложненном разломом антиклинального (с севера) поднятия, сложенного сильно гранитизированными архейскими гнейсами и нижнепротерозойскими гнейсо-сланцами, и синклинального (с юга) прогиба, выполненного гнейсо-сланцами тундры Тальей.

Ранние отложения Печенгского прогиба представлены грубообломочной толщей (мощностью до 250—300 м) полимиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников нижнеахмалахтинской подсвиты. Они развиты лишь спорадически и являются отложениями горных потоков или рек, образовавшихся в условиях расчлененного рельефа. Признаков существования в это время крупного водного бассейна в пределах современного распространения печенгской серии не обнаружено.

Прогибание области синклиория, сопровождавшееся подвижками по возрожденным и вновь образованным расколам земной коры, вызвало поступление по ним к поверхности основной и незначительного количества кератофировой (плагиопорфириты) магмы, которая образовала мощную вулканогенную толщу верхнеахмалахтинской подсвиты. Несмотря на обилие миндалекаменных пород, извержения, по-видимому имеющие свободный доступ к поверхности по трещинам, происходили спокойно. О признаках образования небольшой части лав в условиях водной среды свидетельствует редкая встречаемость лав с шаровой текстурой. Вулканические аппараты не обнаружены. Реликтами подводящих каналов магмы могут служить залегающие в пределах вулканогенной толщи и прилегающих породах основания дайки петрографически аналогичны эффузивам метадиабазов и диабазовых порфиритов мощностью до нескольких метров, прослеженные по простиранию до 200 м, и, возможно, дайки метагаббро-диабазов длиной до нескольких километров при мощности до нескольких десятков метров. Встреченные два небольших выхода элювиальной россыпи туфобрекчий, по-видимому, свидетельствуют о незначительном развитии аппаратов центрального типа, сопровождающихся эксплозией.

Период мощных излияний сменился периодом магматического покоя и продолжавшегося погружения области, следствием чего явились трансгрессия моря на большей площади эффузивов и отложения нижнекуэтъярвинской подсвиты. Хорошая сортировка преимущественно кварцевых песков и алевролитов этого периода обусловлена пенепленизацией области сноса. Отлагаются также карбонатные породы, тонкозернистые аркозовые и кварцево-полевошпатовые песчаники и филлиты. В верхней части разреза осадочные породы обычно переслаиваются с туффитами или представлены туфогенными известняковыми агломератами. Пирокластический материал в них доставлялся вулканическими аппаратами в стадию нового возрождения вулканической деятельности.

Новый этап вулканической деятельности (верхнекуэтъярвинская подсвита) начался эксплозиями, что фиксируется отложением на большой площади туфов (мощностью до нескольких метров, возможно, и более). После этого происходили излияния больших масс основных лав, согласно переслаивающихся в средней и верхней частях толщи с альбитофировыми лавами, полосчатыми, пятнистыми лавами и туфолавами. Излияния периодически сопровождалась вулканическими выбросами туфов, туфобрекчий основного, альбитофирового и смешанного состава, очевидно свидетель-

ствующих об одновременном выбросе из нескольких центров лав разного состава.

О водных условиях образования значительной части лав в широкой части синклиория свидетельствует наличие шаровых лав, прослоев туфов и туфобрекчий, частично конгломерато-брекчий, обладающих местами ясной слоистостью и небольшой примесью осадочного материала. Большие площади распространения однородных эффузивов, по-видимому, связаны с трещинным типом излияний, который чередуется с излияниями и эксплозиями центрального типа. За субвулканические прижерловые фации, очевидно, может быть принята часть даек метагаббро-диабазов и метадиабазов мощностью до 20—30 м и альбитофиро-ортофировых пород мощностью до нескольких метров. Зальбанды последних иногда сложены туфобрекчий, состоящей из обломков альбитофира с тонкозернистым кварцевым цементом.

В районе г. Заполярного обнаружена эродированная жерловина центрального типа, сложенная эруптивной брекчий. Она оконтуривается по разобленным выходам в виде овала северо-западного простирания и длиной около 700 м. Контакты с вмещающими породами закрыты. Эруптивная брекчия сложена обломками плагиогранита и кварца (размером от долей миллиметра до 1,5 м) с примесью эпидозита. Цемент альбитофировый. Содержание обломков колеблется от 20 до 70%. Порода рассланцована и местами вторично брекчирована с преобладающим крутым падением сланцеватости к юго-западу. Эруптивная брекчия последовательно пересечена дайками метадиабазы эффузивного облика и метагаббро-диабазы.

В процессе вулканической деятельности в условиях активизированного тектонического режима происходит осушение некоторых площадей с излиянием наземных лав (туфолава, лавобрекчий и др.) и нарушения в стабилизировавшейся окружающей области.

В период вулканического затишья образовавшиеся вулканы частично разрушаются и отлагаются в морских условиях на слабо размытой поверхности в виде граувакковых песчаников, алевролитов, аркозов, местами с прослоями внутриформационных конгломератов нижнеколос-йокской туфогенно-осадочной подсвиты. Отложения этой толщи характеризуются пестротой состава. Кроме отмеченных пород, здесь развиты карбонатные породы, кварцево-полевошпатовые песчаники, алевролиты, филлиты и туфогенно-осадочные породы. Мощность подсвиты достигает 300—450 м.

Третий этап вулканической деятельности (верхнеколосйокская подсвита) зарождался в период продолжавшегося осадконакопления в виде выбросов пирокластического материала в морской бассейн, где он смешивался или согласно переслаивался с нормально осадочными породами, а затем полностью подавил процесс седиментации, отложившись в виде туфового пласта. Эксплозивная деятельность быстро сменилась излиянием мощных покровов однородных, исключительно основных лав, содержащих в центральной и западной частях синклиория пласты и слои туфов, туфобрекчий, туффигов и даже осадочных пород (кварцевых и карбонатно-кварцевых алевролитов с углистым веществом). Эти породы часто обладают горизонтальной слоистостью, туфогенно-осадочные породы местами косослоистые. Здесь же значительно распространены переслаивающиеся с ними шаровые лавы. Все это указывает на существование в это время в западной части синклиория водного бассейна.

Подводящими каналами извержений, по-видимому, служили трещинные разрывы, которые можно наблюдать в дайках метадиабазовых порфиритов и изредка туфобрекчий, встречаемых в породах толщи в северо-западной части синклиория.

Период извержений снова сменился периодом покоя. При дальнейшем медленном опускании области происходило расширение площади

мелководного бассейна, в котором облагались в общем монотонные флиш-подобные осадки нижненильгуярвинской подсевиты мощностью до 800 м. Туфогенно-осадочная толща сложена преимущественно филлитами с прослоями и линзами алевролитов, песчаников, редко известняков и конгломератов (локально), в верхней части (особенно в центре и на западе синклинория) — с прослоями туффитов и туфов.

Эксплозивная деятельность четвертого вулканогенного этапа (верхненильгуярвинская подсевита) зарождалась в процессе осадконакопления, в результате чего в пограничной зоне между толщами наблюдается переслаивание осадочных и вулканогенных пород. В дальнейшем изливаются мощные покровы основных лав, переслаивающиеся с туфами и туффитами. Затем пласты и прослои туфов, туфобрекчий и туффитов становятся более редкими.

Судя по пластичным и частично округлым (с концентрическим строением) формам обломков туфобрекчий, нередко тонкой слоистости в туфах и туффитах, широкому распространению шаровых лав в центральной части района, извержения на большей площади происходили в подводных или надводных (островных) условиях. Вулканические аппараты эродированы. За нижние части питающих каналов, вероятно, можно принять встречающиеся в породах вулканогенной толщи дайки и небольшие штоки (некки?) метагаббро-диабазов, дайки и изометричные выходы (эродированные некки) лавовой брекчии (обломки стекла в стекле). Размеры изометричных выходов отмеченных пород измеряются десятками и сотнями метров в поперечнике. Мощность даек лавовой брекчии достигает нескольких метров.

Неоднократно встреченные выходы лавовых брекчий типа некков и коротких мелких даек в совокупности с приуроченностью пирокластических пород к центральной и западной частям района, по-видимому, отражают увеличение роли извержений центрального типа.

Дальнейшее изучение вулканогенных толщ в этом направлении несомненно даст богатый и интересный материал.

Наименее измененные эффузивы IV толщи, не перекрытые в настоящее время более молодыми образованиями, в процессе складчатости и метаморфизма, судя по минеральным ассоциациям (Коржинский, 1962), были погружены на глубину не менее 1—1,5 км.

Складчатость, вызванная блоковыми движениями фундамента, сопровождалась пластическими и разрывными нарушениями верхнего структурного яруса. В этот период произошло возрождение регионального разлома запад-северо-западного направления, по которому южная часть синклинория была взброшена по отношению к северной. Глубинный разлом явился проводником активизировавшейся ультраосновной магмы, которая в процессе складчатых движений отжималась по нему и оперяющим его разрывам. Достигнув мощной толщи пластичных филлитов смещенного книзу северного крыла, испытывавших в процессе складчатости наибольшие межпластовые скольжения, магма пассивно перемещалась в области наименьших сдавливающих напряжений, где и застывала в виде линзовидных тел.

Внедрение по разлому и разрывам андезитов относится к конечному этапу складчатости и формирования разлома.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ СПИЛИТОВ

Проблема происхождения спилитов до последнего времени остается сложной и нерешенной. Не рассматривая разнообразные точки зрения на происхождение спилитов, сделаем попытку приблизиться к выяснению генезиса печенгских эффузивов, часть которых может быть отнесена к спилитам (в соответствии с понятием термина «спилит», по Н. А. Зав-

рицкому, 1956 г.). На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Эффузивы всех четырех толщ Печенгского синклинория несомненно подверглись региональному метаморфизму в процессе складкообразования геосинклинальной зоны. Возможно, ранее они претерпели и автометаморфизм, но об этом судить трудно ввиду перекрытия его сходными процессами регионального метаморфизма.

2. В эффузивах всех толщ развиты минеральные ассоциации, характерные для спилитов.

3. Образование эффузивов всех толщ происходило в сходных физико-географических условиях с признаками морской среды, более четко выраженными в трех верхних толщах.

4. Основные эффузивы лишь нижних двух толщ ассоциируют с породами типа кератофинов (плагинорфириты, альбитофиры, ортофиры) и по химическому составу отвечают спилитам, тогда как две верхние толщ сложены эффузивами более основного состава (с незначительным развитием пикритовых порфиритов и кварцевых порфиров в IV толще), химически сильно отличающимися от эффузивов нижних двух толщ и соответствующих составам щелочноземельных (толеитовых) базальтов. Они не являются спилитами.

Таким образом, определяющим фактором образования спилито-кератофировых (или спилито-альбитофировых) формаций Печенгского синклинория являются не условия метаморфизма и не морская среда, а первичный химический состав изливающихся лав, обогащенных легучими и щелочами.

В настоящее время уже имеются некоторые достижения в изучении спилито-кератофировых формаций: выявлена приуроченность их к начальным этапам развития геосинклинальных поясов, испытывающих прогибание и представляющих собой морские бассейны.

Возникает вопрос: не являются ли морские условия и спилито-кератофировые формации не зависимыми друг от друга переменными, каждая из которых определяется геотектоническим развитием области?. В этой связи интересны исследования образцов подводных лав с глубин от прибрежных до 5—7 км, которые нигде не претерпели спилитового перерождения (Коржинский, 1962).

Изучая развитие геоструктурных единиц земной коры и последовательность происходящих в них магматических проявлений, многие исследователи приходят к выводу о несомненной генетической связи между характером тектонических движений и особенностями магматизма (Гзовский, 1963; Кузнецов, 1963; Шейнман 1963). Очевидно, главную причину, обуславливающую петрохимические особенности спилитов, также следует усматривать в эндогенном происхождении специфического состава магм, образующихся на определенных этапах развития геосинклинальных зон (Барт, 1956).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании изложенного вырисовываются следующие главные черты вулканической деятельности Печенгской структурной зоны:

1. Вулканизм эффузивного типа происходил в четыре этапа, прерывающихся периодами покоя и осадконакопления. Каждый из этапов характеризуется преобладанием лавовых излияний над взрывными выбросами.

2. Вулканические ритмы (подциклы), за исключением первого, начинаются выбросами пирокластического материала, смешивающегося вначале с осадками предшествующего периода осадконакопления.

3. Роль пирокластического материала в строении вулканогенных толщ и проявление признаков извержений центрального типа увеличиваются от нижней вулканогенной толщи к верхней. В этом же направлении

возрастает распространение в толщах шаровых лав (первичных) и другие признаки, указывающие на образование большей части вулканогенных пород в условиях водной среды. О существовании морских условий бассейна свидетельствует и перемежаемость вулканогенных толщ с морскими осадочными.

4. Общая закономерность развития мелководных осадков (от грубообломочных, через карбонатные и граувакковые в середине цикла до флишоподных в конце) свойственна геосинклинальным зонам и указывает на некоторое углубление и расширение бассейна к концу доскладчатого периода.

5. По особенностям химизма эволюция эффузивного магматизма идет от менее основных, обогащенных щелочами лав (две нижние толщи) — типичных спилито-кератофировых формаций к более основным, обедненным щелочами (две верхние толщи), соответствующих известково-щелочным (толеитовым) базальтам.

6. Геосинклинальный характер осадочно-вулканогенных образований печенгской серии наряду со структурными особенностями (преимущественно пологоскладчатое, осложненное глыбовой тектоники, строение брахисинклинория) определяет незавершенность развития геосинклинального цикла, свойственную наложенным трогам или прогибам.

ЛИТЕРАТУРА

- Барт И. Теоретическая петрология. Изд. МГУ, 1956.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Влодавец В. И. О кайнозойском вулканизме на Камчатке. Бюлл. Вулканолог. станции АН СССР на Камчатке, № 9, 1941.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава. Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Сб., посвященный столетию Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. Изд. АН СССР, 1963.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1956.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н. Стратиграфия и структура печенгской осадочно-вулканогенной серии на Кольском п-ове. Магматизм и геология Кольского п-ова. (Сб., посвященный памяти А. Г. Зиновьева.) Госгеолтехиздат, 1963.
- Иванов А. М. К вопросу о геологическом положении и стратиграфии свит Имандра — Варзуга на Кольском п-ове. Проблемы геологии Карелии и Кольского п-ова. Изд. АН СССР, 1961.
- Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1962.
- Кузнецов Ю. А. О типах ассоциации магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм. Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1963.
- Лебедев А. П. Закономерности развития основных и ультраосновных формаций на примере СССР. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезн. ископ». Изд. АН СССР, 1955.
- Мирская Д. Д., Сулова С. Н. Взаимоотношения осадочных и вулканогенных пород внутри печенгской серии. Вопр. геологии и минерал. Кольского п-ова, вып. 4. Госгеолтехиздат, 1963.
- Мирская Д. Д. и Сулова С. Н. Туфолавы печенгской серии (Кольский п-ов). Вопр. геологии и минерал. Кольского п-ова, вып. 4. Госгеолтехиздат, 1963.
- Соустов Н. И. Протерозойская спилито-диабазовая формация Имандра — Варзуга на Кольском п-ове. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 26, петрограф. сер. (№ 9), 1940.
- Сулова С. Н. Первичные текстуры в осадочных породах печенгской серии. Вопр. геол. и минер. Кольского п-ова, вып. 4. Госгеолтехиздат, 1963.
- Тернер Ф. И., Ферхуген Дж. Петрология изверженных метаморфических пород. Изд. иностр. лит., 1961.
- Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, 1963.
- Усов М. А. Фации и формации горных пород. Сб. «Вопросы геологии Сибири», посвященной памяти акад. М. А. Усова. Изд. АН СССР, 1945.
- Фаворская М. А. Принцип разграничения эффузивных, интрузивных и дайковых пород. Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. Госгеолтехиздат, 1960.
- Шейнман Ю. М. О тектонических условиях магнеобразования. Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1963.

Н. И. ПИНАЕВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННОГО ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСА ПОРОД РАЙОНА ПАРАНДОВО [ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ]

ВВЕДЕНИЕ

Сотрудниками Лаборатории геологии докембрия АН СССР проводится геолого-петрологическое изучение вмещающих супракрустальных пород, развитых на территории Южной и Центральной Карелии, объединенных в парандовскую серию нижнего протерозоя.

Распространенные методы литологического исследования: всестороннее изучение состава и выявление структурно-текстурных особенностей (в частности, различных типов слоистости) успешно применялись для слабо- и среднетемпературных пород, где наличие хорошо сохранившихся первичных структур, ритмичная и косая слоистость однозначно определяют характер отложений. Задача литологического исследования метаморфических комплексов значительно усложняется вследствие наложенных процессов метаморфизма и полиметаморфизма. В результате возникает необходимость всестороннего изучения метаморфических процессов в целях реставрации составов первичных осадков и условий их образования.

Попытка подобной расшифровки литологического строения высокометаморфизованных толщ рассматривается на примере комплекса пород, развитого в районе дер. Парандово в Центральной Карелии.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Геологическое строение характеризуется наличием двух геологических комплексов пород, выделенных С. А. Дюковым в 1953 г. парандовской серии и более молодого ондореченско-сумского комплекса (рис. 1).

Парандовская серия характеризуется пестрым литологическим составом. Стратиграфическая последовательность отложений в принципе не отличается от схемы, предложенной геологами СЗГУ, и представляется в следующем виде. В основании разреза преобладают породы осадочного генезиса — гранатовые слюдяные кварциты, крупно- и среднезернистые порфиробластические амфиболиты (амфиболиты пезозерского типа), перемежающиеся с более мелкозернистыми гранатосодержащими полевошпатовыми амфиболитами.

Верхняя часть разреза сложена метаморфизованными вулканогенными породами от основных разновидностей (мелкозернистые амфиболиты) до измененных кварцевых порфиров и кератофиров. Широко представлены порфиритоиды среднего андезито-дацитового состава. Для разновидностей среднего и кислого состава характерны тонкоплощатые текстуры и

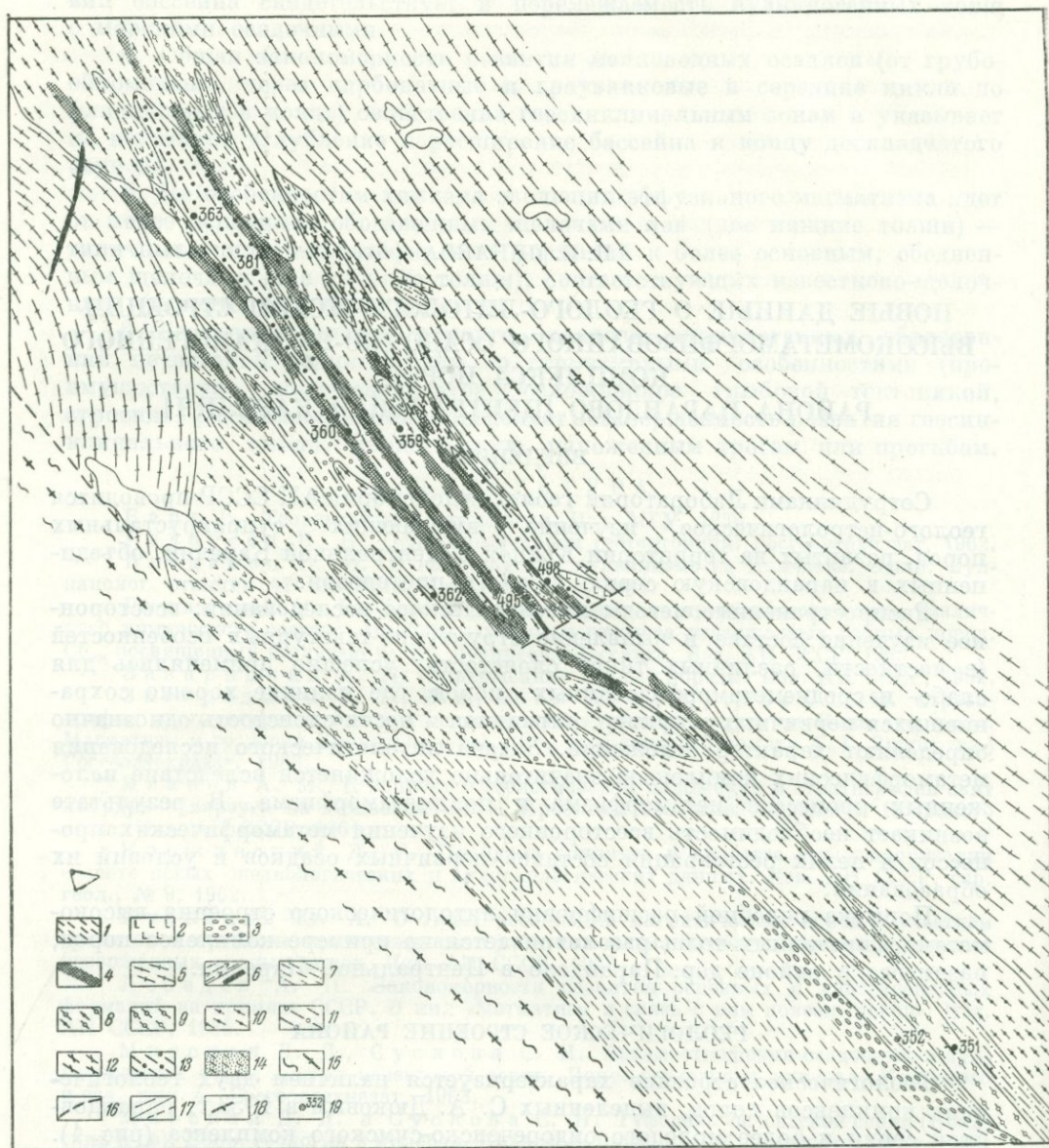


Рис. 1. Схема геологического строения района дер. Парандово

Средний протерозой: 1 — актинолитовые и актинолито-биотитовые сланцы; 2 — метамандельштейны, метадиабазы и метагаббро-диабазы; 3 — автобрекчии. Нижний протерозой: 4 — зоны позднего расщепления, диафтореза и сопутствующего рудопроявления; 5 — плагиомикроклиновые граниты Кочкомской интрузии; 6 — метагаббро (крупные тела и дайки); 7 — измененные кварцевые порфиры и кератофиры; 8 — вулканогенные породы основного и среднего состава нерасчлененные; 9 — эффузивы среднего состава (полевошпатовые амфиболиты); 10 — эффузивы основного состава (ортоамфиболиты); 11 — анкеритовые порфиробластические амфиболиты; 12 — гранатосодержащие полевошпатовые амфиболиты; 13 — порфиробластические амфиболиты; 14 — гранатовые слюдяные сланцы. А р х е й (?): 15 — плагиомикроклиновые граниты, пегматиты, мигматиты; 16 — линия тектонического контакта; 17 — контакты пород (достоверные и предполагаемые); 18 — направление кристаллизационной сланцеватости; 19 — места отбора проб

реликтовые порфиоровые структуры. По своему облику, составу и метаморфизму эти породы сопоставимы с лептитовым комплексом смежных территорий Карелии и Финляндии.

Мощность отложений парандовской толщи составляет 800—900 м. Породы смяты в серию узких антиклинальных и синклинальных складок простираения СЗ 325°, в большинстве случаев опрокинутых на северо-восток с крутым почти вертикальным падением крыльев.

Вдоль контактов слоев различного состава развиты дайковые тела метагаббро, рассланцованных, как и все породы парандовской серии, согласно контактовым поверхностям и слоистости.

На востоке породы прорываются Кочкомской интрузией гранитов, более молодой возраст которых доказывается наличием жил гранитов



Рис. 2. Ритмичная слоистость в лейкократовом порфиробластическом гранатовом амфиболите (парандовская серия)

в экзоконтактной зоне и контактовым изменением пород парандовской серии. Западный контакт с Идельским массивом гранитоидов рассматривается как тектонический.

На юго-восточном погружении складчатой структуры породы парандовской серии по простираению сменяются комплексом спилитовых диабазов, метапорфиритов, метамандельштейнов и автобрекчий.

Проведенное на данном участке метаморфическое картирование выявило резко различные условия метаморфизма этих комплексов. Метаморфизм пород парандовской серии соответствует амфиболитовой фации, а комплекса спилитовых диабазов — наиболее низкотемпературным ступеням зеленосланцевой фации. Резкая смена фаций, совпадающая с границей распространения пород этих комплексов, наряду с другими геологическими признаками и данными геохронологии свидетельствует о разновозрастном положении комплексов. Абсолютный возраст пород парандовской серии, определенный по слюдам и амфиболам, составляет 1940—1800 млн. лет, участками 1700—1660 млн. лет. Для ондореченско-сумского комплекса получены цифры 1700—1690 млн. лет.

Парандовская серия. Как было отмечено, парандовская серия представляет собой сложный осадочно-вулканогенный комплекс, в основании которого преобладают осадочные породы, вверх по разрезу сменяющиеся вулканогенными.

Наиболее благоприятным объектом для выяснения литологических особенностей и условий метаморфизма парандовской серии явились осадочные образования, особенно порфиробластические амфиболиты пебо-

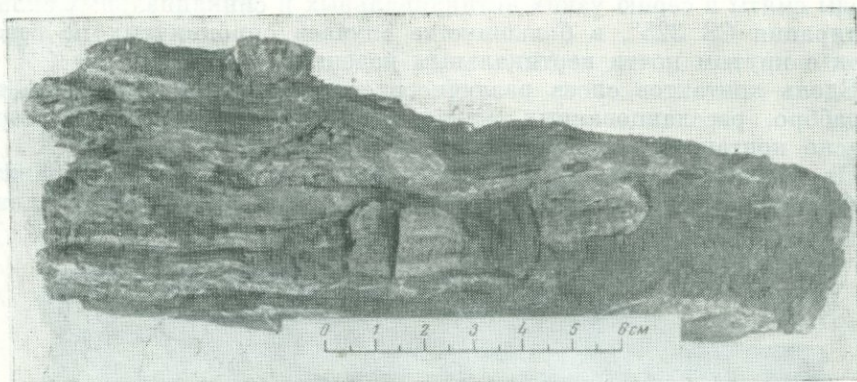


Рис. 3. Реликтовая рудная полосчатость джеспилитового типа в гранатовом амфиболите «просвечивает» сквозь порфиробласты граната

зерского типа. Генезис этих своеобразных по своему облику и составу пород, широко развитых на территории Центральной и Северной Карелии, является дискуссионным. Так, Н. Г. Судовиков (1931, 1934, 1937) описал

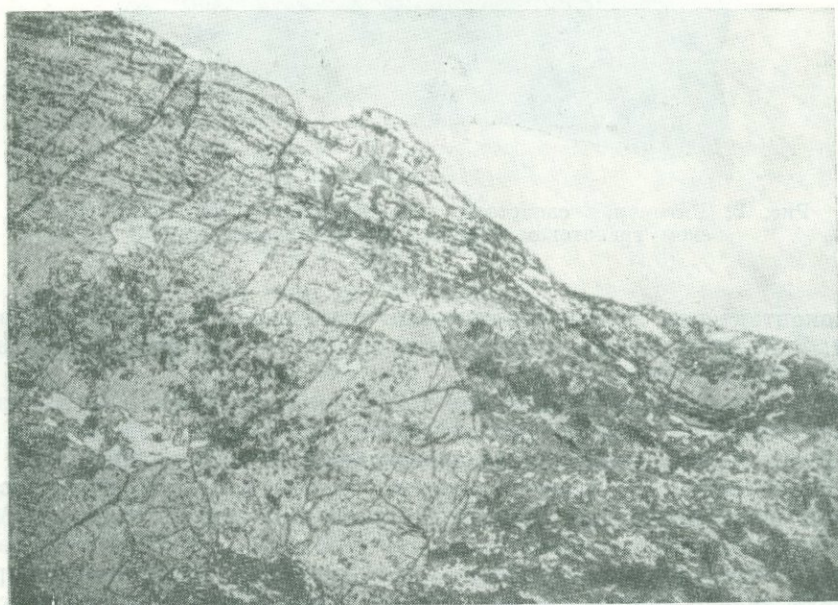


Рис. 4. Гелицитовая структура в гранатовом амфиболите. Без анализатора, увел. 20

их как высокометаморфизованные основные эффузивы. Позднее большинство геологов рассматривает их как парапороды.

Основное внимание в данной работе уделяется описанию нижнего осадочного комплекса парандовской серии.

Для осадочных образований характерна макро- и микрослоистость. Макрослоистость обусловлена слоями различного состава — чередова-

нием слюдяных кварцитов, порфиробластических амфиболитов и их разновидностей. Порфиробластические амфиболиты характеризуются наличием крупных кристаллов роговой обманки, граната, анкерита, биотита, погруженных в тонкозернистую слюдистую основную массу. Роговая обманка расположена в плоскости кристаллизационной сланцеватости (реже поперек) и ориентирована в ней незакономерно.

Внутри пезозерских амфиболитов макрослоистость определяется чередованием гранатовых, анкеритовых разновидностей и амфиболитов, не содержащих эти минералы. Мощность прослоев — от нескольких до десятков метров. Анкеритовые амфиболиты сосредоточены в верхней части осадочного комплекса. Более тонкая слоистость выражена чередованием темных и светлых прослоев мощностью от нескольких миллиметров до 5 см. Светлые прослои сложены кварцем, плагиоклазом, хлоритом с единичными порфиробластами роговой обманки, граната, биотита. В меланократовых прослоях сосредоточена основная масса темноцветных минералов. Среди подобных тонкослоистых амфиболитов встречаются участки с неясно выраженной ритмичной слоистостью (рис. 2). Мощность отдельных ритмов составляет 5—15 мм. Вдоль границ ритмов наблюдается интенсивная биотитизация и развитие эпидота.

Для гранатовых разновидностей амфиболита характерна тонкополосчатая текстура, обусловленная прослоями, обогащенными титаномагнетитом. Полосчатость «просвечивает» через крупные порфиробласты граната и роговую обманку (рис. 3). Под микроскопом в этих случаях наблюдается отчетливая гелицитовая структура. Прослои рудного вещества слегка изгибаются возле порфиробласт граната (рис. 4).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Основные данные о количественно-минералогическом составе пород, оптических свойствах главных породообразующих минералов и химическом составе пород парандовской серии приведены в табл. 1 и 2. Ниже рассматриваются особенности строения гранатовых слюдяных сланцев и порфиробластических амфиболитов.

Для этих пород характерна неоднородность количественно-минералогического состава, что обусловлено, с одной стороны, первичной слоистостью пород, с другой — неравномерно проявленными процессами метаморфизма.

Типичной особенностью строения является широкое развитие пойкилобластических структур. Пойкилобласты сложены сильноглиноземистой роговой обманкой, гранатом, биотитом, анкеритом с многочисленными включениями кварца или плагиоклаза и кварца (рис. 5).

В основной массе амфиболитов развиты кварц, плагиоклаз, хлорит группы репидолита, а в слюдяных сланцах — кварц, плагиоклаз, мусковит. Для плагиоклаза исключительно характерно отсутствие эпидотизации и обратная зональность. Внутренние зоны представлены № 23—25, а периферические — № 29—31. Слюдистые минералы (хлорит и мусковит) равномерно развиты в основной массе, но исчезают вокруг пойкилобласт (рис. 5 и 6). Характерно, что развитие граната как в амфиболитах, так и в слюдяных сланцах сопровождается исчезновением в основной массе не только слюд, но и плагиоклаза. Причем в амфиболитах одновременно образуется карбонат анкеритового ряда, который совместно с кварцем присутствует во включениях в гранате. Составы гранатов и роговых обманок приведены в табл. 3 и 4.

Идентичный состав гранатов в амфиболитах и слюдяных сланцах, вероятно, объясняется в одинаковой степени высоким отношением $FeO : MgO$.

Некоторые особенности минерального состава амфиболитов объясняются наиболее полным метаморфическим преобразованием пород. Так,

Количественно-минеральный состав пород парадовской серии

Таблица 1

Минералы	Породы осадочного комплекса														
	Сводной гранатовый сланец	Параамфиболиты													
		Анкеритовый амфиболит	Гранатодержащий амфиболит	Гранатовые амфиболиты											
	495н	362	363б	498	360	371									
Кварц	37,8	4,7	6,4	22,9	6,5	16,5									
Плагиоклаз	18,9	34,9	39,8	—	27,0	35,2									
Амфибол	—	37,8	41,5	33,4	42,0	15,1									
Биотит	6,3	—	12,8	22,2	4,5	3,6									
Гранат	7,5	—	3,8	6,2	10,1	15,1									
Анкерит	—	17,0	—	1,4	3,6	1,4									
Хлорит	1,2	4,7	20,5	—	~2	6,5									
Мусковит	27,7	—	—	—	—	—									
Эпидот	—	—	0,6	12,1	—	—									
Сфен	—	—	—	—	—	—									
Титаномагнетит	—	1,9	4,5	1,7	4,3	6,5									
Характеристика главных породообразующих минералов ¹															
Плагиоклаз, % An	} 30	31	} 29—30	—	18	30									
Периферия															
Центральная часть		23													
Амфибол	} —	1,686 } ± 0,001	1,690 } ± 0,001	1,692 } ± 0,001	1,701 } ± 0,001	1,700 } ± 0,001									
$N_g \cong$							80—81	82—83	85	74	82				
$N_p \cong$												18	19	Не определялось	—
-2V															
C Ng	—	—	—	—											
Гранат					$N' 1,802$ } ± 0,001	—	1,807—1,808 } ± 0,001	1,802—1,803 ± 0,001	$N' 1,802$ } ± 0,001	1,807 ± 0,001					
					$N'' 1,799$ }			$N'' 1,806$ }							

¹ Номера плагиноклазов и показатели преломления амфиболов и гранатов определены иммерсионным методом, статистическим путем, более чем в 20 зернах. Для амфиболов выбирались зерна с высшей интерференционной окраской.

Продолжение табл. 1

Минералы	Породы вулканогенного комплекса											
	Основные		Средние		Кислые							
	Мелкозернистые амфиболиты		Полевошпатовые амфиболиты		Порфириды							
	359	362а	351б	488	352							
Кварц	~3	2,5	13,1	15,5	34,4							
Плагиоклаз	14,1	14,5	39,5	47,6	48,1							
Амфибол	79,5	76,5	19,1	26,2	—							
Биотит	—	—	26,2	8,3	6,1							
Гранат	—	—	—	—	<1							
Анкерит	—	1,9	—	—	—							
Хлорит	—	—	—	—	—							
Мусковит	—	—	—	—	9,3							
Эпидот	1,8	2,1	2,1	2,4	2,9							
Сфен	—	—	—	—	—							
Титаномагнетит	~2	2,6	—	—	—							
Характеристика главных породообразующих минералов ¹												
Плагиоклаз, % An	} 29	23	} 27	} 27—30, редко 35	2—6							
Периферия												
Центральная часть	32—33	29	34—35		11—14							
Амфибол	} 1,680 } ± 0,001	1,679 } ± 0,001	1,693 } ± 0,001	1,687 } ± 0,001	—							
$N_g \cong$						86—87	85—86	63—64	70			
$N_p \cong$										—	23	—
-2V												
C Ng	—	—	—									
Гранат				—	—	—	—	1,807 ± 0,001				

¹ Номера плагиноклазов и показатели преломления амфиболов и гранатов определены иммерсионным методом, статистическим путем, более чем в 20 зернах. Для амфиболов выбирались зерна с высшей интерференционной окраской.



Рис. 5. Пойкилобластическая структура анкеритового амфиболита. Без анализатора, увел. 20

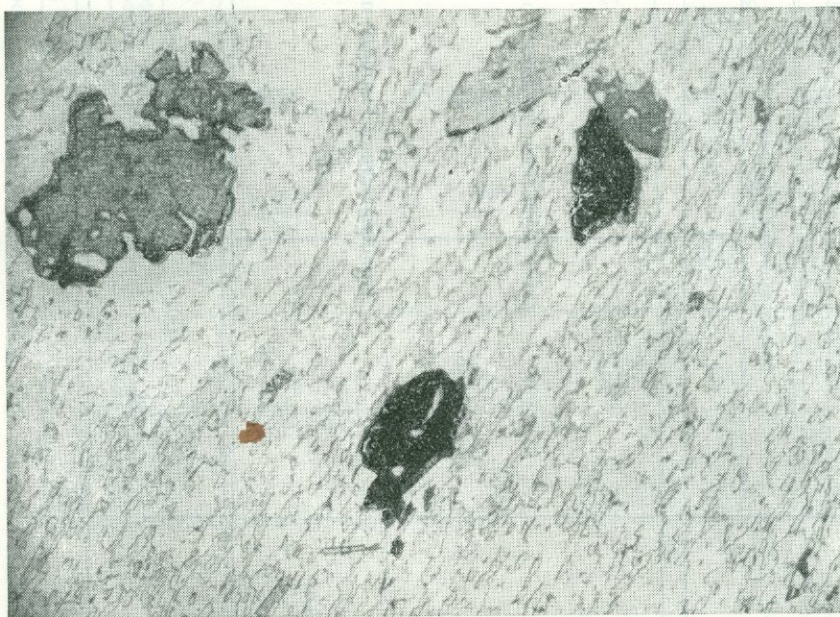


Рис. 6. Развитие пойкилобласт граната и биотита в гранатовом слюдяном сланце с одновременным исчезновением серицита. Без анализатора, увел. 20

Таблица 2

Химическая характеристика пород парандовской серии

№ образца, анализа	495и	362	363б	498	360	371	359	362а	351б	406	352
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Окислы											
SiO ₂	68,56	46,68	46,84	50,82	48,20	52,76	47,46	49,46	55,62	61,22	75,70
TiO ₂	0,55	1,20	1,20	1,39	2,03	2,15	0,67	1,20	1,39	0,73	0,37
Al ₂ O ₃	16,61	13,82	19,10	14,09	15,53	16,23	14,89	15,04	17,02	16,03	11,91
Fe ₂ O ₃	1,09	2,04	1,74	2,56	2,43	2,09	2,78	2,23	2,19	1,89	1,47
FeO	3,17	10,37	12,24	11,64	16,41	14,54	9,93	12,09	7,48	4,32	1,87
MnO	0,06	0,17	0,17	0,14	0,02	0,11	0,19	0,13	0,06	0,05	0,02
MgO	1,18	5,73	4,80	4,56	4,24	2,90	8,59	7,68	4,51	3,72	0,78
CaO	1,98	10,42	8,40	8,38	6,52	4,08	11,40	8,54	5,00	6,30	1,84
Na ₂ O	2,26	2,65	2,10	0,26	3,07	3,60	1,71	3,12	4,23	4,57	2,88
K ₂ O	2,98	0,09	0,53	2,60	0,54	0,77	0,30	0,29	1,12	0,76	2,00
CO ₂	—	4,68									
H ₂ O ₁₀₅	0,10	0,08	0,06	0,28	0,14	—	0,06	0,04	0,08	0,08	0,12
П. п. п.	1,46	1,8	2,50	2,90	0,44	0,36	1,68	0,72	1,34	0,46	1,48
He onp.											
Сумма	100,00	99,73	99,68	99,62	99,97	99,59	99,66	100,54	100,04	100,13	100,44
Al	46	20	27	22	22	26,6	19	20	29	30	42
fm	24,6	46	45,5	49	52,5	50,5	50	52,5	42	33	22
C	10,2	27,5	22	24	18	12,0	27	20,5	15	21	12
alk	19,2	6,5	5,5	5	8	11,0	4	7	14	15,5	24
Fe											
Fe+Mg	67	56	61	63,5	71	76	44	51	54	48	70
CaO : MgO	1,25	1,38	1,25	1,33	12	1,0	0,95	0,80	0,89	1,22	1,7
mg	0,33	0,43	0,38	0,37	0,29	0,24	0,55	0,49	0,46	0,52	0,30

Таблица 3

Состав гранатов в породах парандовской серии

№ образца, анализа	Гранатовый слюдяной сланец	Гранатовые амфиболиты		
		495и	360	498
		1	2	3
Окислы				
SiO ₂	40,24	42,54	36,90	
TiO ₂	0,15	0,36	0,25	
Al ₂ O ₃	20,95	18,46	20,09	
Fe ₂ O ₃	0,65	—	1,14	
FeO	28,80	28,08	30,24	
MnO	2,70	4,13	3,26	
MgO	0,96	1,04	1,57	
CaO	5,54	5,10	7,06	
Сумма	99,99	99,71	100,51	
Альмандин	71,1	69,2	66,5	
Гроссуляр	15,5	16,1	16,6	
Пироп	4,2	4,4	6,2	
Спессаргин	6,8	10,3	7,3	
Андрадит	2,1	—	3,3	

Анализы 1 и 2 выполнены В. Д. Бугровой, анализ 3 — З. К. Зульфикаровой (Лаборатория геологии докембрия АН СССР).

Состав роговых обманок пара- и ортоамфиболитов

Таблица 4

Окислы	№ образца, анализа	Параамфиболиты. Усиление степени метаморфизма				Ортоамфиболиты	
		Анкеритовый амфиболит	Гранатовый амфиболит	Амфиболит	Гранатовый амфиболит	Мелкозернистый амфиболит	Метагаббро
		362	360	363	498	362а	365
		1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,06	42,28	41,02	39,50	45,34	46,00	
TiO ₂	0,60	2,02	1,47	0,50	0,56	0,56	
Al ₂ O ₃	14,84	11,30	17,00	18,90	13,52	13,44	
Fe ₂ O ₃	2,68	5,26	2,65	2,61	1,88	1,76	
FeO	16,20	21,19	17,52	18,72	15,12	12,40	
MnO	0,12	0,28	0,20	0,13	0,12	0,15	
MnO	7,10	3,48	5,30	4,84	9,64	11,46	
CaO	10,84	9,38	11,14	11,62	10,04	11,32	
Na ₂ O	1,39	2,10	1,22	0,81	1,76	1,00	
K ₂ O	0,25	0,35	0,36	0,53	0,25	0,16	
H ₂ O _{пр}	2,08	2,16	2,26	2,20	2,06	2,36	
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	
Сумма	100,16	99,80	100,14	100,36	100,29	100,61	
fm, %	60	80	67	71	49	40	
ох, %	13	18	12	11	10	11	
K	0,04	0,06	0,065	0,09	0,04	0,03	
K	0,20	0,24	0,32	0,45	0,40	0,75	
$\frac{K+Na}{si}$	0,50	0,50	0,43	0,05	0,63	0,61	

- $(K_{0,04}Na_{0,45}Ca_{1,71})_{2,2}(Fe_{1,99}^{2+}Mg_{1,56}Mn_{0,01}Fe_{0,30}^{3+}Al_{1,08}Ti_{0,07})_{5,01}(Si_{6,5}Al_{1,5})_8(O_{21,95}OH_{0,05})_{22}(OH)_2$
- $(K_{0,06}Na_{0,63}Ca_{1,56})_{2,25}(Fe_{2,74}^{2+}Mg_{0,80}Mn_{0,03}Fe_{0,61}^{3+}Al_{0,56}Ti_{0,23})_{4,97}(Si_{6,5}Al_{1,5})_8(O_{21,93}OH_{0,07})_{22}(OH)_2$
- $(K_{0,06}Na_{0,35}Ca_{1,78})_{2,19}(Fe_{2,19}^{2+}Mg_{1,18}Mn_{0,02}Fe_{0,29}^{3+}Al_{1,12}Ti_{0,17})_{4,97}(Si_{6,13}Al_{1,87})_8(O_{21,79}OH_{0,21})_{22}(OH)_2$
- $(K_{0,09}Na_{0,24}Ca_{1,87})_{2,20}(Fe_{2,36}^{2+}Mg_{1,08}Mn_{0,01}Fe_{0,29}^{3+}Al_{1,29}Ti_{0,05})_{5,08}(Si_{5,95}Al_{2,05})_8(O_{21,86}OH_{0,14})_{22}(OH)_2$
- $(K_{0,04}Na_{0,49}Ca_{1,57})_{2,10}(Fe_{1,85}^{2+}Mg_{2,1}Mn_{0,01}Fe_{0,21}^{3+}Al_{0,96}Ti_{0,06})_{5,19}(Si_{6,63}Al_{1,37})_8(O_{21,97}OH_{0,03})_{22}(OH)_2$
- $(K_{0,03}Na_{0,28}Ca_{1,74})_{2,05}(Fe_{1,49}^{2+}Mg_{2,45}Mn_{0,02}Fe_{0,19}^{3+}Al_{0,87}Ti_{0,06})_{5,08}(Si_{6,81}Al_{1,39})_8(O_{21,74}OH_{0,28})_{22}(OH)_2$

Анализы выполнены: 1, 5, 6, — Бугровой В. Д., 2 — Ермолаевой М. Э., 3 — Зевелевой Е. Е., 4 — Зульфикаровой З. К. (Химическая лаборатория ЛАГЕД).

исчезновение хлорита в основной массе (обр. 360) почти всегда сопровождается некоторой деанортитизацией плагиоклаза с развитием карбоната (иногда апатита в виде мелких зерен) и более интенсивной биотитизацией. Непосредственно в контактовой зоне в гранатовом амфиболите (обр. 498) наряду с полным разрушением хлорита исчезает плагиоклаз с образованием крупных призматических кристаллов эпидота.

Следует отметить, что для осадочных образований парандовской серии характерно однородное мелкозернистое строение основной массы и отсутствие каких-либо признаков обломочных структур даже в наименее измененных участках. В то же время для вулканогенных пород, несмотря на изофациальный характер метаморфизма, характерны реликтовые магматические структуры.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАРА- И ОРТОАМФИБОЛИТОВ ПАРАНДОВСКОЙ СЕРИИ

Ряд геологических и петрологических особенностей свидетельствует о различном генезисе двух типов амфиболитов, развитых в данном районе: порфиробластических амфиболитов пезозерского типа и мелкозернистых (табл. 5).

Таблица 5

Геологические и петрологические особенности амфиболитов

	Порфиробластические амфиболиты	Мелкозернистые амфиболиты
Геологическое положение	Залегают в едином комплексе со слюдяными гранатовыми сланцами	Переслаиваются с порфиритоидами и порфироидами
Особенности внутреннего строения	Первичнослоистые породы; выделяются макро- и микрослоистость и ритмичная слоистость	Однородное строение
Количественно-минералогический состав	Состав непостоянный; переменное и сравнительно низкое содержание амфибола; кварц и плагиоклаз от 23 до 52%	Состав постоянный, высокое содержание амфибола (75—80%)
Структура	Пойкилобластовая, иногда гелицитовая	Нематобластовая, иногда реликты офитовой структуры
Текстура	Полосчатая	Массивная
Химический состав	Отклоняется от средних составов магматических пород. Неоднородный	Однородный; соответствует магне габброидного типа; повышенное $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$ $\text{CaO} : \text{MgO}$ $\left. \begin{array}{l} \text{mg} \\ \text{si} \end{array} \right\} \text{ По Ниггли}$	$56-76\%$ ≥ 1 $0,24-0,43$ $115-147$	$44-51\%$ < 1 $0,49-0,55$ $104-111$
Особенности породообразующих минералов	$\text{fm} = 60-80$ $\text{ox} = 11-18$	$\text{fm} = 40-49$ $\text{ox} = 10-11$
Амфибол Плагиоклаз	Обратная зональность, отсутствие эпидотизации	Зональность прямая и обратная, значительная эпидотизация плагиоклаза

Из табл. 5 видно, что порфиробластические амфиболиты можно рассматривать как осадочные образования, а мелкозернистые — как магматические.

МЕТАМОРФИЗМ

Основной особенностью метаморфизма осадочных пород парандовской серии является образование неравновесных минеральных ассоциаций (табл. 6). Можно выделить три стадии метаморфизма.

Первая стадия — низкотемпературный региональный метаморфизм, реликтовым минералом которого является сильвожелезистый и глиноземистый хлорит (репидолит), а в слюдяных сланцах — серицит. *Вторая стадия* — наложенный высокотемпературный метаморфизм, выраженный в образовании пойкилоблест с одновременным исчезновением хлорита и серицита. Четко проявленная метаморфическая зональность относительно контактов с кочкомскими гранитами, выраженная в изменении характера ассоциаций и состава минеральных фаз, свидетельствует о связи высокотемпературной стадии метаморфизма с внедрением гранитоидов (см. табл. 6).

Таблица 6

Парагенетические ассоциации пород парандовской серии

Порода	Парагенетические ассоциации		
	Региональный метаморфизм (реликтовые минералы)	Регионально-контактный метаморфизм	
		Высокотемпературная стадия	Диафторез
Гранатовые слюдяные сланцы	Мусковит	Гранат — биотит — мусковит — плагиоклаз — кварц	Хлорит
	Хлорит	Биотит — плагиоклаз — кварц	
Порфиробластические амфиболиты и их анкеритовые и гранатовые разновидности	Хлорит	Роговая обманка — плагиоклаз № 30 — анкерит — кварц — (эпидот)	Плагиоклаз < 20 — куммингтонит — хлорит — эпидот
	Хлорит	Роговая обманка — плагиоклаз № 30 — (биотит) — кварц	
	Хлорит	Роговая обманка — плагиоклаз № 30 — гранат — биотит — кварц	
	—	Роговая обманка — плагиоклаз № 30 — гранат — биотит — карбонат — кварц	
—	—	Роговая обманка — гранат — биотит — карбонат — цоизит — кварц	—
Мелкозернистые амфиболиты и полевошпатовые амфиболиты	—	Роговая обманка — плагиоклаз № 30 — эпидот — биотит — кварц — (карбонат)	Хлорит — эпидот — кислый плагиоклаз
Порфиroidы	—	Плагиоклаз № 2—7 — биотит — мусковит — кварц (гранат)	Хлорит — карбонат

Для амфиболитов характерно развитие ассоциации карбоната и кварца. В отличие от более поздних кварцево-кальцитовых прожилков эта ассоциация является высокотемпературной и, согласно Д. С. Коржинскому (1936, 1937), объясняется повышенным парциальным давлением углекислоты в процессе метаморфизма. *Третья стадия* — диафторез, обусловленный воздействием гидротермальных растворов и приуроченный к зонам интенсивного расщепления в основном вдоль контактовых поверхностей пород различного состава. Характеризуется развитием вто-

ричного хлорита, талька, карбонатов, деанортитизации плагиоклаза, а в ряде случаев куммингтонита по гранату и роговой обманке. Часто сопровождается окварцеванием пород.

Ввиду отсутствия процессов мигматизации и метасоматического замещения есть основания предполагать, что в данном случае высокотемпературная стадия контактового метаморфизма не сопровождалась привнесением главных элементов, за исключением калия и в некоторой степени кремнезема непосредственно в экзоконтактной зоне. Образование высокотемпературных кальциево-железистых алюмосиликатов идет за счет хлорита и плагиоклаза. Отсутствует какая-либо закономерность в распределении элементов, кроме первичной слоистости. Вследствие этого на участках, не затронутых приконтактным метасоматозом и диафторезом, химический состав метаморфической породы условно можно рассматривать как состав первичного осадка.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПАРАНДОВСКОЙ СЕРИИ

Для реставрации природы первичных осадков при условии изохимического метаморфизма необходимо учитывать состав метаморфической породы, прямые или косвенные признаки, указывающие на условия осадконакопления, а также характер парагенетических ассоциаций, определяющий особенности состава исходного материала.

Осадочные образования парандовской серии характеризуются тонкой слоистостью, отсутствием ясно выраженного ритмичного строения и каких-либо признаков обломочных структур, что характерно для глубоководных морских фаций. Тонкая полосчатость, обусловленная прослоями титаномagnetита и развитая в порфиробластических амфиболитах, напоминает полосчатость джеспилитовых руд. Эти руды, по мнению Н. М. Страхова, образуются в глубоководной пелагической зоне бассейнов за пределами глинистых отложений, в условиях окислительной среды. Осаждение, с одной стороны, Fe^{2+} , а с другой — Fe^{3+} и Ti , могло иметь место в переходной зоне между магнетитовой и гематитовой фациями (Страхов, 1960).

Состав пород характеризуется высоким содержанием кремнезема и значительным количеством глинозема. Для порфиробластических амфиболитов, кроме того, отмечается повышенное содержание железа и кальция.

Глубоководный характер первичных осадков, богатство их кремнеземом и железом позволяют относить высокотемпературные осадочные образования парандовской серии к кремнисто-железистой формации и предполагать значительное загрязнение кремнистых осадков доломитовым и глинистым материалом.

Гранатовые амфиболиты представляют собой разновидности с наиболее высоким содержанием кремнезема и окислов железа и низким содержанием кальция и магния. Характерно, что именно к этим породам приурочена тонкая, джеспилитоподобная полосчатость. Общая железистость пород высокая и составляет 63—76%. Этим объясняется широкое развитие в них ассоциации альмандин — роговая обманка (Коржинский, 1939). По мере падения отношения $FeO : MgO$ альмандин исчезает, и при общей железистости, меньшей 60%, возникает разновидность амфиболита без граната. Вероятно, гранатовые амфиболиты возникали за счет наиболее железистых кремнистых осадков с незначительной примесью доломитового материала.

Осадки, богатые доломитовым материалом, при метаморфизме давали анкеритовую разновидность амфиболитов. Они характеризуются меньшей железистостью. Отношение $CaO : MgO = 1,38$ типично для ряда формаций докембрия. Локальная приуроченность к этим прослоям высокотемпературной

ассоциации карбонат — кварц свидетельствует о повышенном давлении углекислоты, выделяющейся при разрушении карбонатного материала — осадка в процессе высокотемпературного метаморфизма.

Гранатовые слюдяные сланцы при нанесении на диаграмму Ниггли попадают в поле пелитовых пород, но характеризуются высоким содержанием кремнезема и отношением $FeO : MgO$. Залегание в едином комплексе с порфиробластическими амфиболитами, состав пород, а также отсутствие реликтов обломочных структур позволяют рассматривать эти породы как осадки той же кремнистой формации, загрязненные глинистым материалом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности литологии и метаморфизма осадочных образований парандовской серии свидетельствуют о эпигенетическом характере рудопроявления серного колчедана, развитого в рассматриваемом районе



Рис. 7. Формы выделения графита в плейчатом хлоритовом сланце из зоны диафтореза. Без анализатора, увел. 20

(Г. О. Глебова-Кульбах, 1953 г.). Рудопроявление приурочено к зонам интенсивного рассланцевания и диафтореза и является более поздним, чем высокотемпературная стадия метаморфизма. Кроме того, развитие в основании серии глубоководных кремнистых отложений с повышенным содержанием железа, наблюдаемого в окисной и закисной формах, и принадлежность их к джеспилитовому типу руд, с точки зрения Н. М. Стрехова (1960), соответствует наименее восстановительной среде и несовместимо с условиями формирования осадочных сульфидных руд. Следовательно, гипотеза о первичноосадочном происхождении серноколчеданного рудопроявления для данного района не подтверждается.

Приуроченность рудопроявления к горизонтам порфиробластических амфиболитов дает основание предполагать частичную мобилизацию железа из вмещающих пород постмагматическими растворами, богатыми соединениями серы.

Восстановительный характер среды в момент движения растворов подтверждается наличием зон графитизированных пород, сопутствующих

рудопроявлению. Раньше они рассматривались как первичноосадочные образования. Графитсодержащие породы локализованы в зонах интенсивного расщепления, пльчатости и диафтореза осадочных пород (рис. 7). Поскольку метаморфизм этих пород имел место в условиях повышенного давления CO_2 , то выпадение графита при разрушении в восстановительной среде углекислоты вполне закономерно и сингенетично с серноколчеданным рудопроявлением.

Наличие в основании парандовской серии первичноосадочных образований с повышенным содержанием окислов железа дает возможность коррелировать их с породами кремнисто-железородной формации гимольской серии нижнего протерозоя Западной Карелии.

ЛИТЕРАТУРА

- Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фации глубинности. Тр. Центр. научно-иссл. геологоразвед. ин-та, вып. 71, 1936.
- Коржинский Д. С. Зависимость минералообразования от глубины. Зап. Всерос. минерал. об-ва, ч. LXVI, № 2, 1937.
- Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. 1, 1939.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Том II. Изд. АН СССР, 1960.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрографии Центральной Карелии. Изв. Главн. геологоразв. упр., вып. 51, 1931.
- Судовиков Н. Г. Геолого-петрографический очерк Шуэзерского района. Тр. Ленинград. геол.-разв. треста, вып. 6, 1934.
- Судовиков Н. Г. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуэзеро — Пезозеро. Тр. Ленинград. об-ва естествоиспытателей. Отд. геологии и минер., том LXIII, вып. 2, 1934.
- Судовиков Н. Г. Глубокометаморфизованные образования карелид Центральной Карелии. В кн.: «Северная экскурсия КАСССР». Международн. геол. конгресс, XVII сессия, 1937.

В. А. СОКОЛОВ, К. И. ХЕЙСКАНЕН

ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ (ЯТУЛИЙСКИХ) КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В КАРЕЛИИ

Большие возможности для реставрации геоморфологических, климатических и геохимических особенностей, как необходимых характеристик палеогеографической обстановки докембрия, открывает изучение древних кор выветривания (Сидоренко, 1963).

В настоящее время накопился значительный фактический материал об ятулийских корях выветривания, которые впервые были отмечены А. Метцгером (1924) в основании ятулийских отложений в районе Суоярви¹. Коры выветривания известны теперь во многих районах Карелии (Харитонов, 1938; 1963; Гилярова, 1948, 1955; Перевозчикова, 1957; Кратц, 1963; Гимченко, 1950 и др.), Финляндии (Вярюнен, 1959) и Швеции (Magnusson и др., 1957).

У карельских геологов нет единого мнения о стратиграфическом положении горизонтов кор выветривания в составе докембрия. Они по-разному понимают объем ятулия. Л. Я. Харитонов (1964), относя к ятулию большинство протерозойских образований Карелии, считает, что коры выветривания связаны с каждым тектоно-магматическим циклом, т. е. он выделяет несколько разновозрастных горизонтов кор выветривания. М. А. Гилярова, К. О. Кратц и др., понимая под ятулием толщи кварцитовых и терригенно-карбонатных пород, которые были выделены под этим названием Седергольмом (1889), считают, что коры выветривания слагают один горизонт в основании ятулия (или в основании карельской формации, по М. А. Гиляровой).

Авторы статьи, исходя из полученного фактического материала, придерживаются мнения, что все известные до сих пор коры выветривания различных пород, подстилающих ятулийские толщи, представляют единый стратиграфический горизонт кор выветривания². Кроме этого, в 1961 г. было установлено наличие второго горизонта коры выветривания внутри ятулия. Таким образом, коры древнего выветривания в Карелии являются характерной принадлежностью ятулийских отложений и образуют здесь два стратиграфических горизонта: нижний и верхний.

НИЖНИЙ ГОРИЗОНТ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В основании ятулийских отложений на значительной площади Карелии и за ее пределами прослеживается первый (нижний) горизонт коры выветривания, который образуется на архейско-нижнепротерозойских

¹ Коры выветривания изучались авторами статьи в процессе геолого-литологических исследований ятулийских отложений. В тематических работах принимали участие также Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев и Ю. И. Садук.

² В статье не рассматривается вопрос о положении в составе докембрия коры выветривания на суйсарских вулканитах бесоведской толщи (А. И. Кайряк, 1964 г.).

гнейсо-гранитных породах, на нижнепротерозойских супракрустальных комплексах и на сариолийских конгломератах.

Коры выветривания на гнейсо-гранитных породах. На гнейсо-гранитных породах залегают две разновидности кор выветривания: 1) автохтонные коры химического выветривания и щебенчатые (элювиально-делювиальные).

Первая разновидность коры выветривания, описанная А. Метцгером, имеет значительное площадное развитие. Обнажения с корой выветривания этой разновидности, называемой часто «базальными сланцами», известны в районе Прионежья, Туломозера, Суоярви, Малого Янисярви, Сегозера, Селецкого, Маслозера, Надвоицы, Вотулмы, Чирко-Кеми и т. д.

В ходе тематических исследований в ряде районов Карелии были изучены переходы от пород основания через кору выветривания до перекрывающих ее собственно ятулийских отложений. Полученные данные, а также материалы других исследователей позволяют сделать вывод, что кора выветривания имеет следующую зональность (снизу вверх):

1. Разнозернистые серые и розовато-серые граниты и гнейсо-граниты микроклин-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые с мусковитом, хлоритизированным и свежим биотитом, иногда с зернами эпидота и различными акцессориями (апатит, сфен, циркон). В небольших масштабах наблюдается серицитизация плаггиоклазов, обычно начинающаяся по краям зерен и двойниковым швам.

2. Гранит выветрелый серого, зеленовато- или розовато-серого цвета. Зерна кварца сохраняют неправильные, характерные для гранитовой структуры очертания. Нередко на зернах кварца в контактах с интенсивно измененными зернами плаггиоклазов наблюдается регенерационная кайма с включениями продуктов замещения плаггиоклаза.

Микроклин во многих случаях сохраняет свежий облик и только, по-видимому, в верхней части этой зоны наблюдается в небольших количествах замещение его агрегатом карбоната и крупночешуйчатого серицита. Контактующие с таким микроклином интенсивно замещенные зерна плаггиоклаза приобретают свежую регенерационную кайму, развитую только вдоль линии этих контактов.

Плаггиоклаз в пределах этой зоны снизу вверх претерпевает постепенно прогрессирующую серицитизацию вплоть до полного замещения мелкочешуйчатым серицитом. В меньшей степени, но повсеместно, здесь наблюдается развитие зерен карбоната по плаггиоклазу. Массовые замеры углов симметричного погасания плаггиоклазов в данной и предыдущей зонах, проведенные в двух разрезах с последующей обработкой методом последовательного анализа, с довольно высокой (соответственно 85 и 98,7%) надежностью показали, что в анализированных разрезах плаггиоклаз в нижней зоне представлен № 8—10, а выше переходит в более кислый (№ 0—2).

Биотит в данной зоне в значительной степени и часто полностью замещается хлоритом с выделением рудных, в большинстве случаев представленных лейкоксеном, иногда рутилом в виде тонкой сагенитовой решетки. Хлорит в верхней части замещается серицитом.

В некоторых разрезах в данной зоне наблюдаются неправильные и ромбические зерна сфена (до 1% и более).

3. Породы с остаточной гранитной структурой, которая микроскопически распознается по характерным неправильным ксеноморфным контурам зерен кварца иногда с трещинами, заполненными серицитом. Место полевых шпатов полностью занято тонкочешуйчатым серицитом, в котором, возможно, присутствует тальк, распознающийся на ощупь в образцах и (по чистым и ярким цветам интерференции) в шлифах.

Биотит сохраняется очень редко, обычно он замещается хлоритом с лейкоксеновыми выделениями или сагенитовой решеткой рутила.

Хлорит очень часто замещен серицитом, смесью серицита и кварца; иногда полоски лейкоксовой пыли и рутиловая «сеточка» того облика, который они имеют при выделении в биотите, в данной зоне оказываются заключенными в кварц. Часто наблюдается регенерированный и вторичный мелко мозаичный кварц в смеси с серицитом. Карбоната здесь обычно нет.

4. Породы кварцево-серицитовые зеленовато-серые с нарушенной гранитной структурой, нередко со значительным расланцеванием. Кварцевые зерна, вытянутые по сланцеватости, часто расколоты, иногда имеют закругленные углы. Основную массу породы составляет тонкочешуйчатый серицит. Обычно здесь наблюдается несколько повышенное содержание сфена.

5. Кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники ятулия, с размывом залегающие на нижележащих породах.

Указанная зональность коры выветривания наблюдается в различных районах, хотя мощность отдельных зон изменяется и они не всегда полностью сохраняются от размыва. Общая мощность 2, 3 и 4-й зон коры выветривания 5—25 м.

Данные химического и спектрального анализов разреза южного берега Сегозера и в р-не с. Ахвен-Ламби показывают, что химический состав гранитных пород при их выветривании испытывает изменения (табл. 1). Вверх по разрезу значительно увеличивается содержание K_2O , MgO , Sr , иногда V и Y ; менее резко увеличивается содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , Ba , V , Ni , Be , Zr , Zn .

Таблица 1

Химические анализы гранитов и коры выветривания
(аналитик А. И. Федосеева)

№ зоны	№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	Сумма
4	906—4	65.18	0,22	19,39	1,58	0,25	0,01	2,63	0,24	Следы	6,80	0,09	3,00	99,39
3	906—2	72,84	0,16	15,44	1,45	0,25	0,01	1,96	0,19	0,28	5,24	0,11	2,39	—
2	906—1	65,34	0,12	17,11	1,20	0,29	0,06	1,07	3,09	3,03	5,03	0,10	3,53	99,97
1	906	70,66	0,15	15,99	1,15	0,45	0,04	0,53	1,92	4,59	3,38	0,14	0,74	99,74
1	945—1	83,98	0,46	18,22	2,78	0,98	0,04	2,91	1,20	3,30	3,90	—	2,68	—
2	945—3	64,98	0,45	16,12	3,65	0,80	0,05	2,19	3,30	3,70	—	3,00	—	—
2	945—5	63,40	0,51	18,17	3,76	0,86	0,04	3,21	0,74	0,28	6,20	—	3,22	—
3	945—9	54,83	0,70	21,98	3,56	0,88	0,05	4,72	0,98	0,18	7,76	—	4,08	—

Значительное уменьшение содержания наблюдается для Na_2O , CaO , иногда FeO , Sr ; существенно убывает количество общей и силикатной SiO_2 , в меньшей степени — MnO и Cu . Количество свободной SiO_2 (и кварца по подсчетам в шлифах) в 3-ей зоне увеличивается, выше снова падает. Резко различно в двух данных разрезах подведение Pb . В разрезе 906 он резко убывает вверх, тогда как в разрезе 945 его количество медленно увеличивается. Валовое железо в большинстве случаев обнаруживает тенденцию к накоплению в верхних зонах.

Изменения содержаний минералов и элементов в анализированных разрезах хорошо согласовываются между собой и в целом дают представление о вполне закономерных процессах выветривания гранитных пород в зоне гипергенеза ятулийского времени.

Вторая разновидность коры выветривания — элювиально-делювиальные брекчии гранитов — в наиболее типичном виде встречена нами на восточном берегу Сегозера. Подобные же образования ранее отмечались на западном берегу Сундозера (Бригуннаволоок), а по данным В. И. Робонена (1960) и В. З. Негруца (1963), развиты в районе оз. Вотулма и по данным И. Н. Лобанова (1961), — в районе оз. Янисярви.

На восточном берегу Сегозера и на островах в северо-восточной части этого озера было описано более 10 обнажений, в которых вскрывается непосредственный контакт гнейсо-гранитов с вышележащими породами.

Здесь устанавливается следующее залегание отложений (снизу вверх):

1. Гранит микроклин-плагноклазовый и плагноклазовый, разнозернистый, серый и розовато-серый.

2. Гранит серицитизированный и карбонатизированный, сильно трещиноватый. Трещины заполнены мелкочешуйчатым хлоритом, серицитом, карбонатом.

3. Брекчия гранита. Угловатые глыбы гранита до 1,0 м в поперечнике заключены в песчано-сланцистом, слюдисто-карбонатном или карбонатном цементе (кальцитовом с линзами доломита). В основании горизонта глыбы гранита залегают на неровной поверхности гранитного основания *in situ*. Выше по разрезу величина глыб уменьшается и они сдвинуты с мест своего отделения от гранитного основания.

Микроскопическое изучение показывает, что гранит в обломках изменен. Это проявляется в интенсивной серицитизации и карбонатизации плагноклазов, хлоритизации биотита.

Этот горизонт по простиранию иногда сменяется карбонатными породами, которые также цементируют валуны и гальки в разной степени выветрелого гранита. В основании слоя карбонатов на контакте с подстилающими гранитами были описаны зоны ожелезнения (теперь это лимонитизированный гематит) и скопления марганцевистых минералов (Хатун-Оя).

4. Конгломераты кварцевые, гранитно-кварцевые, гравелиты и кварцито-песчаники ятулия.

Мощность горизонтов 2 и 30,5—10,0 м, при этом изменение мощности горизонтов происходит на небольшом расстоянии за счет заполнения элювиально-делювиальными брекчиями понижений микрорельефа основания.

Химические анализы гранита основания и гранита из обломков брекчии приведены в табл. 2.

Таблица 2

Химические анализы гранита основания и гранита из обломков
(аналитик Г. И. Капустина)

№ образца	Горизонт	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
74—4	3	61,64	0,21	18,03	1,84	1,02	0,05	4,59	1,28	1,06	5,02	0,26	4,51	99,51
74—1	1	70,01	0,21	14,53	1,68	0,75	0,02	1,38	1,97	3,07	2,88	0,22	2,92	99,64

Сравнение химических анализов показывает, что снизу вверх происходит увеличение содержания Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, K₂O и уменьшение количества SiO₂, CaO, Na₂O.

Данные анализов показывают, что направленность процессов изменения гранита здесь как у первой разновидности.

Коры выветривания на нижнепротерозойских породах. Нижнепротерозойские толщи слагаются большим количеством разновидностей пара- и ортопород, различающихся по составу, внешнему виду и другим признакам. Коры выветривания на этих породах, перекрытых ятулийскими образованиями, изучены недостаточно полно, хотя наличие их описывалось М. М. Зильбером и Н. Д. Бычковой в районе южного берега Сегозера, Л. Я. Харитоновым (1961) в районе дер. Койкары, М. А. Гиля-

ровой (1955) в районе ст. Надвоицы, К. О. Кратцем и В. И. Робоненом (1960) в районе Шомбозера, Шуозера и т. д.

М. М. Зильбер отмечает, что темно-зеленые хлорито-амфиболовые сланцы переходят в сильно ожелезненную амфиболо-хлоритовую породу, вверх осветляющуюся и переходящую в рассланцованные серицитокварцевые песчаники ятулия, выше сменяющиеся кварцито-песчаниками

Мощность пород, измененных выветриванием, 3 м.

На другом участке на биотито-хлоритовых сланцах кора выветривания выражена в усиливающейся по направлению к контакту с ятулийскими породами хлоритизации, а ближе к нему — серицитизации и обесцвечивании породы. Непосредственно в контакте наблюдается сильное ожелезнение. Выше залегают хлорито-серицитокварцевые рассланцованные песчаники, в которых вверх быстро исчезает хлорит, уменьшается степень ожелезнения, увеличивается количество и окатанность кварцевых зерен. Данные породы вверх постепенно сменяются кварцевыми конгломератами и кварцито-песчаниками. М. А. Гилярова (1955) описала контакт кварцевых порфиров и вышележащих ятулийских пород в районе Тунгуды. Она считает, что кварцевый порфир в контакте выветрелый, осланцованный, с полевым шпатом, целиком замещенным кальцитом и серицитом, постепенно и незаметно переходит в выше и несогласно залегающие кварциты.

Коры выветривания на сариолийских образованиях. Наличие коры выветривания на сариолийских конгломератах, впервые в Карелии отмеченной П. Эскола (1948), признается теперь, по-видимому, большинством геологов.

Эта кора выветривания известна в районах р. Кумсы (оз. Долгое, пос. Падун, дер. Плаковара, оз. Пейболамби), дер. Койкары — Святнаволок (оз. Мусталамби, Салваламби), оз. Малое Янис-ярви и (г. Кухилас-ярви, Лехтомяки), оз. Селецкое, Сегозеро, дер. Лубосалма, оз. Тунгуда и др.

В районе дер. Карельская Масельга нами была описана следующая зональность в коре выветривания на сариолийских конгломератах:

1. Галечные и валунные гранитные конгломераты с редкими обломками зеленых сланцев, амфиболитов, которые перекрывают невыветрелые граниты. Валуны, как и аркозовый цемент, не имеют значительных признаков выветривания.

2. Те же конгломераты. Зерна плагиоклаза в валунах гранита и в цементе серицитизированы и карбонатизированы, биотит хлоритизирован. Степень изменения возрастает вверх по разрезу. Встречаются регенерированные зерна апатита. Мощность 3—7 м.

3. Конгломераты с нацело серицитизированным плагиоклазом и со значительным содержанием карбоната, пропитывающего как цемент, так и валуны конгломерата. Известковый материал слагает также обособления неправильно линзообразной формы с реликтами концентрически-зональных конкреционных структур. В зернах карбоната вкраплена рудная пыль (лимонит, гематит, лейкоксен), заполняющая карбонат полностью или располагающаяся в виде тонких прерывистых или концентрически расположенных полосок. В замутненных пылью участках карбонатных зерен развиваются хорошо ограненные кристаллы турмалина с «запыленным» ядром. Мощность горизонта карбонатизации не выдержана и меняется в пределах 0,2—0,5 м.

4. Породы с реликтовой конгломератовой текстурой, в которой видны контуры окатанных валунов и галек (хотя по составу это кварцево-серицитовая порода), полевого шпата валунов и цемента нацело замещен слюдястым материалом. Карбонат здесь отсутствует. Мощность 1,0—1,5 м.

5. Кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники ятулия.

Химические анализы свежих и выветрелых галек конгломерата приведены в табл. 3.

Химические анализы свежих и выветрелых галек конгломерата
(аналитик А. И. Федосеева)

№ образца	Горизонт	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
733—18	—	74,16	0,17	14,35	2,22	0,16	0,006	1,44	0,14	Следы	4,94	0,05	2,21	99,84
733—7	2	73,42	0,17	12,29	1,84	0,35	0,03	2,08	168	2,56	2,94	0,08	2,61	100,05
733—1	1	70,73	0,24	14,05	1,70	0,44	0,06	1,74	2,02	1,70	4,15	0,11	3,06	100,0

Полной уверенности в том, что анализу подвергнуты граниты одной разновидности, авторы не имеют. Однако сравнение химических анализов показывает, что изменение состава пород снизу вверх по разрезу происходит по указанным выше схемам. Снизу вверх увеличивается содержание SiO₂, Fe₂O₃, K₂O, уменьшается количество FeO, MnO, CaO. Содержание MgO и Na₂O вначале возрастает, а затем резко уменьшается, а количество Al₂O₃ сперва уменьшается, а вверх по разрезу возрастает.

Описанные выше разные типы кор выветривания слагают нижний горизонт выветривания, располагающийся в основании ятулийских толщ.

ВЕРХНИЙ ГОРИЗОНТ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В основании верхнеятулийских отложений, перекрывающих на берегах Сегозера покровы среднеятулийских основных пород, был описан горизонт коры выветривания, ранее здесь неизвестный. Обнажения, в которых видны контакты среднеятулийских и верхнеятулийских пород с корой выветривания, были описаны на южном и восточном берегах Сегозера.

На берегу Сегозера в губе Летепоя было установлено, что темно-зеленые альбито-амфиболовые мандельштейновые диабазы верхнего покрова постепенно сменяются вверх по разрезу белесыми породами, в которых, как это видно под микроскопом, сохраняется реликтовая офитовая и габбро-офитовая структура, хотя порода нацело изменена. На месте лейст альбита развиваются хлорит, серицит, карбонат, которыми также замещается и амфибол.

Подобные изменения основных пород, подстилающих верхнеятулийские отложения, были отмечены и на восточном берегу Сегозера. Мощность коры выветривания на южном и восточном берегах не превышает 1 м.

Химические анализы свежих и выветрелых диабазов приведены в табл. 4.

В описываемых разрезах восточного берега Сегозера наблюдается снизу вверх уменьшение количества TiO₂, Fe₂O₃, FeO, MgO, Na₂O и увеличение содержания SiO₂, Al₂O₃, MnO, CaO, K₂O. На южном берегу Сегозера снизу вверх уменьшается количество Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, а увеличивается количество SiO₂, Al₂O₃, K₂O.

Коры выветривания нижнего и верхнего горизонтов по своему геологическому положению не идентичны. Нижний горизонт залегает в основании ятулийского осадочного чехла молодой платформы, возникшей при консолидации нижнепротерозойской геосинклинали. Эти образования могут быть отнесены к типу кор выветривания, развитых непосредственно на складчатом основании платформы (Разумова и Херасков, 1963) с тем лишь дополнением, что они перекрывают и сариолийские аркозово-конгломератовые толщи, которые являются моллассами нижнепротерозойской геосинклинали (К. О. Кратц).

Коры выветривания этого горизонта имеют значительное площадное развитие в Карелии и за ее пределами.

Химические анализы свежих и выветрелых диабазов
(аналитики А. И. Федосеева и Н. Д. Малькова)

№ образца	Местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
6-44 **	Восточный берег	49,95	1,00	13,85	9,50	2,77	0,07	9,60	3,07	0,70	2,23	0,02	6,90	99,75
6-8 *	»	44,45	1,37	11,83	13,90	4,07	0,06	13,96	1,83	1,68	0,56	0,06	6,53	100,37
909-24 **	Южный берег	52,46	1,08	20,57	4,67	2,44	0,005	5,74	4,16	2,34	4,20	0,18	4,75	99,56
909-23 *	»	50,42	0,70	13,59	8,85	4,73	0,13	8,69	7,12	2,06	0,18	0,18	3,47	99,72
909-21	»	46,54	0,94	15,99	7,25	7,82	0,15	9,29	2,87	3,69	0,17	0,27	4,58	99,56

Примечание. * — свежие диабазы. ** — выветрелые диабазы.

Однако в ряде районов эти образования в значительной мере эродированы или совершенно размыты, и ятулийские отложения залегают непосредственно на неветрелых доятулийских породах. Выделение площадей развития кор выветривания и областей, где они разрушены, дает в некоторых случаях основание для восстановления условий формирования доятулийского рельефа.

Верхний горизонт кор выветривания, отмеченный пока только в одном районе, принадлежит к типу кор выветривания, приуроченных к поверхности размыва внутри платформенного чехла. Мощность этого горизонта не превышает 1 м. Верхнеятулийские отложения залегают с размывом на нижележащих породах. Этим можно объяснить небольшое площадное развитие этого горизонта, по-видимому, эродированного.

Изучение состава ятулийских пород показывает, что образование их шло в основном за счет размыва кор выветривания. Нижнеятулийские песчаные отложения, перекрывающие нижний горизонт коры выветривания, по своему составу кварцевые со значительным количеством серицита в цементе. Изредка встречаются песчинки выветрелого плагиоклаза. Прослой полевшпатово-кварцевых песчаников развиты только в кровле нижнего ятулия в регрессивной части разреза. В породах из основания верхнего ятулия (восточный берег Сегозера), перекрывающих верхний горизонт коры выветривания, наблюдается обилие серицита, хлорита, сфена, гематита, магнетита, т. е. минералов, которые входят в состав коры выветривания на основных породах. Указанная генетическая связь состава ятулийских пород с корами выветривания дает основание считать, что коры выветривания в областях сноса имели значительное площадное развитие и большую мощность. Это обстоятельство придает корам выветривания нижнего горизонта значительный геологический смысл, как свидетелю крупного перерыва в собственно доятулийское время. Это еще более подчеркивает значение горизонтов кор выветривания как важных маркирующих уровней в составе докембрия. В частности, для корреляции ятулий-

ских отложений этот горизонт, залегающий в основании сегозерской и онежской серий ятулия (Соколов, 1963), представляет надежный корреляционный репер.

Кроме выводов геологического значения, изучение кор выветривания (в частности, их состава) позволяет сделать некоторые заключения о климате, составе атмосферы и гидросферы времени образования древних кор выветривания.

Работами ряда исследователей (Сердюченко, 1956; Сидоренко, 1961, 1963) убедительно доказывается, что метаморфизованные осадочные породы сохраняют основные особенности химического состава исходной породы. В отношении кор выветривания это положение подкрепляется данными о закономерном изменении химического состава в профилях выветривания. Так, наблюдается обогащение верхних зон коры выветривания полуторными окислами (Al_2O_3 , Fe_2O_3) Ti, K и Mg, а также уменьшение в этих зонах количества Na и Ca. Метаморфические процессы привели к минеральной переработке исходного минерального вещества, но не затушевали полностью закономерности в распределении химических компонентов. Поэтому, опираясь на данные о химическом составе древних кор выветривания, возможно провести сравнение их с более молодыми корами выветривания и на этой основе провести реставрацию условий их образования.

Ятулийские коры выветривания по своему составу наиболее близки к сиааллитному орто- и параэлювию Б. Б. Польшова (1934) с соответствующими производными аккумуляциями (в частности, обизвесткованный элювий).

Отличительной особенностью состава ятулийских кор выветривания является то, что в верхних зонах их происходит повышение содержания K и Mg (а не уменьшение, как следовало бы ожидать, учитывая высокую подвижность этих элементов).

С целью объяснения этой особенности была предпринята попытка получить некоторые сведения о первичном химическом составе образовавшихся в коре выветривания глинистых минералов. С этой целью из химических анализов образцов из различных зон коры выветривания были исключены определенные количества химических элементов, участвующих в составе первично неглинистых минералов (кварц, остатки плагиоклазов и др.).

Остаток в какой-то степени характеризует соотношение $SiO_2 : Al_2O_3$ в первично глинистых фракциях разных зон коры выветривания. Полученные величины этого соотношения в верхней части всех изученных разрезов близки к соотношению 1 : 1. Это могло бы указывать на преимущественно каолиновый состав глинистых минералов в этой зоне, тогда как в нижележащих зонах соотношение примерно равно 3 : 1, как в современных гидрослюдистых глинах.

Высокое содержание K и Mg в нижних горизонтах, очевидно, вполне оправдано, так как гидрослюды типа иллита содержат их в больших количествах. В верхней же «каолиновой» зоне коры выветривания естественно предположить обогащение ее калием после захоронения коры выветривания в результате действия на исходные глинистые продукты выветривания щелочных грунтовых вод. Возможность таких переходов даже в довольно короткие сроки отмечалась для молодых глин (Викулова, 1957).

Повышенное по сравнению с нижележащими горизонтами содержание Mg, не соответствующее составу каолинита, вероятно, можно объяснить частичным накоплением в коре выветривания минералов группы галлуазита или магнезиальных силикатов типа сепиолита — керолита. Данные минералы более характерны для несколько засушливого климата. Таким образом, исходя из химического состава профилей выветривания, можно сделать заключение, что формирование кор выветривания

происходило в условиях теплого недостаточно влажного климата, который обуславливает появление гидрослюдистых и каолиновых (возможно, галлуазитовых) типов глин.

Некоторые карбонатные образования, в частности обогащенный карбонатом горизонт в разрезе коры выветривания на сариолийских конгломератах, и горизонты с повышенным содержанием карбонатов в других разрезах отмечают собой, по-видимому, древний уровень грунтовых вод. Они являются образованиями, аналогичными по своему генезису так называемым шоху (Наливкин, 1956), Caliche, kankar, hardpan (Страхов, 1963). В пределах этих горизонтов во всех разрезах происходит скачкообразное усиление степени выветрелости полевых шпатов.

Карбонат, слагающий линзы в элювиально-делювиальных брекчиях, представлен главным образом мелко- и тонкозернистым доломитом с прослойками кальцита. Садка доломита в мелких водоемах может быть объяснена принадлежностью их к озерам содового типа (Страхов, 1951), периодическое опреснение которых поверхностными и грунтовыми водами вызывает осаждение кальцита (Страхов, 1951; Соколов, 1963). Высокое парциальное давление CO_2 в атмосфере, предполагающееся для докембрия очень многими исследователями (Страхов, 1951; Лукашев, 1963 и др.), широкое развитие здесь гранитных пород, обусловивших поступление в бассейны большого количества щелочей и щелочных земель, делают высказанное предположение реальным.

Важным признаком, позволяющим судить о составе атмосферы в ятулии, является соотношение окиси и закиси железа в свежих и выветрелых породах. Химические анализы показывают, что от свежих, не затронутых выветриванием пород до верхних частей горизонта коры выветривания соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ меняется от 2,84 до 4,36 или от 2,55 до 6,32, т. е. устанавливается высокая степень окисления пород в зоне гипергенеза.

Это может свидетельствовать о наличии свободного кислорода в составе атмосферы ятулийского времени (Чернов, 1960), так как работами ряда исследователей (Гольдшмидт, 1943; Ранкама, Сахама, 1950) показано, что породы, однажды окисленные, стремятся сохранить свой кислород в течение метаморфизма до тех пор, пока они не потеряют избыток кислорода во время анатексиса и палингенеза.

Исключением из указанной закономерности является профиль выветривания с образованием брекчий с карбонатным цементом. Здесь соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ в гранитах равно 2,24, а в валунах гранита 1,8, т. е. намечается обратная картина — потеря окисного железа (см. табл. 2). Объяснение этого явления можно видеть в фациальных условиях образования элювиально-делювиальных брекчий в водной среде (карбонатный цемент брекчий), в которой обломочный материал под прикрытием воды не подвергался воздействию свободного кислорода атмосферы.

Таким образом, изучение древних кор выветривания дает основание, помимо установления их большого геологического значения, высказывать ряд предположений о физико-географической обстановке времени их образования. Формирование ятулийских кор выветривания происходило на поверхности слабо расчлененного плато в условиях теплого недостаточно влажного климата, при наличии в атмосфере свободного кислорода и большого количества CO_2 , кислой реакции атмосферных вод, щелочной или слабо щелочной — грунтовых и резко щелочной — мелких водоемов во впадинах рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

- В и к у л о в а М. Ф. Общая характеристика глин. В кн.: «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин». Госгеолтехиздат, 1957.
В я у р ю н е н Х. Кристаллический фундамент Финляндии (перевод с финского). Изд. иностр. лит., 1959.

Г и л я р о в а М. А. К стратиграфии и тектонике Карельской формации Центральной Карелии. Уч. зап. Лен. гос. пед. ин-та, кафедра геол. и минер., т. 72, 1948.

Г и л я р о в а М. А. К стратиграфии докембрия Косозерского района (Тунгуда) Карело-Финской ССР. Вестн. ЛГУ, № 1, 1955.

К а й р я к А. И. Бесовецкая свита — новая осадочная толща в составе протерозоя Южной Карелии. Тр. Карельского фил. АН СССР, вып. XXVI, 1960.

К р а т ц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, 1963.

Л о б а н о в И. Н. Минералогия и происхождение ятулийских кварцевых конгломератов Карелии. Мин. сб. Львовского геол. об-ва, № 15, 1961.

Л у к а ш е в К. И. Очерки по геохимии гипергенеза. Изд. АН БССР, 1963.

Н а л и в к и н Д. В. Учение о фациях, т. II. Изд. АН СССР, 1956.

Н е г р у д а В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. Сов. геол., № 7, 1963.

П е р е в о з ч и к о в а В. А. Геология протерозоя Карелии. Мат. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, 1957.

П о л ы н о в Б. Б. Кора выветривания. Ч. I. Процессы выветривания. Основные фазы и формы коры выветривания и их распределение. Изд. АН СССР, 1934.

Р а з у м о в а В. Н., Х е р а с к о в Н. П. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 77, 1963.

Р а н к а м а Р. Геологические данные о химическом составе докембрийской атмосферы Сб. «Земная кора», 1957.

Р о б о н е н В. И. Стратиграфия протерозоя района Шомбозера. Тр. Карельского фил. АН СССР, вып. 26, 1960.

С е р д ю ч е н к о Д. П. О некоторых типах осадочно-метаморфического минералообразования. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Изд. Львовского гос. ун-та, 1956.

С и д о р е н к о А. В., Л у н е в а О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд. АН СССР, 1961.

С и д о р е н к о А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. Сов. геол., № 4, 1963.

С о к о л о в В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд. АН СССР, 1963.

С т р а х о в Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. (Опыт сравнительно-литологического исследования.) Тр. Ин-та геол. наук, вып. 124, геол. сер., № 45, 1951.

С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1963.

Т и м о ф е е в В. М. Петрография Карелии, вып. 5. Изд. АН СССР, 1935.

Т и м ч е н к о И. П. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центральной и Южной Карелии. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 122, петрогр. сер., № 37, 1950.

Х а р и т о н о в Л. Я. Новые данные о стратиграфии и тектонике Карельской формации Онежско-Сегозерского водораздела. Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 17, 1938

Х а р и т о н о в Л. Я. О геологии карельских образований Карелии. Матер. по геол. и пол. ископ. Северо-Запада СССР, 3, 1963.

Ч е р н о в В. М. Об условиях образования Костомукшского железорудного месторождения. Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР, № 3, 1959.

E s k o l a P. Über die Geologie Ostkareliens. Geol. Rund. Bd. 35, 1948.

M e t z g e r A. A. Th. Die jatulischen Bilgungen von Suojarvi in Ostfinland. Bull. Comm. Geol. Fiul., N 64, 1924.

P a n k a m a K., S a h a m a Th. Geochimistry. Univ. Checago Priss, Chicago, 3, 912, 1950.

S e d e r h o l m I. I. Über eine archarung der Entschungweise des Grundgebirges. Comm. Geol. Fiulande. Bull., 6, 1897.

Ю. И. ЛАЗАРЕВ

МЕТОДЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА В ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

СУЩЕСТВУЮЩАЯ МЕТОДИКА

Литологическое изучение дислоцированных толщ неизбежно сталкивается с восстановлением первоначального залегания плоскостей деформированной слоистости и линий на ее поверхности, т. е. с необходимостью «снять тектонику». Эта задача, давно привлекающая внимание литологов, по своему содержанию не является литологической: ее решение требует предварительного анализа геометрии складок и относится к области применения методов структурного анализа.

По-видимому, все литологи пользуются единой методикой восстановления первоначального направления линейности на поверхностях деформированной слоистости (Ботвинкина, 1962; Бурачек, 1933; Вассоевич, Гроссгейм, 1951; Хабаков, 1940). Эта методика исходит из предположения о первичной горизонтальности слоистости, хотя, как известно, первоначальное залегание параллельной слоистости может быть и наклонным. Суть метода состоит во вращении плоскости до горизонтального положения вокруг линии простирания, принимаемой за ось вращения.

Так как не все складки образуются путем вращения одних частей горной породы относительно других, и такой механизм свойствен только деформации изгиба, эта методика применима только при изучении отложений, смятых в концентрические, параллельные складки (де Ситтер, 1960; Тернер, 1961). Кроме того, при образовании концентрических складок осью вращения является ось складки, а не линия простирания. Следовательно, существующая методика применима лишь при условии совпадения простирания с осью складки. При использовании этой методики постоянно остается нерешенным вопрос о первоначальном залегании слоистости, которое принимается горизонтальным.

Автор ставит своей целью привлечь внимание литологов к методам структурного анализа. Поэтому в настоящей статье будут рассматриваться только условия концентрической складчатости. Она представляет довольно часто встречающуюся тектоническую обстановку, в которой проводится литологическое изучение дислоцированных толщ.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Так как количество движения любой точки внутри деформированной горной породы неизвестно, задача восстановления первоначального залегания должна решаться на основе изучения геометрических результатов складчатости, отражающих различие механизма образования складок. Естественно, что природные складки редко в точности соответствуют геометрии идеальных типов, таких, как параллельные и подобные складки.

Механизм их образования значительно более сложен. Однако анализ простых идеальных типов является необходимой ступенью изучения более сложных природных объектов. Ограничение нашего изложения только идеальными условиями концентрической складчатости представляется в данном случае вполне оправданным, так как специфика литологических исследований требует сохранения ряда особенностей первичных осадков. а это возможно лишь при отсутствии широкого течения материала в ходе деформации и соответствия геометрии складчатости идеальным условиям. Кроме того, как показывает опыт структурного анализа сложноскладчатых регионально-метаморфизованных толщ в этих условиях, геометрия природных складок также обычно существенно не отклоняется от геометрии идеальных структур.

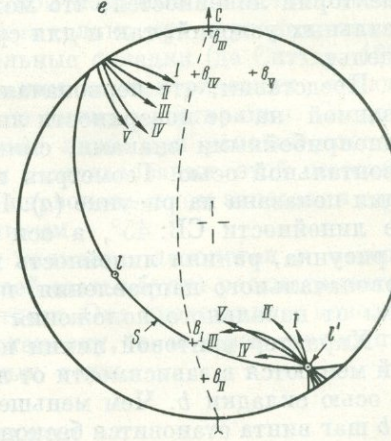
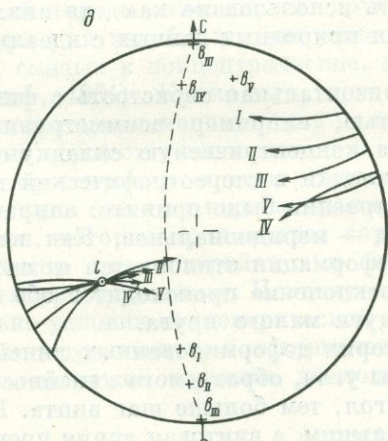
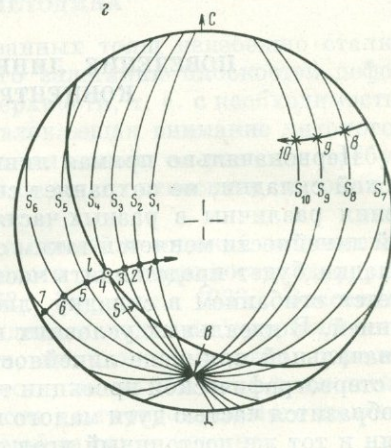
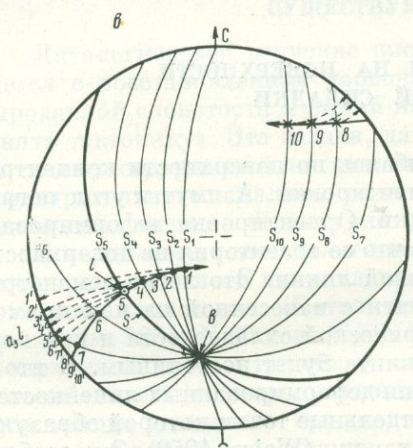
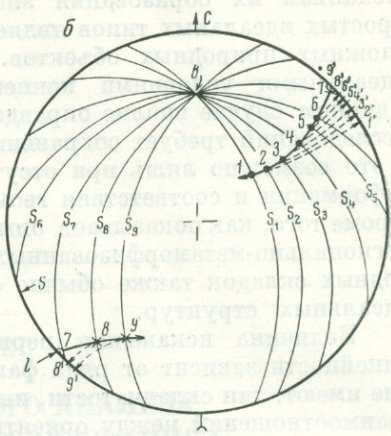
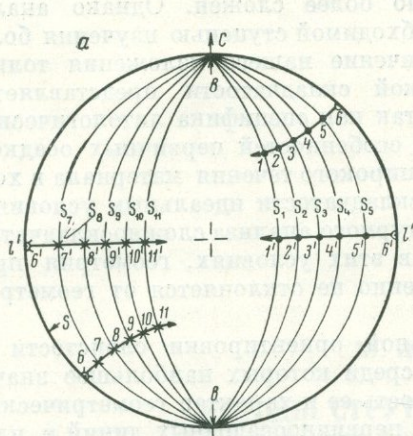
Величина искажения первоначальной ориентировки слоистости и линейности зависит от ряда факторов, среди которых наибольшее значение имеют: тип складчатости, интенсивность ее и характер геометрических взаимоотношений между ориентировкой первичноосадочных линий и плоскостей, существовавшей до деформации, с ориентировкой чисто тектонических линий и плоскостей.

ПОВЕДЕНИЕ ЛИНЕЙНОСТИ НА ПОВЕРХНОСТИ КОНЦЕНТРИЧЕСКОЙ СКЛАДКИ

Первоначально прямая линия, изгибаясь по поверхности концентрической складки, не сохраняет своей ориентировки. Азимут и угол погружения различны в разных частях складки. Ориентировка деформированной линейности меняется таким образом, что ее траектория на поверхности складки будет представлять часть винтовой линии. Это легко демонстрируется сгибанием в складку листа бумаги с нанесенной на нем прямой линией. В идеальных условиях концентрической складчатости и при первоначальной прямизне линейности шаг винта будет постоянным. В итоге на стереографической проекции траектория деформированных линейностей изобразится частью дуги малого круга, отдельные точки которой образуют один и тот же постоянный угол с осью складки (Weiss, 1959). Эта особенность открывает возможность построения на стереографической сетке траекторий линейностей, что может быть использовано как для анализа идеальных условий, так и для сравнения природных данных с идеальной моделью.

Представим, что первоначально горизонтальная слоистость с фиксированной на ее поверхности линейностью, например асимметричными волноприбойными знаками, сминается в концентрическую складку с горизонтальной осью. Геометрия такой складки в стереографической проекции показана на рисунке (а). При построении было принято: направление линейности СВ: 45° , а оси складки — меридиональное. Как видно из рисунка, ранняя линейность после деформации отклоняется от своего первоначального направления, причем отклонение происходит в обе стороны от начального положения вдоль дуги малого круга.

Характер винтовой линии и траектория деформированных линейностей меняются в зависимости от величины угла, образуемого линейностью l с осью складки b . Чем меньше этот угол, тем больше шаг винта. При $l \parallel b$ шаг винта становится бесконечно большим, а винтовая линия превращается в прямую. Таким образом, когда линейность параллельна оси складки, она остается прямолинейной при любой интенсивности деформации. С увеличением угла между l и b шаг винта систематически уменьшается, малокруговая траектория все более разворачивается и при $l \perp b$ шаг винта равен нулю, а траектория деформированных линейностей обращается в дугу большого круга — траектория l' (см. рисунок, а). Другими словами, деформированные линейности располагаются в одной



Геометрия деформации ранних линейных и плоскостных структур концентрической складчатостью

S — залегание слоистости до деформации; l — залегание линейности до деформации; $S_1, S_2, S_3 \dots$ — залегание слоистости в разных частях складки; b — ось складки; $1, 2, 3 \dots$ — траектории деформированных линейностей; $1'-1; 2'-2 \dots$ — траектории разворота в «первоначальное» положение обычной методикой; $1', 2', 3' \dots$ — пучок направлений «первоначальной» ориентировки линейности; $I, II, III \dots$ — траектории ранних деформированных линейностей в соответствующих структурно-гомогенных субполях; $b_I, b_{II}, b_{III} \dots$ — оси складок в пределах каждого из субполей

плоскости. Такой характер поведения деформированных линейностей типичен для условий подобной складчатости, но не исключен и для концентрической.

Эти два крайних случая иллюстрируют влияние геометрических взаимоотношений на степень и характер искривления ранних линейностей. Они показывают, что в определенных условиях, когда угол между l и b мал (меньше $10-15^\circ$), направление линейности будет меняться незначительно даже при высокой интенсивности деформации, и полевые замеры можно использовать без дальнейшей обработки.

В дальнейшем будет рассматриваться только деформация линейности, образующей по крайней мере средний угол с осью b .

ТОЧНОСТЬ И ГРАНИЦЫ ПРИМЕНИМОСТИ СУЩЕСТВУЮЩЕЙ МЕТОДИКИ

При горизонтальном положении оси b простирание слоистости будет совпадать с ней во всех частях складки. Это значит, что для перевода слоистости в первичногоризонтальное положение можно воспользоваться линией простирания как осью вращения, т. е. в этих условиях существующая методика действительна при наличии уверенности, что слоистость первично горизонтальна. Но чтобы принять простирание за ось вращения, очевидно, необходимо прежде выяснить не только принадлежность складки (или серии складок) к концентрическому типу, но и установить горизонтальность их осей.

Рассмотрим более сложный случай, когда первоначальное залегание слоистости и линейности остается прежним, но ось складки погружается на север под углом 20° . В этом случае простирание пород, меняясь, не совпадает с осью складки. Наоборот, в перегибе ось складки параллельна линии падения. В таблице (графа 3,4) приведены данные об элементах залегания слоистости и линейности в разных частях складки. Применение обычной методики разворачивания вокруг линий простирания [эти траектории на рисунке (b и e) показаны штрихами] не снимает полностью влияния деформации. В результате этого разворачивания вместо единого первоначального направления получаем пучок таких направлений, обозначенных на рисунке индексами от 1^1 до 9^1 (см. табл., графа 6). Сравнение результатов показывает, что в данных условиях существующая методика ни в коей мере не исправляет ошибок складчатости и не снимает тектонику (см. табл., графы 5 и 7). Действительно, после складчатости имели пучок азимутов, отклоняющихся от первоначального в пределах от $+5$ до -12° . После операции снятия тектоники пределы отклонения колеблются от -5 до $+13^\circ$.

В рассмотренном примере первоначальное положение слоистости было горизонтально. Однако оно не является в сущности обязательным. На рисунке (e) слоистость до деформации имеет залегание $SZ 320^\circ$; ЮЗ, $\angle 30^\circ$, т. е. падение ее близко к верхнему пределу углов естественного откоса. Залегание линейности (242° , $\angle 29^\circ$) принято близким к падению слоистости, что также соответствует многим природным типам осадочной линейности: желоба вымывания, направление наклона косослоистых серий и др. Элементы залегания слоистости и деформированной линейности в разных частях складки представлены в таблице. Складчатость вызывает разброс направлений линейности на 29° с отклонениями от первоначального направления в пределах от $+1$ до -28° . После снятия тектоники разброс составляет 28° с отклонениями от $+11$ до -17° . Таким образом, существующая методика не уменьшает разброса. Из данных таблицы видно, что существующая методика, не уменьшая величины разброса, снимает по крайней мере одностороннее отклонение, так что истинное направление близко отвечает срединному между крайними,

Элементы залегания слоистости и линейности в разных частях складки

(см. рисунок, б и в)

Первоначальное залегание слоистости s и линейности l	Ориентировка оси складки b	Залегание слоистости в разных частях складки	Залегание линейности в разных частях складки	Отклонение направления линейности от первоначального после складчатости	Направление линейности после «снятия тектоники» (Ботвинкина, 1962; Бурачек, 1933; Вассоевич, 1951; Хабков, 1940)	Отклонение линейности от первоначального направления
S : горизонтальна l : СВ 45°	b : 360° , $\angle 20^\circ$	S_1 342° , СВ $\angle 50^\circ$ S_2 335° , СВ $\angle 40^\circ$ S_3 322° , СВ $\angle 30^\circ$ S_4 297° , СВ $\angle 22^\circ$ S_5 270° , С $\angle 20^\circ$ S_6 72° , СВ $\angle 21^\circ$ S_7 46° , СВ $\angle 27^\circ$ S_8 28° , СВ $\angle 38^\circ$ S_9 18° , СЗ $\angle 50^\circ$	1. 50° , $\angle 48^\circ +$ * 2. 52° , $\angle 39^\circ +$ 3. 53° , $\angle 30^\circ +$ 4. 52° , $\angle 20^\circ +$ 5. 50° , $\angle 13^\circ +$ 6. 49° , $\angle 9^\circ +$ 7. 45° , $\angle 0^\circ +$ 8. 221° , $\angle 10^\circ +$ 9. 213° , $\angle 18^\circ -$	+ 5° + 7° + 8° + 7° + 5° + 4° 0 -4 -12	1'. СВ $58^\circ +$ 2'. СВ $56^\circ +$ 3'. СВ $53^\circ +$ 4'. СВ $51^\circ +$ 5'. СВ $49^\circ +$ 6'. СВ $47^\circ +$ 7'. СВ $45^\circ +$ 8'. ЮЗ $221^\circ -$ 9'. ЮЗ $220^\circ -$	+ 13° + 11° + 8° + 6° + 4° + 2° 0 - 4° - 5°
S : 320° , ЮЗ $\angle 30^\circ$ l : 242° , $\angle 29^\circ$	b : 191° , $\angle 24^\circ$	S_1 360° , З $\angle 70^\circ$ S_2 354° , ЮЗ $\angle 60^\circ$ S_3 347° , ЮЗ $\angle 50^\circ$ S_4 337° , ЮЗ $\angle 40^\circ$ S_5 320° , ЮЗ $\angle 30^\circ$ S_6 279° , ЮЗ $\angle 23^\circ$ S_7 58° , ЮВ $\angle 30^\circ$ S_8 40° , ЮВ $\angle 40^\circ$ S_9 30° , ЮВ $\angle 50^\circ$ S_{10} 23° , ЮВ $\angle 60^\circ$	1. 230° , $\angle 64^\circ +$ 2. 236° , $\angle 57^\circ +$ 3. 242° , $\angle 49^\circ +$ 4. 243° , $\angle 40^\circ +$ 5. 242° , $\angle 29^\circ +$ 6. 240° , $\angle 15^\circ +$ 7. 234° , $\angle 3^\circ +$ 8. 48° , $\angle 6^\circ -$ 9. 42° , $\angle 13^\circ -$ 10. 34° , $\angle 17^\circ -$	- 12° - 6° - 1° + 1° 0 - 2° - 8° - 14° - 20° - 28°	1'. 253° 2'. 249° 3'. 247° 4'. 244° 5'. 240° 6'. 237° 7'. 234° 8'. 50° 9'. 48° 10'. 45°	+ 11° + 7° + 5° + 2° - 2° - 5° - 8° - 12° - 14° - 17°

Примечание. (+) — элементы залегания положительного конца вектора линейности, (-) — отрицательного конца вектора.

независимо от частоты встречаемости определенных замеров. Но это скорее иллюзия, так как в таблице приведены данные после перевода линейности в горизонтальное положение, что заведомо неверно.

В характере структурных данных, приведенных на рисунке (а, б, в), нет указаний на первоначальное залегание слоистости и линейности, и в действительности любая точка на траектории $I-10$ может быть точкой l . Если принять, что осадочная линейность вряд ли бывает наклонена более чем на 40° к горизонту, то нахождение линейности возможно в интервале точек $4-10$. В этих крайних положениях вычисленные первоначальные азимуты будут систематически отклоняться от истинного значения и максимальные ошибки составят:

Для первоначального положения l в точке 4 ($243^\circ, < 40^\circ$) + 10° (точка l) и -19° (точка 10).

Для первоначального положения l в точке 10 ($214^\circ, < 17^\circ$) + 39° (точка l) и $+10^\circ$ (точка 10).

Отклонения от первоначального направления после деформации, т. е. при пользовании непосредственными замерами, составят для l в точке 4 от -13° (точка l) до -29° (точка 10) и для l в точке 10 от 0 до $+16^\circ$ (точка l).

В целом в обоих случаях существующая методика не дает эффекта, на который она рассчитана. Она не уничтожает влияния складчатости и может даже увеличивать разброс данных.

В рассмотренных примерах ось складки погружалась под углами в 20 и 24° , т. е. мы имели дело с пологими осями вращения. Тем не менее здесь уже нельзя всегда пользоваться непосредственными замерами и стандартной операцией восстановления первоначального направления линейности. Таким образом, принимать простирание за ось вращения можно лишь тогда, когда оно незначительно отклоняется от оси складки, т. е. когда ось складки почти горизонтальна или погружается под углом не более $10-15^\circ$ при средних углах падения слоистости. Это условие и определяет границы применимости существующей методики при исходном предположении о первичной горизонтальности слоистости.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕРВОНАЧАЛЬНОГО ЗАЛЕГАНИЯ

При построении рисунка (а, б, в) первоначальное залегание было известно, заранее задавалось также положение осей складок. Полевые же наблюдения позволяют определить ориентировку осей складок и траекторию ранних деформированных линейностей. Линейность в первоначальном залегании должна располагаться на этой траектории, однако ее положение остается неизвестным. Как отмечалось, в принципе почти любая точка на траектории может соответствовать первоначальному положению линейности.

Чтобы выяснить метод определения первоначального залегания, обратимся к геологическим особенностям складок. На рисунке ось складки занимает в каждом случае одно единственное положение, тогда как в природных условиях ось каждой складки не постоянна. Это значит, что территория, которую занимает та или иная складка или достаточно крупная ее часть, не является структурно-гомогенной. Эта территория (или поле) исследования может быть только статистически-гомогенной. Для всего поля в целом можно говорить только о некотором статистически среднем положении осей. Разбивая поле на ряд участков (субполей), мы для каждого субполя получаем значительно лучшее приближение к гомогенности. Размер такого структурно-гомогенного субполя в каждом конкретном случае будет различным, а идеальным такой, когда замеряемые в разных частях субполя плоскости слоистости все пересекутся вдоль одной линии,

не образуя пучка линий. Эта линия и представляет собой ось вращения в пределах данного субполю. На стереографической проекции существование одной линии пересечения выразится в пересечении дуг больших кругов (проекций плоскостей слоистости) в одной точке. Такая ситуация и была принята при построении первых трех диаграмм рисунка. Другими словами, до сих пор мы рассматривали поведение линейности в рамках структурно-гомогенных субполюей.

Представим себе, что при сохранении других условий рисунка (е) ось складки имеет другую ориентировку, например 184° , $\angle 11^\circ$. Траектория деформированных линейностей в этом случае будет отклоняться от траектории, показанной на рисунке (е). Если задаться еще несколькими положениями оси складки, например 360° , $\angle 0^\circ$; 355° , $\angle 13^\circ$, то мы получим соответствующее число различающихся между собой траекторий линейности. Каждая такая траектория содержит неизвестную нам первоначальную ориентировку линейности и вследствие того, что эти траектории различны, первоначальная ориентировка представится точкой, общей для всех траекторий, т. е. она определится как линия пересечения всех траекторий (Weiss, 1959). Отдельные траектории для перечисленных выше ориентировок осей b сведены вместе на рисунке (д), где показана также ориентировка осей складок. Траектория линейностей в первом субполюе обозначена как $I-I$, такой же индекс имеет ось складки b_I . Траектория линейностей во втором субполюе обозначена $II-II$, а ось складки — b_{II} и т. д. Как видно из рисунка, отдельные траектории образуют пучок, расходящийся из одной точки, отвечающей первоначальной ориентировке линейности и совпадающей с точкой l (см. рисунок, з).

Особый интерес представляет рассмотрение возможных колебаний ориентировки b -осей и влияния этих колебаний. Оси складок в субполюях $I-IV$ имеют различное направление и угол погружения, однако все они, меняя свою ориентировку, располагаются в одной плоскости, показанной на рисунке (д) штриховой линией. В этом случае и при условии первоначально прямолинейного характера линейности во всех субполюях, отдельные траектории будут иметь единственную общую точку пересечения. Ось складки в субполюе V (b_V) не располагается в одной плоскости с осями b_I-b_{IV} . Траектория деформированных линейностей в этом субполюе имеет общую точку пересечения с траекториями других субполюей, но, кроме того, она пересекается второй раз с траекторией субполюя IV. Очевидно, что в общем случае неплоскостного распределения осей складок общая точка пересечения будет неизменно присутствовать, но она не будет единственной точкой пересечения. Поэтому в таких условиях необходимо всегда пользоваться данными не менее чем по 3—4 субполюям.

Рассмотрим теперь метод определения первоначального залегания слоистости. Выше была определена ориентировка линейности, при надлежащей к плоскости слоистости, следовательно, для нахождения ее координат необходимо определить ориентировку второй линии, также лежащей в плоскости слоистости. Совершенно очевидно, что ни ось складки, ни простирание, ни падение не могут быть взяты в качестве таких линий. Это хорошо видно на рисунке (з), где слоистость в первоначальном положении (плоскость S) не содержит элементов залегания деформированных слоистостей ($S_1 - S_{10}$) и ось складки также не совпадает с ней. Искомая линия, как и линейность, не может после деформации оставаться всюду прямолинейной. Она должна быть искривленной.

С другой стороны, зная ориентировку деформированной слоистости в разных частях складки и ориентировку одной ранней линии на ней, легко в каждом месте провести на поверхности деформированной слоистости другую линию, закономерно ориентированную к данной. Выбор этой линии определяется чисто геометрическими соображениями. Лучше всего, если она перпендикулярна к линейности. Собственно говоря, речь идет о построении системы координат, жестко связанной с пластом,

хотя оси этой системы в общем случае не совпадают с первоначальным простиранием и падением.

Практически это делается следующим образом. Пусть мы имеем серию замеров слоистости и ранней линейности в разных частях складки, как это изображено на рисунке (г). От точек 1, 2, 3... 10 откладываем вдоль плоскостей слоистости $S_1, S_2, S_3, \dots S_{10}$ по 90° . Получаем серию точек, соединяя которые, очерчиваем траекторию второй оси деформированных ранних структурных координат. Аналогичным образом поступаем для каждого из гомогенных субполей. В итоге получаем пучок траекторий, расходящихся из одной общей точки, отвечающей первоначальной ориентировке второй оси ранних структурных координат. Такой пучок траекторий для рассмотренных выше субполей I—V изображен на рисунке (г). Искомая линия обозначена l' . На рисунке (г) показана также первоначальная ориентировка ранее определенной линейности l . Через точки l и l' , ставя их на один меридиан проекций, проводим дугу большого круга, которая отвечает первоначальному положению слоистости (рисунки е и з).

Эта методика позволяет проверить, является ли слоистость первичногоризонтальной и как относится линейность к элементам первоначального залегания, но особенно она необходима при изучении косо́й слоистости: для восстановления ее залегания и определения истинной величины угла между косыми слойками и параллельной слоистостью. Дело в том, что этот угол в ходе складчатости также меняется. Величина его на одном крыле концентрической складки будет больше, а на другом меньше первоначальной. Только в области перегиба он будет близок к истинному.

Для определения истинной величины этого угла необходимо в каждой точке на поверхности складки замерять положение как косо́й, так и параллельной слоистости. Линия пересечения этих плоскостей является ранней деформированной линейностью. Взяв ее за начальную отсчетную ось ранних структурных координат, определяем первоначальное залегание как косо́й, так и параллельной слоистости в соответствии с изложенной выше схемой, после чего определяем угол между полученными плоскостями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании рассмотрения геометрии концентрической складчатости и поведения ранних деформированных элементов строения можно сделать следующие выводы:

1. Существующая методика определения первоначального залегания полностью применима только в специальных условиях концентрической складчатости, а именно при первичногоризонтальном положении слоистости и горизонтальности осей складок; она может быть применена также и в том случае, когда ни первоначальный наклон, ни ось складки не превышает $10-15^\circ$.

2. Степень искажения направлений ранних линейностей уменьшается с уменьшением угла между ними и осью складки. Поэтому, если линейность образует с осью складки небольшой угол (не более $10-15^\circ$), полевыми замерами можно пользоваться непосредственно без всяких операций по снятию тектоники.

3. Рассматривался только небольшой круг условий. В частности, угол ранних линейностей с осями складок составлял 45° , угол погружения осей не превышал 25° , а наклон слоистости — 70° . Было показано, однако, что возможные ошибки после применения существующей методики снятия тектоники могут достигать 40° .

4. Деформация ранних линейностей концентрической складчатостью ведет к рассеиванию ориентировок в разные стороны от первоначального залегания. Траектория деформированных, первоначально прямолинейных линейностей зависит от угла между линейностью и осью складки.

Колебание ориентировки последней приводит к образованию пучка траекторий, расходящихся из одной точки, отвечающей первоначальному залеганию линейности.

5. Первоначальное положение слоистости может быть определено через анализ поведения второй линии, закономерно ориентированной относительно существующей линейности, т. е. через построение и анализ поведения осей координатной системы, жестко связанной с пластом.

6. Все изучение должно проводиться в пределах структурно-гомогенных субполей. Данные по отдельным структурно-гомогенным субполям сравнимы лишь при условии однообразия, прямолинейности ранних линейностей в пределах всего поля исследований, т. е. при условии, если поле исследований гомогенно относительно реликтовых осадочных структур.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59. Изд. АН СССР, 1962.
- Бурачек А. Р. К методике измерений ориентировки гальки и косої слоистости. Зап. Всерос. мин. об-ва, № 62, вып. 2, 1933.
- Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. Метод определения первичной ориентировки наклона косої слоїнов. Сб. ВНИГРИ, 1 (4), 1961.
- Де Ситтер Л. У. Структурная геология. Изд. иностр. лит., 1960.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических горных пород. Изд. иностр. лит., 1961.
- Хабаров А. В. Косої слоистость в каменноугольных и нижнепермских песчаниках Южного Урала. Тр. Всесоюз. научн.-иссл. ин-та мин. сырья, вып. 163, 1940.
- Weiss L. E. Geometry of superposed folding. Bull. Geol. Soc. Am. v. 70, 1 p. p. 91—106. 1959.

В. С. СМЕРНОВА

СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПРОЦЕССЫ СЛЮДООБРАЗОВАНИЯ В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА АРХЕЯ

Детальные специальные исследования, проведенные группой геологов ВСЕГЕИ и Северо-Западного геологического управления (под руководством Д. Т. Мишарева), по стратификации беломорского комплекса позволили установить зависимость степени ослюденения пегматитов от состава вмещающих пород.

Глубокометаморфизованный беломорский комплекс (ныне называемый беломорской серией) архея считался до последнего времени наиболее древним в восточной части Балтийского щита. Он разделен на три литолого-стратиграфические толщи: нижнюю (керетьскую), среднюю (хетоламбинскую) и верхнюю (лоухскую). Каждая из выделенных толщ по своему литолого-петрографическому составу, положению в складчатых структурах и другим признакам характеризуется определенными специфическими чертами.

Нижняя (керетьская) толща сложена преимущественно однородными биотитовыми плагио-микроклиновыми гнейсами и гранито-гнейсами, включающими в резко подчиненном количестве горизонты амфиболовых пород. Для нее характерна почти повсеместная мигматизация пород кварцево-микроклиновым материалом с образованием мигматитов различных морфологических типов и гранитизированных гнейсов, вплоть до образования гранитоидных пород (анатектитов). Химические анализы пород нижней толщи показывают, что они характеризуются значительным содержанием кремнезема (до 75%), умеренным количеством глинозема (14—15%), повышенным содержанием натрия и калия (6—8%) и бедны железом и магнием.

В породах нижней толщи встречаются только неслюдоносные керамические пегматиты существенно микроклинового состава. Наиболее крупные из них приурочены и интербудиальным пространствам основных изверженных пород друзитовой серии, заключенных в гнейсы нижней толщи.

Средняя (хетоламбинская) толща состоит преимущественно из амфиболитов и амфиболовых гнейсов, находящихся в грубом или тонком переслаивании с биотитовыми микроклин-плагиоклазовыми гнейсами, содержащими эпидот, цоизит, скаполит, кальцит. На единичных участках сохраняются первичные мергелисто-карбонатные породы в виде мраморов и мраморовидных известняков (переслаивающихся с амфиболитами и кианитовыми гнейсами).

Степень мигматизации пород средней толщи кварцево-микроклиновым материалом меньше, чем пород нижней толщи, с образованием мигматитов и гранитоидных пород (типа гнейсо-диоритов и гнейсо-гранодиоритов).

Химический состав амфиболитов средней толщи характеризуется умеренным содержанием кремнезема (45—50%), высоким содержанием извести (10—15%) и феррических окислов (12—25%).

В составе биотитовых гнейсов определяется сравнительно высокое содержание кремнезема (68—75%), глинозема (16—18%), окиси кальция (4—8%) и суммы натрия и калия (5—9%).

В средней толще распределение пегматитов весьма неравномерное. Здесь развиты преимущественно смешанные плагио-микроклиновые жилы, содержащие слюду (мусковит) и керамическое сырье (комплексные пегматиты). Мусковит в них среднего и плохого качества, так как содержит включения биотита и магнетита. Наряду с комплексными в средней толще встречается значительное количество керамических жил.

Верхняя (лоухская) толща характеризуется преобладанием сильноглиноземистых пород — кианито-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых и богатых плагиоклазом биотитовых гнейсов, а также присутствием линз и пропластков лейкократовых биотитовых и двуслюдяных гнейсов и гранито-гнейсов. В низах разреза этой толщи отмечается зона переслаивания сильноглиноземистых пород с биотитовыми плагиогнейсами и подчиненными им амфиболитами и амфиболовыми гнейсами (лоухская свита, по К. А. Шуркину и др., 1962).

Химический состав верхней толщи характеризуется повышенным содержанием глинозема (15—25%), кремнезема (60—75%), низким содержанием магнезии (0,1—3%) и преобладанием Na_2O над K_2O , что указывает на глиноземистый характер этих образований.

Верхняя толща в целом подверглась слабой и несплошной мигматизации. Последняя проявляется здесь локально, по отдельным тектонически нарушенным и трещиноватым зонам, вследствие чего новообразованные при этом породы (лейкократовые двуслюдяные гнейсы, гранито-гнейсы и аплитовидные породы) располагаются узкими линзами, полосами и участками среди слабо или совсем немигматизированных пород.

К верхней толще приурочены слюдоносные микроклин-плагиоклазовые и существенно плагиоклазовые пегматиты с мусковитом высокого качества.

Огромная площадь распространения беломорского комплекса, большая мощность осадков (9—12 км), строго согласное залегание пород различного состава, а также наличие пород, обогащенных глиноземом (кианито-гранато-биотитовые, гранато-биотитовые и богатые плагиоклазом биотитовые гнейсы), частое присутствие графита и находки среди них карбонатных пород позволяют считать происхождение основной массы гнейсов беломорского комплекса из осадочных пород геосинклинального типа.

Исходя из состава трех выделенных толщ (что до некоторой степени подтверждается химическими и спектральными анализами), можно предположить, что смена первоначального состава осадков происходила снизу вверх от терригенного (в основном песчанистого — нижняя толща) к мергелистому, карбонатно-глинистому и туфогенному (средняя толща), затем к песчано-глинистому и глиноземистому (верхняя толща).

В северо-западной и юго-восточной частях области распространения беломорского комплекса разрез дополняется более молодыми толщами, по-видимому, залегающими на нижележащих толщах со стратиграфическим несогласием: толща кандских (кемских или кожинских) гнейсов, енская толща и выделенная впервые в юго-восточной части беломорского комплекса — кийостровская толща.

Толща кандских гнейсов состоит преимущественно из мелко- или среднезернистых биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов, содержащих в подчиненном количестве пропластки и линзы кианито-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых гнейсов, рассланцованных амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Степень мигматизации пород кандских

гнейсов меньше нижней и средней толщ, но на отдельных участках значительная, с переходом плагиоклазовых гнейсов в плагио-микроклиновые вплоть до образования типичных полосчатых мигматитов и гранито-гнейсов. Химический состав кандских биотитовых гнейсов (по данным химических и спектральных анализов) близок к биотитовым гнейсам средней толщи и значительно отличается от аналогичных пород нижней и верхней толщ. Их состав характеризуется повышенным содержанием по сравнению

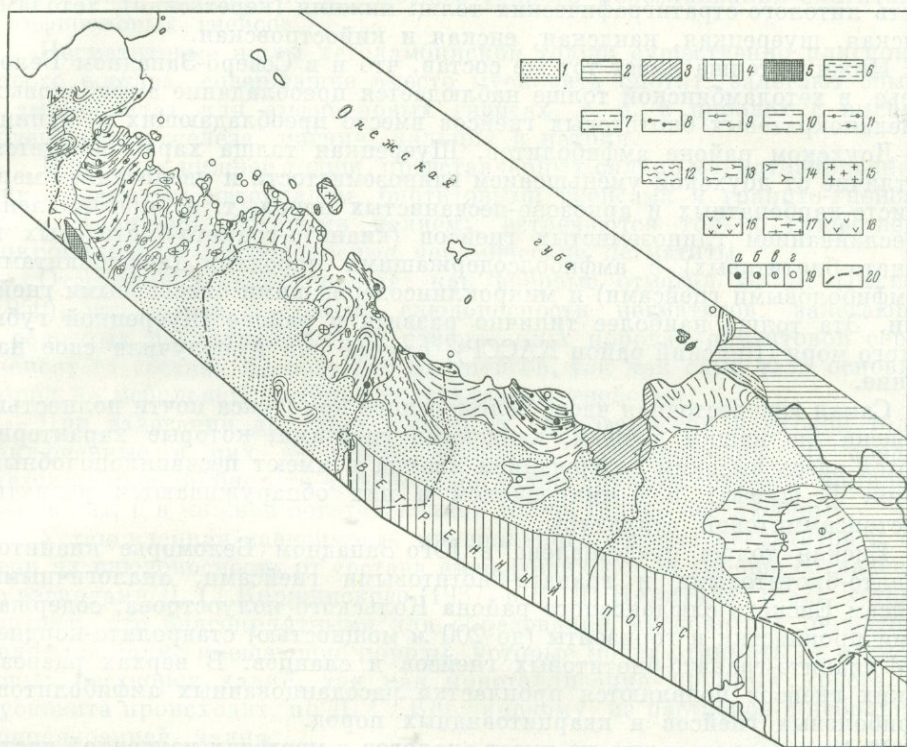


Схема геологического строения Юго-Западного Беломорья. Составила В. С. Смирнова при участии В. А. Бабошина, 1963 г.

1 — четвертичные отложения; 2 — палеозойские отложения; 3 — малопушуйская свита сердобской серии верхнего протерозоя; 4 — свита ветряного пояса суйсарской серии среднего протерозоя; 5 — нижнепротерозойские метаморфические породы (тунгудская и сумская свиты); 6 — свита оз Вороньего архейского или нижнепротерозойского возраста (?). Архейский беломорский комплекс гнейсов: 7 — кийостровская толща; 8 — кушеревская пачка биотитовых гнейсов и эпидото-биотитовых гнейсов; 9 — енская толща; 10 — кандская толща; 11 — шуеревская толща; 12 — хетоламбинская толща; 13 — нижняя (керетьская) толща; 14 — нижнепротерозойские граниты; 15 — архейские плагио-микроклиновые граниты; 16 — архейские основные и ультраосновные породы друзитовой серии; 17 — архейские плагиоклазовые гнейсо-граниты и граниты; 18 — архейские ортоамфиболиты (гранатовые и полевошпатовые); 19 — месторождения и кусты пегматитовых жил (а — слюдоносные, б — комплексные, в — керамические, г — непромышленные или неизученные); 20 — предполагаемые тектонические нарушения

нию с гнейсами нижней толщи глинозема (15—18%) и более низким, чем в биотитовых гнейсах верхней толщи, содержанием магнелии (0,8—1,5%) и окислов железа (2,5—3%). В биотитовых гнейсах верхней толщи $Fe_2O_3 + FeO = 3,5-6\%$.

Пегматиты, присутствующие в кандской толще, имеют плагиоклазово-микроклиновый или существенно микроклиновый состав, не содержат мусковита и являются большей частью керамическими.

Енская толща (свита Кузнечных варак Кемского района) представлена крупнозернистыми гранато-кианито-биотитовыми, частично со ставролитом, кордиеритом и силлиманитом, и гранато-биотитовыми гнейсами. Мощность свиты 0,75—1,0 км. Эти гнейсы слабо или совсем не мигматизированы, т. е. не содержат микроклинового материала. По химическому составу еньские гнейсы аналогичны породам лоухской

толщи, но имеют еще более высокое содержание глинозема (20—30%). К ним приурочены существенно плагиоклазовые слюдоносные пегматиты, большей частью с мусковитом хорошего качества и высокого содержания.

В юго-восточной части полосы распространения беломорского комплекса (Беломорский район КАССР и Онежский район Архангельской области) автором (при участии В. А. Бабошина) в 1961—1963 гг. выделено шесть литолого-стратиграфических толщ: нижняя (керетьская), хетоламинская, шуерецкая, кандская, енская и кийостровская.

Нижняя толща имеет тот же состав, что и в Северо-Западном Беломорье, в хетоламинской толще наблюдается преобладание амфиболовых и меланократовых биотитовых гнейсов вместо преобладающих в Чупинско-Лоухском районе амфиболитов. Шуерецкая толща характеризуется в отличие от лоухской уменьшением глиноземистости и увеличением мергелисто-карбонатных и аркозово-песчанистых пород, т. е. представлена переслаиванием глиноземистых гнейсов (кианито-гранато-биотитовых и гранато-биотитовых) с амфиболсодержащими породами (амфиболитами и амфиболовыми гнейсами) и микроклинсодержащими биотитовыми гнейсами. Эта толща наиболее типично развита в районе Шуерецкой губы Белого моря (Кемский район КАССР), откуда она и получила свое название.

Самая юго-восточная часть беломорского комплекса почти полностью сложена, по нашим данным, кандскими гнейсами, которые характеризуются здесь высоким содержанием кварца и имеют песчаникоподобный облик. В шлифах под микроскопом в них обнаруживаются реликты бластоносаммитовой структуры.

Енская толща представлена в Юго Западном Беломорье кванито-гранато-биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами, аналогичными гнейсам Енского слюдоносного района Кольского полуострова, содержащими пропластки и горизонты (до 200 м мощностью) ставролито-кордиерито-кианито-гранато-биотитовых гнейсов и сланцев. В верхах разреза енских гнейсов появляются пропластки рассланцованных амфиболитов, амфиболовых гнейсов и кварцитовидных пород.

Кийостровская толща не имеет аналогов в пределах изученной части беломорского комплекса и занимает наиболее высокое стратиграфическое положение в беломорском комплексе.

Разрез этой толщи составлен автором в районе архипелага о-ва Кий и мыса Пильемского (с. Покровское), являющегося самым восточным выходом кристаллических пород архея, погружающихся здесь под палеозойские отложения.

Кийостровская толща характеризуется переслаиванием амфиболитов с гранато-биотитовыми гнейсами, кварцитами и кварцитовидными породами. Последние представлены, кроме кварцитов (с содержанием кварца до 90%), полевошпатово-слюдистыми кварцитами и кварцито-гнейсами. Встречаются биотитовые, амфиболовые и гранатсодержащие биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы. Мощность пропластков пород кийостровской толщи различна — от единиц сантиметров до нескольких десятков метров. Самый мощный пласт кварцита имеет мощность 20 м, а наиболее мощный горизонт гранато-биотитового гнейса 30 м.

Среди кийостровской толщи обнаружено два выхода слюдоносных пегматитовых жил.

Из приведенного описания видна определенная закономерность в распределении пегматитов беломорского комплекса и характере их слюдоносности в зависимости от литолого-петрографического состава вмещающих пород.

Все пегматиты беломорского комплекса разделяются по классификации П. А. Борисова (1948 г.) на три группы: слюдоносные, комплексные и керамические.

Слюдоносные пегматиты приурочены к толщам, содержащим глиноземистые гнейсы, в состав которых входят глинозем, натрий, кальций и калий (очень мало).

Комплексные (слюдяно-керамические) пегматиты залегают преимущественно в хетоламбинской биотито-амфиболовой толще, мигматизированной микроклиновым материалом. Месторождения комплексных пегматитов, содержащих керамический материал хорошего качества и мусковит, приурочены к участкам тонкого переслаивания биотитовых и амфиболовых гнейсов.

Пегматитовые жилы хетоламбинской толщи существенно плагиоклазового состава, содержащие вместо мусковита биотит, залегают обычно в амфиболитах или амфиболовых гнейсах, т. е. в породах с высоким содержанием железа, магния, кальция и натрия.

В породах нижней толщи, представленных сильно мигматизированным микроклиновым материалом, биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами (т. е. породами, богатыми калием), встречаются только существенно микроклиновые неслюдоносные керамические пегматиты.

Отчетливо устанавливается, как впервые отметил В. Д. Никитин (1950), что состав и степень слюдоносности пегматитов, залегающих в основных и ультраосновных изверженных породах друзитовой серии, зависят от состава вмещающих их гнейсов, так как сами тела основных пород на небольшой глубине подстилаются гнейсами.

При залегании друзитов в гнейсах глиноземистой лоухской толщи заключенные в них пегматиты являются слюдоносными. В средней (хетоламбинской) биотито-амфиболовой толще друзиты содержат комплексные жилы, а в нижней богатой калием толще только бесслюдяные.

Установленная зависимость минерального состава пегматитов и степени их слюдоносности от состава вмещающих пород хорошо согласуется со взглядами Д. С. Коржинского (1937) и В. Д. Никитина (1952), которые считают, что благоприятными для образования мусковита в пегматитах являются такие вмещающие породы, которые могут отнимать от пегматитовых растворов калий, так как кристаллизация крупных кристаллов мусковита происходит, по Д. С. Коржинскому, из растворов с небольшой концентрацией калия.

Наоборот, препятствуют образованию мусковита породы, богатые калием, амфиболом и пироксеном, которые, реагируя с пегматитовыми растворами, способствуют образованию микроклина и биотита.

ЛИТЕРАТУРА

Борисов П. А. Керамические пегматиты КФССР. Изв. Карельского и Финского фил. АН СССР, 1948.

Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. Сб. «Слюды СССР». Госгеолиздат, 1937.

Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнова В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность Северо-Западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 31, 1960.

Никитин В. Д. К генезису мусковитовых пегматитов Северной Карелии. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, вып. 4, 1950.

Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, вып. 11, 1952.

Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. А., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского п-ова. Изд. АН СССР, 1962.

В. М. ЧАЙКА

ДОКЕМБРИЙСКИЕ АРКОВЫЕ ФОРМАЦИИ, МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ РОССЫПИ И ЦИРКОНОВЫЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ГРАНИТОВ

В последние годы в ряде докембрийских провинций СССР были выявлены пластовые россыпные скопления циркона, монацита, титановых и некоторых других минералов, парагенетически связанные с метаморфическими сланцами, кварцитами и песчаниками, в том числе аркозовыми. Такие рудные комплексы обычно располагаются по краям крупных раннедокембрийских структур земной коры и несут в себе крупнейшие потенциальные запасы титана, циркона, гафния, редких земель, радиоактивного и редкометалльного сырья. Поэтому проблема докембрийских осадочных формаций и редкометалльных россыпей приобретает большой научный и практический интерес.

Древние метаморфизованные россыпи по сравнению с более молодыми изучены пока очень слабо. Это объясняется трудностями самого изучения метаморфических образований, сравнительно малым опытом таких исследований, а также сложностью и нерешенностью некоторых важнейших вопросов докембрийской истории.

При изучении докембрийских россыпей приходится широко использовать как методы изучения осадочных пород (литолого-минеральный и формационный анализы), так и петрографическое изучение магматических и метаморфических пород. В процессе изучения древних метаморфизованных россыпей Урала нами был использован цирконовый метод, с помощью которого удалось решить ряд вопросов происхождения докембрийских пород Урала и связанных с ними россыпей (Чайка, 1960, 1962).

Необходимо отметить, что как отечественные, так и зарубежные, например известные в серии Оронто Верхнего озера (Tyler и др., 1940), титано-цирконовые россыпи парагенетически связаны с катаплатформенными (Херасков, 1963) аркозовыми формациями позднего докембрия (верхнего протерозоя, рифея, синия, зюкембрия).

Развитие теоретической геологии за последнюю четверть века показывает большой интерес к проблеме докембрийских аркозовых формаций: их происхождению и закономерностям размещения в общей структуре земной коры (Шатский, 1962; Страхов, 1962; Щецов, 1948; Петтиджен, 1957; Крайнин, 1950 и др.). Представляется необходимым изложить состояние проблемы аркозовых толщ. Прежде чем приступить к этому, необходимо конкретизировать термин «аркоз».

В последнее время в отечественной литологии наметилась тенденция отступления от прежнего понимания этого термина (Коссовская, 1962). Рассматривая аркозы как совершенно определенную в формационном отношении породную ассоциацию, мы не можем согласиться с вольным толкованием этого термина. Самостоятельность и определенность аркозового фациального ряда в естественных парагенезисах древнейшего платформен-

ного чехла и соответствующих миогеосинклинальных зонах, а также определяющая роль в этих парагенезисах чистых (типичных) аркозов является достаточным основанием для конкретизации рассматриваемого термина.

Как нам представляется, типичные аркозы должны состоять преимущественно из кварцевых зерен и содержать более 25—30% калишпата. Химическое содержание окиси калия может достигать 7% и более. Такому составу более всего отвечают аркозовые песчаники в понимании Ф. Петтиджона (1957), содержащие микроклин.

Наши исследования аркозовых песчаников Урала и Башкирии показывают, что они представляют своеобразную в минеральном отношении ассоциацию, в которой свежий кластогенный микроклин ассоциирует с наиболее устойчивыми, сильно изношенными минералами (кварцем, цирконом, рутилом, турмалином). Формально причисляясь к группе полимиктовых обломочных пород, аркозы по существу к ним не относятся, так как вся их полимиктовость выражается только в одном полевопшпате. Вместе с тем обычный парагенезис аркозовых, олигомиктовых и даже мономинеральных кварцевых песчаников показывает, что аркозы более близки к олигомиктовым и мономинеральным, чем к полимиктовым породам. Это хорошо согласуется с теоретическими данными о связи олигомиктовых пород с платформенными структурами (Страхов, 1962).

В строении платформенного чехла Русской плиты типичные аркозы размещаются в основании автохтонного катаплатформенного парагенезиса пород. По данным глубокого бурения группа красноцветных аркозовых формаций пространственно приурочивается к опущенным участкам кристаллического фундамента, перекрытого во многих местах корой выветривания.

По данным А. А. Трофимука (1950), в Западной Башкирии и Татарской АССР древнейшие платформенные отложения нижебавлинской серии залегают трансгрессивно в эрозионных впадинах на докембрийских кристаллических породах Татарского свода. В основании пачки аркозовых песчаников здесь развита своеобразная делювиальная брекчия, состоящая из продуктов размыва коры выветривания — обломков кристаллических пород, сцементированных железистым, песчано-глинистым материалом красно-бурого цвета. Выше залегают пестроцветные грубозернистые косослоистые аркозовые песчаники. Мощность толщи от 100 до 260 м.

Помимо этого простейшего типа разрезов аркозовой формации, на Русской платформе широко развиты более полные и сложные разрезы. Такие разрезы описаны К. Р. Тимергазиным (1959) на юго-восточном склоне Татарского свода. Нижняя красноцветная часть разрезов состоит из повторно чередующихся породных ассоциаций, каждая из которых начинается аркозовой пачкой, затем следует пачка бурых (сургучных) и зеленоватых алевролитов и аргиллитов. Заканчиваются разрезы доломитовой пачкой. Варьирующим (спорадически появляющимся) членом указанного фациального ряда является глауконитовый песчаник, он появляется в средней части ряда, ближе к аркозовой пачке.

Верхняя часть разрезов сложена довольно однородными светлыми, иногда пестроцветными олигомиктовыми, реже мономинеральными кварцевыми песчаниками.

Нижняя граница описываемых формаций определяется предрифейским региональным перерывом и корой выветривания, верхняя — трансгрессивным налеганием пачки зеленых слоистых глин верхнебавлинской серии (нижний кембрий) или поверхностью регионального среднедевонского размыва.

В Пачелмском прогибе красноцветными аркозами сложена вся нижняя часть мощного разреза рифея (каверинская свита). Вверх по разрезу аркозы постепенно сменяются переслаивающимся мелкозернистыми, олигомиктовыми, глауконитовыми песчаниками с редкими прослоями

сургучных и зеленоватых аргиллитов с алевролитами, аргиллитами и бурыми глинистыми доломитами сердобской серии (Шатский, 1960). Фациальное сочетание этих пород образует третий тип строения платформенных аркозовых формаций, характеризующийся большим развитием нижнего аркозового члена, растянутостью и слабо проявленной повторяемостью в разрезе остальных членов аркозового ряда.

По данным Е. П. Брунс, А. Н. Гейслера и др. исследователей (1960), рифейская аркозовая формация выходит на поверхность Балтийского и Украинского щитов. На Балтийском щите аркозы развиты в основании петрозаводской свиты Западного Прионежья и на о-ве Хогланд.

В центральной части Украинского щита рифейские аркозы сильно изменены и метаморфизованы с образованием овручских кварцитов. Кварциты сопровождаются пиррофиллитовыми сланцами, образование которых В. И. Лучицкий связывал с метаморфизмом вторичного каолина.

На западном и юго-западном склоне Украинского щита сохранились слабо измененные могилевские аркозовые песчаники. По данным П. Л. Шульги (1952), они залегают на коре выветривания. В Молдавской ССР И. М. Суховым (1952) также описаны аркозовые песчаники, залегающие на коре выветривания бурой окраски.

По-видимому, в наиболее эродированных участках фундамента — на сводовых поднятиях и щитах — аркозовые породы всегда ассоциируют с бурой железистой корой выветривания, образуя характерное фациальное сочетание: бурая железистая кора выветривания (структурный алевролит) — аркозовый песчаник — бурый (сургучный) слоистый аргиллит.

Анализируя мощность рифейских отложений Русской платформы, Е. П. Брунс, А. Н. Гейслер и другие исследователи (1960) устанавливают постепенное увеличение мощности аркозовой формации в сторону Уральской миогеосинклинали и скандинавских каледонид. Это увеличение мощности сопровождается общим усложнением в строении конкретных формаций. Наибольшее усложнение проявляется в Бакальской миогеосинклинали Урала, где аркозовая формация занимает верхнее положение в вертикальной последовательности разреза. Она залегают на более ранних миогеосинклинальных формациях сланцево-доломитового комплекса, коррелятивного обширному предрифейскому размыву протерозойской коры выветривания на платформе.

По данным глубокого бурения, на кристаллических породах докембрия, преимущественно плагиогнейсах и гранитах, широко развита кора выветривания каолинового типа. На составленной М. М. Веселовской (1957) карте распространения дорифейской коры выветривания видны крупные площади, занятые корой выветривания. Она представлена либо плотными глинистыми, существенно каолиновыми породами, либо метаморфизованными красновато-лиловыми и зеленовато-серыми песчано-глинистыми образованиями. Наиболее сильно кора выветривания эродирована на Татарском своде, где реликты бурой железистой коры сохранились только в сравнительно узких эрозионно-тектонических депрессиях под аркозовыми песчаниками. Кора выветривания каолинового типа образует более обширные площади на севере и западе Русской платформы. М. М. Веселовская связывает образование разных типов коры с рельефом коренных пород фундамента.

Выше отмечалось, что аркозы из основания платформенного чехла обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с продуктами коры выветривания. Нам представляется, что именно в этом состоит важнейшая особенность красноцветной аркозовой формации. Эта особенность позволяет даже включать в ее состав делювиальные отложения коры, считая их вполне самостоятельным членом формационного ряда.

Второй важнейшей особенностью строения и состава катаплатформенной аркозовой формации является наличие внутри нее характерного аллофильного члена — вулканогенных пород спилито-диабазового се-

мейства (диабазы, долериты, туфы, туфобрекчии, спилиты). На основании исследований А. С. Новиковой (1960), пластовые тела вулканических пород приурочены к верхам рассматриваемой формации. Наоборот, в миогеосинклинальном разрезе Урала спилито-диабазовые породы проявлены в самом основании наиболее древней бурзянской субформации (метаморфизованные эффузивы айской свиты, Гарань, 1960). Интересно отметить, что аналогичные породы диабазового состава широко развиты в разрезе иотния и спарагмитовой серии Норвегии — в песчаниках Трюсиль (Хольтедаль, 1957). Здесь они, как и на Урале, приурочены к нижней части разреза, но в отличие от Уральского разреза развиты более широко.

Заканчивая краткую характеристику сугубо платформенных аркозовых формаций, еще раз отметим, что они приурочены к ранним платформенным прогибам и ассоциируют с сохранившимися от размывов продуктами коры выветривания. В зависимости от величины платформенных структур и расположения последних относительно крупных сводовых поднятий встречаются различные по полноте разрезов, строению и набору формационных членов типы конкретных аркозовых формаций.

Нижняя граница платформенной группы формаций определяется региональным предрифейским размывом, верхняя отвечает аналогичному среднедевонскому перерыву. В зонах перикратонных опусканий (Павловский, 1959) в состав катаплатформенных формаций могут входить более поздние стратиграфические члены нижнего палеозоя — кембрия и частично ордовика (балтийская серия Ленинградской области, верхнебавлинская серия Приуралья, ашинская серия Урала).

Рассмотрим размещение аркозовых толщ внутри конкретных формаций склонов щитов — платформенных авлакогенов. В качестве типичного, изученного нами разреза следует рассмотреть рифейские образования западного склона Анабарского щита.

На западном склоне Анабарского щита рифей представлен литологическим комплексом олигомиктовых, кварцевых и аркозовых песчаников мукунской свиты. Верхняя часть разреза сложена доломитами билляхской свиты. Согласно нашим исследованиям и более ранним работам В. Е. Савицкого (1959), наиболее полно разрез рифейской формации представлен на р. Котуйкане, правом притоке р. Котуя.

В основании этого интересного разреза (по сухим притокам напротив устья р. Вербюра) на микроклиновых гнейсах и плагиогранитах залегает кора выветривания. Она представлена плотными структурными глинисто-песчаными образованиями лиловой, бурой, розовой и зеленоватой окраски, иногда она представлена бесструктурными пестроцветными аргиллитами.

На коре выветривания залегают грубозернистые кварцевые песчаники желтовато-бурой окраски, содержащие многочисленные обломки и дресву тех же песчаников и кремненных продуктов коры выветривания. Эта небольшая (мощностью около 30 м) пачка «конгломератов» постепенно сменяется пестроцветными, окрашенными в красные тона кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками. В разрезе по р. Вербюру внутри толщи светлых песчаников появляются послойные скопления крупных валунов кварцита. Валунуны характеризуются идеальной окатанностью, они несколько удлинены, эллипсоидальны и очень часто пропитаны снаружи бурым железистым цементом, свойственным породам коры выветривания. На некоторых валунах и гальках встречаются типичные корки пустынного загара. Очень часто пачки валунов тесно ассоциируют с бурыми и пестроцветными аргиллитами. В более верхних частях разреза обнажаются пачки сургучных аргиллитов — продуктов размыва и переотложения коры выветривания.

Толща олигомиктовых и кварцевых песчаников занимает большую часть разреза мукунской свиты (не менее 500—600 м). Характерными ее особенностями является неустойчивость общих литологических признаков —

сортировки материала, сингенетической окраски породы, размещения валунных образований, диагенетических изменений. Все эти изменения происходят обычно внутри пачек мощностью 50—100 м, реже их можно наблюдать в 10—20-метровых пачках. Что касается состава песчаников, то при их изучении обнаруживается большая устойчивость состава и структур, но в целом по разрезу наблюдается весьма закономерное изменение состава. Это изменение выражается в постепенном появлении, примерно в средней части разреза, зерен каолинизированного полевого шпата. Количество его вверх по разрезу постепенно увеличивается, а степень каолинизации уменьшается. При изучении шлифов удается заметить, что это сопровождается общим увеличением зерен неокатанного, лишенного железистой корочки кварца и увеличением содержания минералов тяжелой фракции — циркона, рутила, турмалина и лейкоксенизированного ильменита.

В верхней части разреза сначала появляются олигомиктовые песчаники, содержащие от 5 до 15—20% зерен слабо каолинизированного микроклина. Еще выше в составе мукунской свиты Анабара можно выделить очень своеобразную 150-метровую толщу существенно аркозовых песчаников (фазии аркозовых и олигомиктовых песчаников), обогащенных грубообломочным валунным и галечным материалом. Местами толща интенсивно ожелезнена. Характерной особенностью толщи является резкое увеличение вверх по разрезу свежего микроклина, количество его может достигать 70% и более. Свежий, неокатанный микроклин ассоциирует с кварцем и большим количеством тяжелых устойчивых минералов — ильменитом, рутилом, цирконом, лейкоксеном, монацитом. Указанные минералы часто образуют послойные обособления (около 1 мм мощностью) в верхних слоистых аркозах усть-ильинских слоев (Чайка, 1960).

Количество обломочного материала (в виде глыб и валунов) возрастает вверх по разрезу вместе с увеличением содержания микроклина и достигает максимума в верхней трети толщи. Очень знаменательно появление в составе обломочного материала плохо окатанных глыб архейских пород фундамента, снесенных со щита — микроклиновых гранитов, плагиогнейсов, пород габброидного состава, сильно измененных эффузивов, магнетитовых и гематитовых кварцитов и гранатовых сланцев. Грубообломочный, валунный материал нигде не образует типичных конгломератов, а создает пластовые редко валунные скопления или спорадически разбросанные в массе породы (отдельные валуны и глыбы).

Для всех песчаниковых толщ разреза характерны следы мелководных и континентальных обстановок — пляжевая волновая рябь, эоловая и дельтовая косая слоистость, трещины усыхания, включения «глинистых катышей» и т. д. Многочисленные измерения косой слоистости, ориентировки плоских валунов и асимметричных волновых валиков течений свидетельствуют о сносе материала с Анабарского щита.

Выше аркозовых песчаников, связываясь с ними постепенными переходами, залегает 50-метровая толща переслаивания глауконитовых, известковистых и аркозовых песчаников с тонкослоистыми светлыми, темными и бурыми алевролитами, черными углисто-карбонатными сланцами и доломитовыми известняками. Толща носит отчетливо выраженный флишоподобный характер и отличается неустойчивостью и частой повторяемостью фацialsных типов. В целом можно наметить следующий фацialsный ряд: олигомиктовые глауконитовые песчаники — флишоподобные известковистые кварцевые и аркозовые песчаники — серые, бурые и зеленые аргиллиты — черные углисто-карбонатные сланцы — известковистые буровато-желтые глинистые доломиты — строматолитовые светлые доломиты билляхской свиты.

Выше мукунской свиты располагается мощный литологический комплекс карбонатных, существенно доломитовых отложений билляхской свиты со следами многочисленных местных перерывов. Нижняя часть

комплекса в основном доломитовая, верхняя (нижнекембрийская) — преимущественно известняковая.

Аркозовая рифейская формация Анабарского щита, судя по имеющимся описаниям, очень напоминает спарагмитовую серию Норвегии. Аркозовые пачки здесь также располагаются в верхней части нижнего терригенного комплекса, а аркозы связаны постепенными переходами с олигомиктовыми песчаниками нижней части разрезов. Песчаники из наиболее верхних аркозовых толщ спарагмитовой серии также обогащены тяжелыми устойчивыми минералами. Верхнее положение в разрезах Норвегии занимают и грубообломочные «тиллитоподобные» конгломераты (конгломераты Мельв). В Норвегии в разрезах спарагмитовой серии также наблюдается характерное фациальное сочетание — бурые, зеленатые и черные сланцевые аргиллиты, глауконитовые и аркозовые песчаники. Наиболее показательно размещение аркозов внутри миогеосинклинальной рифейской формации Урала.

По мнению Н. С. Шатского (1960), разрез рифея Южного Урала по своей полноте и наиболее ярким особенностям, свойственным позднедокембрийскому этапу развития Земли, является стратотипом для соответствующих стратиграфических разрезов. Важное значение имеет указанный разрез также при литолого-формационных исследованиях, как эталон строения и состава формаций миогеосинклинальных зон.

Внутри рифейской группы формаций выделяются четыре литолого-формационных комплекса (соответствующие примерно субформациям): бурзянский, юматинский, каратавский и ашинский (рис. 1).

Изучение Уральского миогеосинклинального разреза показывает, что слагающая его терригенно-карбонатная формация рифея и нижнего кембрия (ашинская свита) по преимущественному преобладанию отдельных литологических комплексов и парагенезисов пород состоит из трех частей (субформаций): нижней — карбонатной, средней — аргиллитосланцевой и верхней — аркозовой. Особенности строения и состава верхней субформации, с которой связаны россыпи, подчеркивают ее гомологичность с соответствующими катаплатформенными формациями платформенных областей, а сравнительный анализ аркозовых парагенезисов из разных геолого-структурных зон позволяет видеть совершенно различное положение аркозовых пачек внутри конкретных формаций.

В связи с успехами определения абсолютного возраста осадочных пород по глауконитам (Полевая, 1963) сейчас стало возможным количественно коррелировать отложения аркозовой формации. Эти корреляции вполне отвечают нашим представлениям о наличии единого автохтонного аркозового чехла докембрийских платформ. Он залегает трансгрессивно на выступах кристаллического фундамента, во внутренних прогибах аркозы подстилаются более ранними продуктами перемыва коры выветривания — олигомиктовыми песчаниками, а в окраинных прогибах аркозовая формация появляется в самой верхней части разрезов соответствующих зон. Нижние формационные члены структур последнего типа отвечают ранним этапам развития окраинных прогибов (Херасков, 1963) и соответствующей денудации докембрийского пенеплена.

Таким образом, в пределах платформенных областей основным типом строения терригенно-карбонатной формации будут разрезы с нижним (нормальным) положением аркозовых толщ в вертикальной последовательности (литологической стратификации) пород, в окраинных же прогибах имеется обратный тип разрезов — с верхним положением аркозовых толщ (перевернутые разрезы, разрезы с обратной литологической стратификацией). В крупных интракратонных погружениях фундамента и платформенных авлакогенах (например, на склонах щитов) появляется промежуточный тип разрезов.

Выделяемые нами три типа строения разрезов аркозовых формаций древних платформ представляют модели трех основных исторических

этапов развития их в байкальскую эру. В конкретных геолого-структурных условиях наблюдаются различные отступления от этих модельных типов.

Изученные нами конкретные формации уральского рифея характеризуются непрерывными разрезами, отсутствием базальных конгломератов и целым рядом признаков, свидетельствующих об образовании этого многокилометрового разреза за счет длительного перемыва и переотложе-

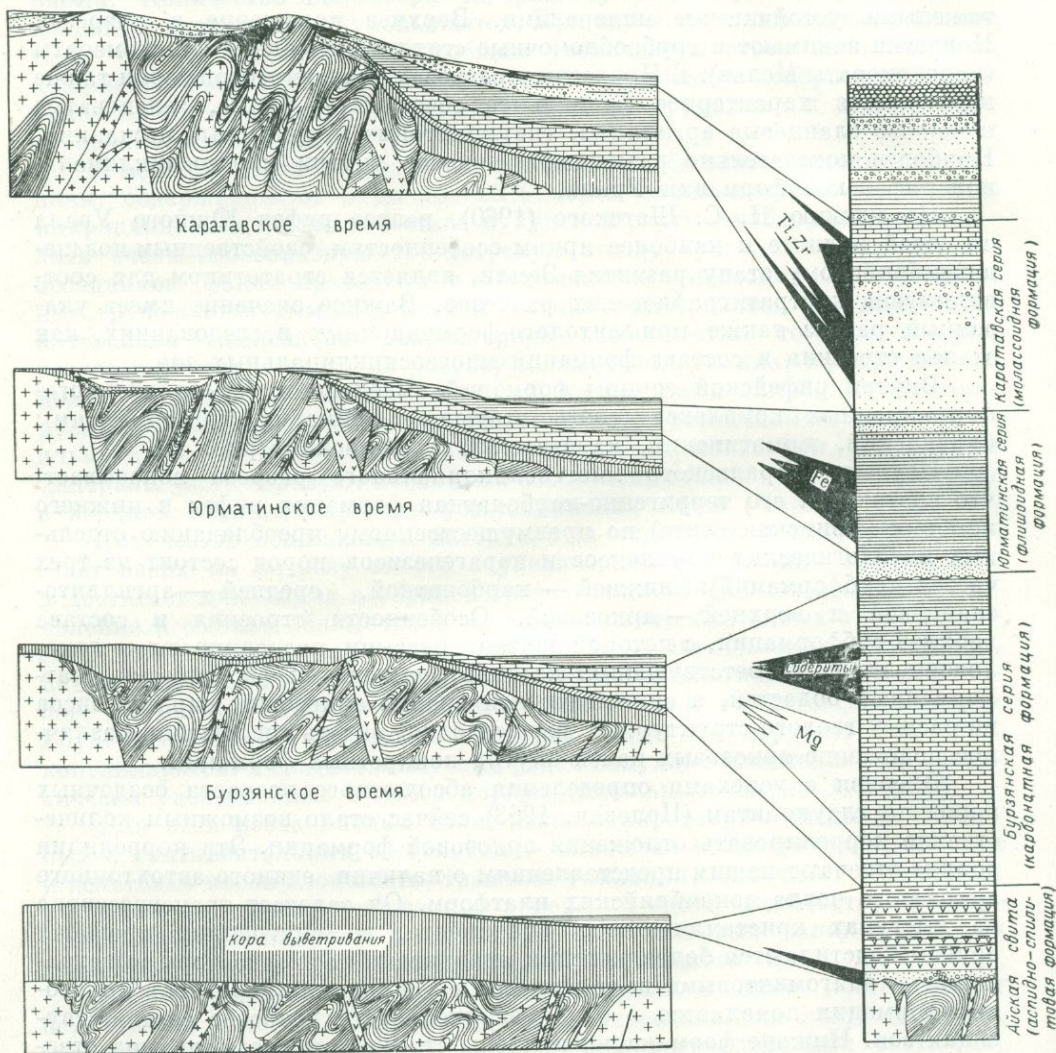


Рис. 1. Принципиальная схема эволюции формаций окраинного прогиба платформы

ния продуктов коры выветривания. Отложение продуктов перемыва коры, судя по мелководности фаций, слагающих разрез, компенсировалось медленным прогибанием окраинной зоны платформы. Темп этого прогибания постепенно усиливался и достиг максимума на конечном этапе развития прогиба, когда была отложена верхняя аркозавая субформация (см. рис. 1).

Для аркозавой формации Урала вкрест простирания толщ (примерно на 200 км) устанавливается постепенное изменение состава песчаников. Ближе к области сноса (в западном направлении) уменьшается степень сортировки обломочного материала, увеличивается количество

полевых шпатов, существенно изменяется их видовой состав. В прослойках шлиховых минералов увеличивается количество лейкоксена и лейкоксенизированного ильменита. Восточные, наиболее удаленные от основной области сноса, фации рудоносной толщи располагаются в эвгеосинклинальной зоне Урала и в области палеозойской складчатости и дислокационного метаморфизма (Чайка и др., 1961₁). Вследствие этого они подверглись метаморфизму различной интенсивности — от слюдистой фации на западе до гранитизации в центральной Уфалейско-Златоустовской зоне.

Изучение воздействия метаморфизма на осадочные докембрийские породы и связанные с ними россыпи здесь наиболее благоприятно. Изменение состава толщ аркозовых песчаников, содержащих докембрийские россыпи, происходит под влиянием двух факторов — механической дифференциации осадков и дискретного изменения степени метаморфизма.

В неметаморфизованных россыпях западных районов Урала и горной Башкирии главными шлиховыми минералами являются рутил в тесном сингенетическом сростании с гематитом, циркон, лейкоксенизированный ильменит, брукитизированный лейкоксен с турмалином, в меньших количествах содержится апатит, гранат (альмандин), эпидот, клиноцоизит, авгит, сфен. В качестве более редких минералов встречаются монацит, кианит, силлиманит, андалузит, амфибол, ксенотим, очень редко — золото и платина. Аутигенные минералы немногочисленны, они представлены мусковитом (серицитом), регенерированным кварцем, эпидотом, гематитом, брукитом и каолинитом. Размер зерен рудных минералов колеблется от 0,04 до 0,20 мм.

Особый интерес в россыпях и аркозовых песчаниках представляет циркон, имеющий четыре разновидности: 1) прозрачный призматический; 2) белый метамиктный непрозрачный (малакон); 3) буровато-желтый (циркон, С, по американским авторам); 4) розовый и пурпурный (гиацинтовый циркон). Все эти разновидности циркона характеризуются своими кристалло-химическими особенностями и имеют различные абсолютные возрасты (рис. 2).

В пределах всей рудоносной толщи низов каратавской серии количественные соотношения между цирконами различных типов остаются устойчивыми на многие десятки километров, что с успехом может применяться для корреляции разрезов докембрия. В наиболее восточных фациях толщи несколько уменьшаются только относительные количества малакона, обладающего меньшей механической устойчивостью при транспортировке в геологическом времени.

В западных районах аркозовые песчаники оказываются практически неметаморфизованными и очень слабо диагенетически измененными. По мере приближения к складчатой осевой зоне Урала метаморфизм пород увеличивается, вблизи Урал-Тау серицитовый цемент нацело замещается кварцевым регенерационным, листочки мусковита (серицита) приобретают псевдосланцевую ориентировку, появляется аутигенный гематит, по лейкоксену развиваются брукит и сагениит. Слои аргиллита изменяются здесь крайне слабо, появляется редкий серицит на поверхностях сланцеватости. Метаморфизм рудных слоев наблюдается в некотором уплотнении рудного материала, иногда сопровождаемом катаклазом с залечиванием трещин в рудных минералах кварцем и вторичным гематитом. В наиболее метаморфизованных разностях отдельные зерна не улавливаются, возникают массивные текстуры руд. Этой стадии отвечают мушкетовитизация и переход брукита в анатаз.

В зоне наибольшего проявления дислокационного метаморфизма кварциты с детритовым микроклином перекристаллизовываются в фельдшпатизированные кварциты с нацело перекристаллизованными кварцем и серицитом. Этот процесс сопровождается интенсивным аутигенным минералообразованием. Образуются такие минералы, как калишпат, мусковит, хлоритоид, турмалин, гематит, магнетит, рутил и пирит. Рудные слои

испытывают сильные деформации, сминаются в складки и пронизываются кварцевыми и кварцево-микроклиновыми жилами типа альпийских. В целом для рудных слоев, испытавших интенсивный метаморфизм, характерно появление метаморфогенного рутила и магнетита.

Наибольшим преобразованием в зоне максимального метаморфизма подвергаются слои аргиллитов. В западных районах Башкирского поднятия они представлены плотными слоистыми аргиллитами, возникшими за счет каолиновых глин, обогащенных железисто-титанистыми компонентами. Содержание пелитоморфной окиси титана в таких глинах может достигать 60%. При метаморфизме высокотитанистых аргиллитов в условиях гнейсовой фации возникают рутиловые гнейсы (рутилиты) с содержа-

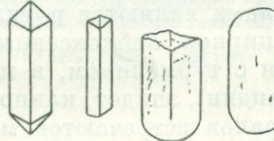
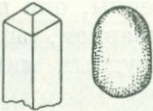
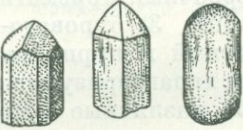

Типы цирконов		Показатели преломления	Показатели по радиоактив. элементам		Размер элементарной решетки А°	α -Рb возраст, 10^6 лет
			Th/U	α Me/час		
п		Ng = 2,00 Np = 1,94 Ng-Np = 0,062	0,1-0,2	30-40	1,820-1,830 1,800	1000-1300
м		Ng = 1,76-1,75 Np = 1,74 Ng-Np = 0,028	0,1-8	5-10		1100-1800 1400-1800
с			0,5-15	20	1,830-1,840	
г		Ng = 1,91 Np = 1,87 Ng-Np = 0,042	12	13-18	1,680-1,600	2600-2800

Рис. 2. Основные типы цирконов докембрийских пород

нием метаморфогенного рутила и реликтового циркона. На рис. 3 показан разрез (блок-диаграмма) рудной россышной залежи, содержащей в верхних частях тела рутилитов. При более глубоком метаморфизме эклогитовой фации (южная часть Урал-Тау) при метаморфизме кремнистых и известковистых осадков, в условиях их селективного плавления и обособления железо-магнезиального мобилизата (Меннерт, 1963), возникают рутиловые эклогиты. Вопрос о происхождении рутилитов и эклогитов специально изучался при непосредственном участии автора данной статьи, А. П. Казаковым, А. Е. Мирошниковым и Э. И. Мусатовой.

Первые глинистые породы в восточных фациях рудоносной толщи оказываются насыщенными реликтовым цирконом. За счет местных источников сноса собирательный состав цирконовой фракции в восточных метаморфизованных россыпях и рутилитах становится несколько иным. Здесь возрастают относительные количества буровато-желтого и прозрачного циркона.

Нами были выполнены специальные исследования по распределению различных по размерности классов циркона в слоистых песчаных толщах третичного возраста в Зауралье. По данным сотен гранулометрических анализов, установлено, что размерность зерен циркона в кварцевых

песчаниках строго соотносится с размерностью зерен кварца. Отношение размерностей при этом эквивалентно удельным весам минералов. Даже в случае тонкого переслаивания песков различной размерности это правило остается в силе.

При дальнейшем изучении древних метаморфических толщ и концентраций в них рудных детритовых минералов было установлено, что циркон является своеобразным индикатором образования этих толщ и связанных с ними первичноосадочных руд.

В последние годы появилось много работ, в которых циркон рассматривается как важнейший минерал для определения абсолютного возраста магматических пород. В отличие от полевых шпатов и слюд акцессорный циркон практически не изменяется ни при метаморфизме, ни при повторных переплавлениях материнских пород и поэтому может быть использован для оценки возраста ранних этапов магматизма и складчатости отдельных регионов.

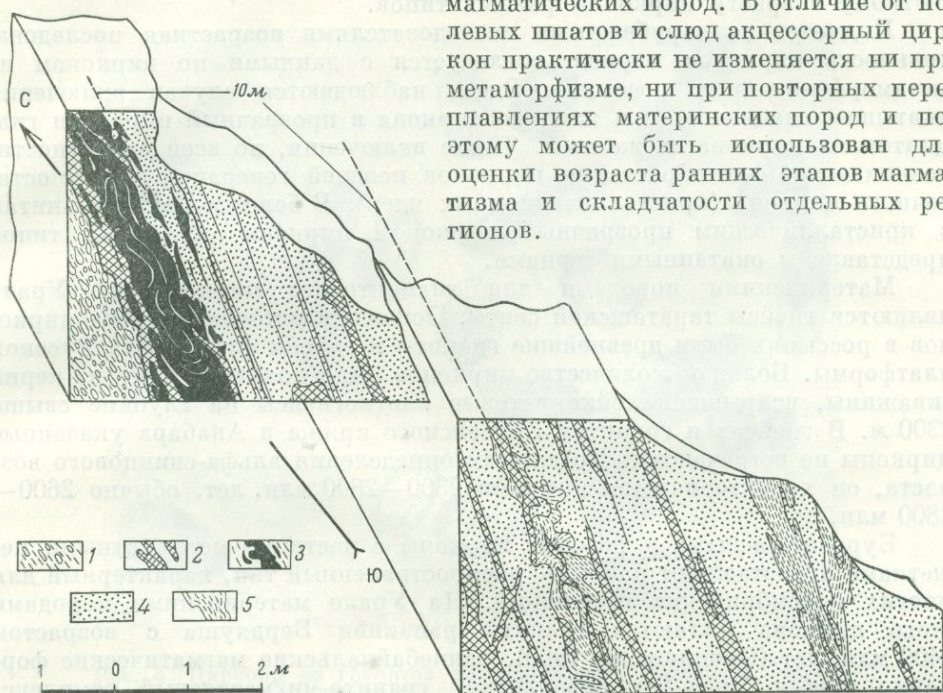


Рис. 3. Блок-диаграмма метаморфизованной россыпи, с телами рутилитов в верхней части разреза

1 — метаморфизованные конгломераты; 2 — кварцево-полевошпатовый мобилизат; 3 — пластовая залежь рутило-гематито-цирконового состава; 4 — фельдинабириванный кварцит; 5 — рутилит

Известно, что циркон является важнейшим акцессорным минералом многих горных пород, особенно гранитов и гнейсов. Исключительно высокая механическая прочность циркона обуславливает способность к концентрации его в кварцевых песках, где циркон, по образному выражению В. П. Батурина, играет роль кварца тяжелой фракции.

Широкая распространенность циркона, устойчивость при экзогенных процессах и метаморфизме, имеющиеся закономерные различия цирконов для разновозрастных магматических этапов докембрия, способность удерживать в решетке радиогенные свинцы и другие свойства позволяют использовать его в цирконовом методе корреляции формаций горных пород, оценки их возраста и условий образования.

Сейчас наметились следующие направления в применении цирконового метода при изучении метаморфических пород и связанных с ними месторождений:

Циркон как индикатор разновозрастных гранито-гнейсовых формаций. Четыре типа циркона, установленные в докембрийских россыпях Урала, характерны и для других докембрийских провинций. Впервые они были описаны в Шотландии В. Мэки (Maskie, 1923), а позже (1940)

С. Тайлером, Р. Масденом и др. (Tyler, Marsden, 1940) в докембрии Верхнего озера. После 1956 г. появилось очень много работ по этому вопросу, в том числе работа японского геолога Томита с изложением его цирконового метода (Чайка, 1962₂).

Сущность всех этих работ сводится к тому, что для древнейших лаврентьевских гранитов архея характерен только пурпурный гиациттовый циркон, малаконовые цирконы свойственны более поздним гранитам гуруна нижнего протерозоя, а прозрачный циркон типичен для магматических пород кьюиноу (байкальский этап). К сожалению, в работе С. Тайлера (Tyler, Marsden, 1940) и других работах отсутствуют данные по абсолютному возрасту цирконов разных типов.

Подмеченная зарубежными исследователями возрастная последовательность цирконов хорошо согласуется с данными по цирконам из метаморфизованных россыпей. Здесь наблюдаются случаи включения окатышей гиациттового и желтого циркона в прозрачный циркон и гиациттового циркона в желтый. Такие включения, по всей вероятности, возникают за счет обрастания цирконов поздней генерации вокруг остаточного циркона (кристаллизационных ядер). В более молодых гранитах с кристаллическим прозрачным цирконом цирконы остальных типов представлены окатанными зернами.

Материнскими породами для гиациттового циркона на Урале являются гнейсы тараташской свиты. Основным источником этих цирконов в россыпях были древнейшие граниты и гнейсы фундамента Русской платформы. Большое количество цирконов было получено нами из керна скважины, вскрывшей лейкократовые плагиогнейсы на глубине свыше 2300 м. В гнейсах и гранитах Енисейского кряжа и Анабара указанные цирконы не встречаются. По данным определения альфа-свинцового возраста, он характеризуется цифрами 2300—2800 млн. лет, обычно 2600—2800 млн. лет.

Буровато-желтые и розовые цирконы с частично метамиктными решетками представляют наиболее распространенный тип, характерный для многих докембрийских провинций. На Урале материнскими породами этого циркона являются граниты рапакиви Бердяуша с возрастом 1400 млн. лет (Овчинников, 1960), раннебайкальские магматические формации хребта Урал-Тау (уфалейский гранито-мигматитовый комплекс, кузинско-копанские габбро и анортозиты, златоустовские гнейсы, гнейсы максютовского комплекса Урала и др.). В Восточной Сибири буровато-желтые цирконы в виде кристаллических зерен встречены в плагиогнейсах и чарнокитах архея Анабарского щита и в некоторых гранитах и гнейсах Енисейского кряжа. Возраст цирконов этого типа, по данным предварительных определений, колеблется между 1400—1800 млн. лет (розовый циркон).

Прозрачный призматический циркон характерен примерно для тех же комплексов гранитов и гнейсов, но приурочен к наиболее поздним производным байкальского магматизма — мигматитам, зонам микроклинизации, некоторым гнейсам и т. д. На Урале он особенно широко развит во внутренних частях Бердяушского массива гранитов рапакиви, в кварцево-полевошпато-слюдистых гнейсах района Златоуста и в целом ряде других комплексов. В более поздних микроклиновых гранитах Урал-Тау прозрачный циркон встречается в виде окатанных зерен. Та же картина наблюдается и в Енисейском кряже, где в гранитах посольненского комплекса наравне с редкими кристаллическими зернами встречаются и окатанные зерна циркона (рис. 4). Широко распространен он и на Анабаре в микроклинизированных гнейсах западной части архейской площади.

По данным Л. Н. Овчинникова (1960), возраст циркона из гнейсов района Златоуста 1100 млн. лет, по данным автора — 1000—1200 млн. лет. В Енисейском кряже В. М. Клярским (1963) определен аргоновый возраст мусковита из гранитов посольненского комплекса, содержащих

окатанный прозрачный циркон. По этим определениям возраст гранитов 930—950 млн. лет. Следовательно, и для Сибири подтверждается, что прозрачный докембрийский циркон древнее 950 млн. лет и, возможно, также имеет возраст 1000—1200 млн. лет.

Таким образом, на основании изучения циркона и определения его возраста можно высказать предположение о существовании на Урале срединных массивов карельского этапа, переработанных байкальской и более поздними складчатостями. Этот же метод для Сибири позволяет высказаться о широком распространении в кристаллическом комплексе Анабара не архейских, а нижнепротерозойских образований с возрастом,

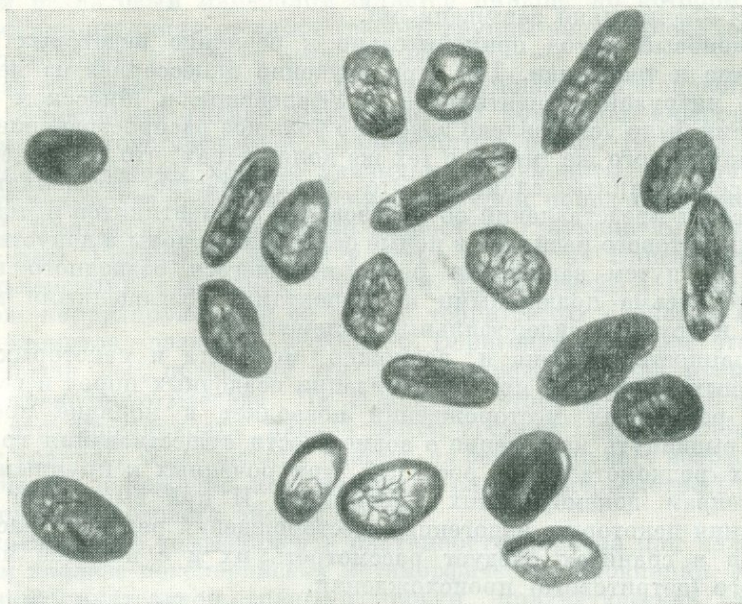


Рис. 4. Цирконы из гранитов посольненского комплекса (Черно-реченский массив) Енисейского края. Увел. 170.

не превышающим 1400—1800 млн. лет, и подтвердить большое сходство этих образований с соответствующими породами Енисейского края.

Использование окатанного циркона в гранитах и гнейсах при выявлении условий их образования. Известна исключительная трудность изучения гранитов и гнейсов в районах развития метаморфических комплексов докембрия. Не менее трудна разработка критериев отличия парагранитов от нормальных магматических. Сохранность окатанного циркона в гранитизируемой толще позволяет коррелировать данную толщу с соответствующими стратиграфическими и структурными единицами региона и решать многие важные вопросы стратиграфии и магматизма. Для решения этих вопросов с успехом может быть применен цирконовый метод, основанный на способности циркона сохраняться даже в условиях глубокого метаморфизма и магматической гранитизации без избытка щелочей (Н. А. Хрущов, 1886 г.; Лодочников, 1955; Левинсон-Лессинг, 1923; Полканов, 1935; Дж. Трумэн, 1912 г.; Н. Винчелл, 1931 г.; Харкер, 1937 г.; М. Уайт, 1954 г.; Витанейдж, 1957 г.; О. Морис, 1949 г. и др.

В восточной краевой части уфалейского гранитно-мигматитового комплекса по типу и степени окатанности циркона наблюдается тождественность гнейсо-гранитов и парагенетически связанных с ними гранато-сланцев Златоустовской зоны (кувашская свита), что может быть объяснено образованием более ранних гранитов этого комплекса

за счет гранитизации сланцев. Аналогично доказывается тождественность уфалейского комплекса с максютовским в Орском Урале, неправильно относимым Д. Г. Ожигановым (1955) к наиболее древним образованиям Урала, а следовательно, и единство формаций рутилоносных амфиболитов и эклогитов Уфалейского района и Орского Урала.

Интенсивно окатанные прозрачные и буровато-желтые цирконы широко распространены в гранитах Енисейского кряжа. Интересно, что в некоторых массивах нами наблюдались и окатанные монациты. Эти факты должны сыграть роль в дальнейшем изучении возраста гранитов по циркону и монациту, так как вследствие недоучета фактора окатанности аксессуариев имеющиеся в настоящее время цифры возраста могут оказаться значительно завышенными.

Цирконовый метод применительно к решению некоторых проблем петрогенеза и тектоники. Так, при изучении аксессуариев из некоторых крупных интрузий серпентинитов в Уфалейском и Миасском районах Урала нами было установлено довольно большое распространение окатанных цирконов того же типа и в тех же количествах, что и во вмещающих данные серпентиниты сланцах. Это обстоятельство заставляет сейчас отказаться от представлений об образовании серпентинитов путем инъекции перидотитового расплава в полые ослабленные зоны и допустить образование их путем замещения ранее имевшегося осадочного вещества какими-то весьма подвижными компонентами, обогащенными магнием, железом и другими сидерофильными элементами.

Сохранность циркона и, возможно, монацита и некоторых других аксессуарных минералов при гранитизации осадочных пород и связанных с ними россыпных месторождений позволяет в порядке постановки вопроса выдвинуть положение о возможности существования гранитизированных редкометалльных россыпей, приуроченных к крупным гранитным массивам докембрийских провинций. И при выяснении условий образования некоторых эндогенных месторождений редких и рассеянных элементов в гранитах следует рассмотреть их и с позиций первичноосадочного (детритового) происхождения.

Использование циркона при структурном и фациальном анализе метаморфических пород. Твердо установленная способность циркона распределяться в слоистой толще отсортированных песков в соответствии с размерностью зерен кварца в слое может быть использована, во-первых, для реставрации средней размерности первичноосадочной породы, испытавшей глубокий метаморфизм и перекристаллизацию, а во-вторых, для отличия в гнейсах первичной слоистости от кристаллизационной сланцеватости породы. С помощью этого метода при изучении зигальгинской свиты кварцитов и ее фациального аналога — таганайской свиты в Урал-Тау удалось наметить направление сноса материала по уменьшению средней размерности зерен циркона. По кварцу это сделать невозможно, так как вследствие перекристаллизации пород реликтовых зерен кварца не сохранилось.

На примере изучения уфалейского гнейсового комплекса с помощью этого метода видно, что наравне с сохранностью первичной слоистой осадочной структуры, для каждого слоя которой характерна своя размерность реликтового циркона, встречается и вторичная кристаллизационная структура гнейсов с одинаковой размерностью циркона во всей гнейсовой серии. Гнейсовая структура кристаллизационной сланцеватости все отличается от реликтовой слоистости при тщательном микроскопическом изучении и с учетом данных цирконового метода. Такие структуры определенно тяготеют к участкам максимального ультраметаморфизма и, в частности, к гнейсам в местах мигматизации и зонам течения вещества.

Первичноосадочные структуры хорошо выявляются этим методом в гнейсах Чашковских гор у Миасса, в районе Златоуста, в Енисейском кряже и т. д.

Корреляция метаморфических свит по циркону. Как известно, корреляция осадочных толщ по акцессорным минералам находит широкое применение при литолого-фаціальном анализе и стратиграфических исследованиях. При изучении метаморфических толщ этот метод становится почти не приемлемым вследствие явлений метаморфизма и образования минералов тяжелой фракции вторичным путем. Можно утверждать, что при корреляции разрезов метаморфических пород по акцессорным сторонниками этого метода выделяются не стратиграфические единицы, а фации метаморфизма, ничего общего со стратиграфией не имеющие.

Как показано выше, в глубокометаморфизованных отложениях единственным реликтовым минералом остается циркон, по которому только и возможна корреляция разрезов (работы группы американских петрографов по докембрию Верхнего озера в 1940 г.).

Ранее указывалось, что на Урале с помощью цирконового метода удалось сопоставить гнейсы максютовского комплекса Орского Урала с гнейсами Златоустовского и Уфалейского районов. В западной части Сибирской платформы хорошо увязываются кварциты основания туруханского комплекса с докембрийским выступом пород в районе Игарки (по В. М. Кляровскому, аргонный возраст по глауконитам и эффузивам 850 млн. лет). Гранитный массив у устья р. Кии на Енисее, относимый к посольненскому комплексу, содержит фации гнейсов с ассоциацией цирконов, коррелирующей со свитой терригенных слоистых известняков и доломитов, развитых в устье р. Вороговки. Возраст этой свиты более 950 млн. лет, поскольку эти цифры определены для мусковита из данного гранитного массива. На основании этого же метода нами выявлено, что конгломераты айской свиты состоят главным образом из молодых гранитов Уфалейского района, на основании чего возраст и стратиграфическое положение конгломератов следует пересмотреть в пользу более молодого возраста айской свиты.

Использование коэффициента окатанности циркона при палеогеографическом анализе докембрийских метаморфических провинций. Находясь в условиях длительной транспортировки, призматические кристаллы циркона начинают механически истираться и приобретать сначала эллипсоидальную, а затем округлую форму. Если за показатель окатанности (относительного геологического возраста) взять отношение длинной оси эллипса к короткой, то это отношение и будет коэффициентом окатанности циркона по Аллену (Allen, 1946), Эккельману (Eckelmann, 1957) и Полдерваарту (Poldervaart, 1955).

По данным многолетних исследований А. Полдерваарта, призматические зерна циркона в нормальных гранитах имеют средний статистический показатель удлинения 3, в осадочных породах он понижается до 2 и менее. Основываясь на изменении коэффициента окатанности циркона в зависимости от времени и расстояния переноса, нами была предпринята попытка определения направления сноса материала по циркону в нижней аркозовой толще каратавской серии Южного Урала.

Пробы для изучения цирконов отбирались в виде штуфов из строго определенной части разреза, а именно из рудных слоев — единого стратиграфического горизонта, к которому приурочены титано-цирконовые россыпи. Циркон изучался в шлифах (до 100 зерен по каждой пробе). Неокатанные обломки зерен, имеющие обычно размер менее 0,05 мм, в расчет не принимались (исходили из доказанной Хемпрайсом и Уайтом устойчивости мелких обломков циркона при транспортировке). По каждой пробе подсчитывались средние величины коэффициента окатанности, включая все типы цирконов.

При анализе данных обращает на себя внимание строгое постоянство коэффициента окатанности розового, буровато-желтого и малаконового циркона; этот коэффициент равен 1,3. Прозрачный циркон обнаруживает значительную вариацию коэффициента окатанности (2,8—1,6), причем

изменение происходит плавно и по двум направлениям: с запада на восток и частично с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Указанные направления следует рассматривать как векторы направлений сноса обломочного материала в век титано-цирконовых россыпей. Главный вектор субширотной ориентировки показывает основной снос с Русской платформы, а второй, малый, вектор отвечает сносу с островной суши, располагавшейся на месте современного антиклинария Урал-Тау (рис. 5).

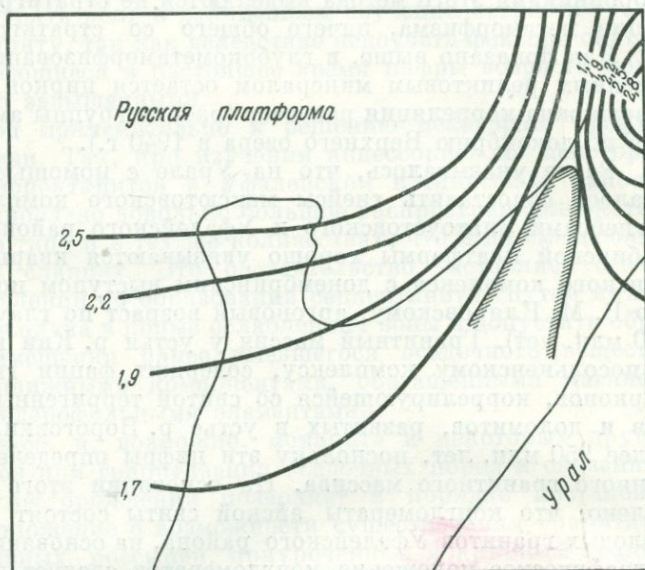


Рис. 5. Схема направления сноса обломочного материала в рудоносной толще (построена по коэффициентам окатанности циркона)

Что касается причин очень малой величины коэффициента окатанности древних типов цирконов и равенства этих коэффициентов, то это, возможно, связано с большой длительностью послераннебайкальских эрозионных эпох и концентрацией гиацинтового циркона в карельских гранитах и гнейсах. Буровато-желтые цирконы в докембрии Сибирской платформы относительно менее окатаны и близки по коэффициенту окатанности к прозрачному циркону. Это свидетельствует об определенном различии в развитии Русской и Сибирской платформ в позднем докембрии.

Таким образом, намеченные возможности цирконового метода позволяют надеяться на широкое применение его при решении многих геологических проблем. При дальнейшей его разработке и проверке на большом материале у геологов, занимающихся изучением докембрийских провинций и метаморфических пород, могут появиться дополнительные возможности для познания древнейших пород Земли и связанных с ними полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

Брунс Е. П., Гейслер А. Н., Иголкина Н. С., Толстихина и М. М. Позднедокембрийские и кембрийские отложения Русской платформы в пределах СССР. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 8. Изд. АН СССР, 1960.

Веселовская М. М. Донижнепалеозойская кора выветривания на Русской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1957.

Гарань М. И. Докембрий и кембрий Урала. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 8. Изд. АН СССР, 1960.

Гляровский В. М., Чайка В. М. Некоторые новые данные о корреляции и возрасте додевонских отложений Игарско-Туруханского района. Тр. XI сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1963.

Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 63, 1962.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Успехи петрографии в России. 1923.

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолтехиздат, 1955.

Меннерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд. иностр. лит., 1963.

Новикова А. С. Вулканогенно-осадочная серия рифея Русской платформы. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 8, Изд. АН СССР, 1960.

Ожиганов Д. Г. Геологическое строение метаморфического пояса хребта Урал-Тау Южного Урала. Уч. зап. Башк. пед. ин-та, вып. IV, 1955.

Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. Докл. сов. геол. на XXI сессии междунар. геол. конгр., пробл. 3, 1960.

Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1959.

Полевая Н. И. Глаукоцит как индикатор геологического времени и шкала абсолютной геохронологии. Автореферат диссерт. д-ра геол.-мин. наук, Изд. ВСЕГЕИ, 1963.

Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского п-ова. Изд. АН СССР, 1935.

Савинкий В. Е. и др. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Тр. Научно-иссл. ин-та геол. Арктики, т. 101, 1959.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, т. I и II, 1962.

Сухов И. М. Древнейшая кора выветривания на территории Молдавской ССР. В сб.: «Кора выветривания», вып. 1, 1952.

Тимергазин К. Р. Девонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Изд. Башк. фил. АН СССР, 1959.

Трофимук А. А. Нефтеносность палеозоя Башкирии. Гостехиздат, 1950.

Харкер А. Метаморфизм. ГОНТИ, 1937.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в развитии структуры земной коры. Тр. ГИН АН СССР, 1963.

Хольтедаль У. Геология Норвегии. Изд. иностр. лит., 1957.

Чайка В. М. Докембрийские титано-циркониевые россыпи рифейского поднятия и Урал-Тау. В сб.: «Законом. размещ. пол. иск.», т. IV. Госгеолтехиздат, 1960.

Чайка В. М., Казак А. П., Мирошников А. Е. Зоны повышенной деформации в структуре Южного Урала. Сов. геол., № 10, 1962₁.

Чайка В. М. К методике изучения метаморфических пород. Геология и геофизика, 12, 1962₂.

Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. Докл. сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгр., пробл. 8. Изд. АН СССР, 1960.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации. Изд. АН СССР, сер. геол., № 5, 1962.

Шведов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1948.

Шульга П. Л. Схема стратиграфии палеозоя юго-западной окраины Русской платформы (Волынь и Подолия). Геологич. журн. АН УССР, т. 12, вып. 4, 1952.

Allen V. T., Nichols W. L. Weathered Gravels and sands of Oregon and Washington. I. Sediment. Petrol., vol. 16, N 5, 1946.

Chrstoff K. Beitrag zur Kenntniss der Zirkone in Gesteinen. Tsch. Min. Geol. Petr. Mitt., Bd. VII, 1885—1886.

Eckelmann F. D., Poldervaart A. Geologic Evolution of the Bear-tooth Mountains Montana and Wyoming. Bull. Geol. Soc. America, vol. 68, N 10, 1957.

Krynine P. D. Petrology, stratigraphy, and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut. Connecticut Geol. and Nat History Survey Bull., 73, 1950.

MacKie W. Source of the Purple Zircons in the sedimentary Rocks of Scotland. Edinburg. Geol. Soc., vol. 11, 1923.

Maurise O. D. Transport and Deposition of the Nonsulphide Vein Minerals. V — Zirconium Minerals. Econ. Geol., vol. 44, N 8, 1949.

Pettijohn F. J. Sedimentary rocks, 3 ed. N. Y., 1957.

Poldervaart A. I — Zircons in Sedimentary Rocks. Amer. J. Sci., vol. 253, 1957.

Trueman J. The Value of Certain Criteria for the Determination of Origin of Foliated Crystalline Rocks. J. Geol., Vol. XX, 1912.

Tyler S. A., Marsden R. W., Grout F. F., Thiel G. A. Studies of the Lake Superior Pre-Cambrian by Accessory Minerals Methods. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 61, N 10, 1940.

Vitanage. Studies of Zircon Types in Ceylon Pre-Cambrian Complex. J. Geol., vol. 65, N 2, 1957.

Winchell N. Further Studies in the Amphibol Group. Amer. Mineralogist, vol. 16, N 6, 1931.

Wyatt M. Zircons as Provenance Indicators. Amer. Mineralogist, N 11—12, 1954.

А. Г. ВОЛОДИН

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД В ИЗУЧЕНИИ ДОКЕМБРИЯ

Граница между докембрием и кембрием обычно резко выражена не только по степени вторичных изменений осадочных пород, но и по кающемуся коренному отличию пород кембрия, отложения которого почти всюду охарактеризованы обильными разнородными остатками беспозвоночных, водорослей и др. Поэтому исследователи всего мира занимаются изучением органических остатков из палеозойских и более поздних отложений. Некоторые исследователи уделяют внимание изучению докембрия, его литологии, петрологии, в еще меньшей степени палеонтологии, несмотря на огромное распространение и мощность его осадочных отложений.

В трансваальской серии докембрия Южной Африки остатки водорослей известны в виде мелких строматолитов и онколитов. Абсолютный возраст, определявшийся Ф. Абельсоном и Т. Баргхорном в институте Карнеги в Вашингтоне, дал цифру около 2,6 млрд. лет. В отложениях кремнистых сланцев гуронского возраста (2 млрд. лет) в районе оз. Онтарио в Северной Америке Т. Баргхорн нашел хорошо сохранившиеся остатки нитчатых сине-зеленых водорослей и животных типа гидроидов или медуз.

Таким образом, жизнь на Земле является очень древней, имеющей возраст порядка 3000 млн. лет или более. Следы древнейшей жизни можно наблюдать в составе некоторых геологических образований докембрия, в виде непосредственных морфологических материалов по конкретным группам организмов и в виде косвенных данных.

Существование жизни на Земле (более 3 млрд. лет) можно проследить в ее проявлениях во времени и в пространстве, т. е. в данном случае в разрезах разновозрастных осадочных горных пород, в их довольно большом разнообразии.

Общеизвестно большое распространение в составе отложений архея и протерозоя нормально осадочных пород терригенного состава. Учитывая степень дифференциации мелкозема, выделение достаточно хорошо отсортированного материала обломочных пород, в частности песков, превращенных в кварциты, приходится допускать на выступах древнейшей суши развитие почвенного покрова.

Как известно, почвообразование идет интенсивно с дифференциацией минерального вещества лишь при участии почвенных микроорганизмов, роль которых в создании почвенного мелкозема обычно в 20 раз превосходит роль почвенных коллоидов химического происхождения. Поэтому почвообразование, связанное с деятельностью микроорганизмов, является, несомненно, процессом очень древним. В связи с этим наблюдение в составе беломорской серии архея Карелии магнетитовых сланцев и кварцитов, первично представлявших собой отложения осадочных железных руд

и песчаные отложения, показывает, что они, несомненно, были продуктом развития на смежном выступе суши почвообразовательных процессов с участием почвенных микроорганизмов и железобактерий.

Многими исследователями происхождение тонких морских карбонатных илов рассматривается в связи с жизнедеятельностью некоторых специфических морских бактерий, в частности из группы денитрифицирующих. Процесс денитрификации водной среды при участии бактерий обусловлен в природе наличием нитратов, усвояемого органического вещества, анаэробных (бескислородных) условий и нейтральной реакции среды. Представление многих авторов о составе древней атмосферы и гидросферы Земли сводится к признанию большой роли там свободного водорода, метана, углекислоты и аммиака. Благодаря высокой растворимости аммиак должен был легко переходить в раствор, чтобы обеспечить развитие денитрифицирующих микроорганизмов, продуктами жизнедеятельности которых могли быть иловые карбонатные отложения, с превращением их в известняки, доломитизированные известняки (в порядке замещения кальция осадка магнием раствора) и доломиты. Лишь образование магнетитов можно отнести к процессам химического характера, происходившим и происходящим в условиях упаривания морских вод полузамкнутых лагун.

Наличие кристаллических известняков в беломорской серии архея Карелии Беломорского побережья позволяет предполагать развитие в древнем бассейне соответствующих бактериальных процессов, частичным выражением которых могут быть такие породы.

Имеющиеся цифры абсолютного возраста в 2000—2300 млн. лет для архея Беломорья некоторые исследователи склонны считать возрастом метаморфизма архейских пород. Таким образом, процессы древнейшего карбонатного осадконакопления при участии бактерий должны быть признаны здесь весьма древними. Некоторые мраморы архея Кольского полуострова, по наблюдениям автора, показали между зернами кальцита содержание обуглероженных остатков микротел бактериального размера.

Известно широкое распространение в докембрийских отложениях всего мира пластовых железных руд, горизонтов пиритизированных пород, которые можно связать по условиям их происхождения только с жизнедеятельностью ряда групп микроорганизмов.

Прямые морфологические данные мы можем получить, изучая под микроскопом препараты из железных руд осадочного происхождения. Так, автором остатки железобактерий были установлены в ряде образцов докембрийских железных руд, в частности Кривого Рога, некоторых месторождений докембрия Казахстана и Сибири.

Территория Карелии, характеризующаяся широким распространением мощных отложений докембрия, ознаменовалась рядом открытий ценных палеонтологических материалов в трех горизонтах ятулия (среднего протерозоя). Р. В. Бутиным и автором описано много видов водорослей, которые сохранились в виде остатков строматолитов и других карбонатных образований. Это свидетельствует о большом разнообразии ценозов водорослей в бассейнах протерозоя Северо-Запада СССР. С этими открытиями перекликаются открытия остатков строматолитов в слоях серии Ляохе Северного Китая, которые по возрасту относятся также к среднему протерозою. Наряду с местной и временной жизнедеятельностью сине-зеленых водорослей, в меньшей степени красных водорослей, сыгравших местами роль крупных геологических деятелей, имело место отложение карбонатных илов, что осуществлялось, по-видимому, при участии денитрифицирующих микроорганизмов.

В ятулии Карелии открыто большое разнообразие проблематических образований, предположительно отнесенных к водорослям или остаткам ряда групп беспозвоночных животных. Не подлежит сомнению, что

теперь весь протерозой становится объектом биостратиграфических и палеонтологических исследований. Выделена группа странных образований, которые можно условно принять за остатки водорослей из группы багряннок — кораллинацев. Некоторые из них отличаются необычайно крупными размерами клеток (?). Возможно, подобные водоросли, описанные из мезозоя, не являются самыми древними на Земле, как это предполагалось. Известны также находки одноосных кремневых спикул губок, остатки радиолярий и др.

Более поздние докембрийские отложения (верхний протерозой — синий, иотний и гиперборей, овруч, бавлы, альгонкий, рифей и др.) богаче остатками организмов, особенно сине-зеленых и красных водорослей. Так, автором описано более 200 видов водорослей среднепротерозойского и позднепротерозойского (синийского) возраста из отложений Карелии, Средней и Восточной Сибири и Дальнего Востока, а также из Китайской Народной Республики, которые он отнес к 80 родам и 20 семействам.

Морфология клеточных колоний, общий, местами хорошо сохранившийся вид талломов, скопления остаточного органического вещества в породе нередко оказываются близкими к современным. Между тем преобладающая часть форм очень своеобразна и потому является хорошим опорным материалом для корреляции вмещающих отложений. Из сотен горизонтов с остатками водорослей автором пока выявлено в верхнем протерозое до 40, характеризующихся наиболее хорошей сохранностью форм. В среднем протерозое (ятулии) Карелии Р. В. Бутин выявил три водорослевых горизонта.

Установлены случаи дальней миграции некоторых водорослей позднепротерозойского возраста, например: северная часть Китайской Народной Республики — Оленекское поднятие, северная часть Сибирской платформы — Кольский полуостров (о-в Кильдин), Енисейский кряж — Восточное Верхоянье и т. д. Таким образом, выявлены возможности открытия остатков древнейших водорослей в отложениях докембрия как нормального палеонтологического материала. Впрочем, поиски его во многих районах еще не являются систематическими. Открытия их чаще носят случайный характер.

Одним из интересных выводов, полученных при изучении конкретного палеонтологического материала по древнейшим водорослям, было прямое указание на слабость или отсутствие гнилостных процессов в докембрийских бассейнах. Вследствие, по-видимому, этого колонии микроводорослей, способствовавшие выделению карбоната кальция на их поверхности, в условиях среды, богатой бикарбонатами, переходили в ископаемое состояние почти без изменения их морфологии. Минерализацией охватывались сгустки студенисто-слизистого вещества сине-зеленых водорослей, оболочки их трихомов и клеточных колоний. Остаточное органическое вещество, в той или иной степени обуглероженное, таким образом переходило в толщу осадков и в некоторых случаях за счет его могли образовываться скопления нефти и горючего газа. Так образовались нефть и газ в нижнем кембрии Сибирской платформы, такого же происхождения нефть и газ в бассейне верхнего течения р. Лены в Иркутской области.

Поэтому проблема шунгита Карелии также может быть решена в связи с водорослевыми ценозами докембрия и соответствующими геологическими условиями.

В случаях метаморфизма, как известно, битумы часто бывают выражены скоплениями графита, и потому вкрапленность графита, его тонкие пленки в породах докембрия или более или менее значительные скопления должны указывать на распространение продуктов преобразования исходного органического вещества растительного происхождения в виде одноклеточного или многоклеточного фитопланктона.

Поэтому битумы, шунгиты, графиты, скопления обуглероженного вещества следует признать заслуживающими специального изучения с целью выяснения их связи с организмами докембрия. Осадочные железные и марганцевые руды пластового типа, пиритизированные породы и продукты гранулометрической дифференциации материалов сноса с древних выступов суши должны быть признаны связанными с соответствующими жизнепроявлениями в докембрии, как следы этой жизнедеятельности. Специально подготовленные препараты могут позволить обнаружить в этих веществах следы остатков микроорганизмов.

Фауны и их осадки составляют единство. Единство составляют также среда и жизнь. Среды прошлого проходили стадии непрерывного и направленного их изменения под влиянием общих причин и отчасти при участии самих организмов.

Организмы выводили из гидросферы большие запасы углекислоты и бикарбонатов. Они обогащали ее свободным азотом и свободным кислородом. Измененная среда становилась не пригодной для одних организмов и пригодной для других. Поэтому ископаемые организмы можно рассматривать как индикаторы древнейших сред, как свидетели тех или иных геологических процессов, а иногда даже материалов астрономического значения. Так, по проявлениям фототропизма и гелиотропизма древнейших сине-зеленых водорослей, отраженных в построении специфических строматолитов (параллелофитонов), можно устанавливать положение палеомеридианов. По проявлениям цикличности в строении слоистой карбонатной массы строматолитов можно устанавливать 11-летние циклы в развитии солнечной радиации. Таким образом, получились данные об абсолютном приросте строматолитов за сезон, о масштабе накопления органического вещества в осадочных толщах докембрия, о длительности существования видов водорослей в годах, о длительности формирования горизонтов и свит.

Остатки докембрийских организмов могут оказать существенную помощь в раскрытии палеоклимата для соответствующих этапов геологического времени, а также палеогеографической эволюции лика Земли в докембрии.

Особое значение имеет изучение в породах докембрия поведения изотопов углерода, кислорода, азота, серы, водорода и их отношений, поскольку известно, что легкие изотопы преимущественно оказываются связанными с жизнедеятельностью организмов, тогда как более тяжелые — лишь с минеральными — химическими процессами.

Остатки организмов в осадочных породах докембрия известны во многих районах мира. Можно отметить находку Дж. Даусона (1865) *Eozoon canadense* в районе Оттавы. Л. Кайо (1894) открыл остатки радиолярий, фораминифер, спикул кремневых губок в углистых сланцах докембрия Бретани. Чарльз Д. Уолкотт в докембрии Большого Каньона и в серии Белт в США выявил интереснейшие остатки многощетинковых червей и ряд других организмов. Известны находки остатков радиолярий в докембрии юга Австралии. Правда, некоторые исследователи не признали этого открытия, другие склонны относить его к образованиям бактериального происхождения. И. Седерхольм открыл в карельском шунгите остатки проблематического животного *coqicium*, который, по-видимому, следует отнести к проблематическим образованиям (А. Г. Вологдин, 1963 г.).

В среднепротерозойских отложениях Енисейского кряжа Ю. А. Кузнецов обнаружил остатки одноосных спикул кремневых губок. Между тем в бакальской свите позднего докембрия Урала автором были обнаружены предполагаемые отпечатки медуз (?), отчасти подобные найденным в докембрии Большого Каньона в слоях Нанкоуип. В Северо-Западной Африке в горах Анти-Атласа установлены остатки членистоногих (П. Хюцэ, 1952 г.) в виде разрозненных сегментов. Во многих районах мира известны, правда, еще редкие и случайные находки остатков простейших

животных, примитивных целентерат, брахиопод, червей, членистоногих, заслуживающих специального изучения.

Больше всего во всем мире открыто в докембрийских отложениях остатков фотосинтезирующих организмов — морских водорослей, являвшихся часто активными породообразователями. Изучение таких остатков особенно успешно идет в Советском Союзе. Этот по существу нормальный палеонтологический материал ныне часто обнаруживается в отложениях докембрия и нижнего палеозоя. Он представлен строматолитами, а иногда тонкослоистыми карбонатными породами с «курчавой» текстурой.

Что такое строматолиты и онколиты? Строматолиты и онколиты — это микрослоистые сгустки карбонатного, иногда вторично измененного вещества, находимые в составе преимущественно древнейших морских и пресноводных отложений, формировавшихся в мелководьях в основном сине-зелеными, реже красными водорослями на твердом субстрате (первые) или на подвижном (вторые) в условиях сильно карбонатной (богатой бикарбонатами кальция и магния) водной среды за длительные этапы времени, измеряющиеся часто сотнями и тысячами лет. В их построении обычно участвовало несколько видов микроскопических водорослей, проявлявших жизнедеятельность одновременно (сосуществование) или в порядке последовательной смены одного вида другим, причем часто через малые промежутки времени (естественный отбор, быстрота темпов эволюции).

Поскольку строматолиты и онколиты представляют собой продукты сложных и длительных процессов и не являются остатками единого конкретного организма, то они не заслуживают применения к ним латинизированной номенклатуры, как это делается некоторыми исследователями. Они являются в геологических разрезах лишь частью того каменного материала, который несет в себе (если этому не мешают вторичные явления) остатки микроскопических породообразующих фотосинтезирующих организмов (сине-зеленых, реже красных водорослей).

Поскольку между формами и размерами конкретных видов породообразующих водорослей и формами и размерами включающих их остатки строматолитов непосредственная связь отсутствует, то эти сгустки карбонатного материала, обычно характеризующиеся бесконечным разнообразием по виду, могут знаменовать лишь местную временную фацию, сочетание экологической обстановки с тектоническим режимом области бассейна, не более!

Строматолиты могут указывать на результаты взаимосвязи процессов нарастания элементарных наслоений и накопления биогенного (фитопланктонного) или обломочного материала между ними. Эти процессы протекали с относительно равными скоростями (нависания и наросты на боковой поверхности строматолитов), с опережением первого процесса (гладкие боковые поверхности или с пережимами экологического происхождения) или отставанием его. Это создавало условия для прекращения развития строматолитов (их сужения, приобретения неправильной общей формы и т. д.). Так шло их местное отмирание.

Единственно, чем внешние признаки как-то отражают особенности их конкретных образователей — водорослей, это строение и отчасти форма элементарных наслоений микрослоев, соответствующих накоплению карбонатного материала за сезоны вегетации. Форма наслоений, степень их выпуклости (не величина площади дерновинки — группы талломов) отражают чувствительность водорослевых колоний к свету, степень проявлений фототропизма, иногда выражавшуюся в виде прямого гелиотропизма (параллелофитоны).

При условии благоприятной сохранности микроструктур строматолиты и онколиты, находимые в отложениях различного геологического возраста (от нижнего протерозоя и почти до наших дней), являются ценнейшим материалом для изучения истории развития мира микроскопических

водорослей (сине-зеленых и красных), их эволюции и породообразующей деятельности. В них мы видим свидетелей обстановок далекого геологического прошлого с указанием на палеоклимат, палеотемпературу среды, палеотечения, батиметрические данные, скорости вертикальных движений литосферы и гидрохимию бассейна. Это дает представление о связях между бассейнами и палеогеографических перестройках лика Земли во времени.

Успех исследования строматолитов и онколитов, водорослевых пород вообще как фитогенных образований, требует от исследователей палеоботанического, особенно альгологического изучения при глубоком знании современных представителей вышеперечисленных типов микроскопических водорослей, их морфологии, экологии, физиологии, биохимии и природного распространения (геоботаники водорослей).

Результаты изучения остатков водорослей из докембрийских отложений СССР показали возможность решения важных вопросов стратиграфии. В частности, отложения протерозоя ряда районов Сибири, часто неправильно сопоставлявшиеся друг с другом, ныне получили определенное положение на основании данных эволюции выявленных видов и родов сине-зеленых и красных водорослей. Так, морской протерозой Енисейского кряжа оказался более древним по отношению к карбонатным отложениям Туруханского поднятия, древние же карбонатные отложения низовьев р. Нижней Тунгуски — более древними по отношению к улунтуйской свите Прибайкалья. Между тем водоросли нижнего кембрия Иркутского амфитеатра оказались генетически связанными с формами, выявленными в улунтуйской свите верхнего синия. Так была решена впервые очень важная для Сибири задача.

Необходимо отметить полную бесперспективность исследований строматолитов как таковых, без изучения их микроскопических структур. При таком методе изучения строматолитов, связанном с массовой распиловкой каменного материала, уничтожается большое количество материала, который был бы полезен для палеонтологического метода.

Организмы — индикаторы среды. Знание их раскрывает особенности среды, ее обстановку. Поэтому ископаемые организмы, как свидетели, могут помогать раскрытию природных обстановок геологического прошлого. В связи с исключительной древностью жизни на Земле перед исследователями может раскрыться картина ее развития. По литофациям и органическим остаткам докембрия исследователи несомненно могут вскрыть многие важные детали истории земной поверхности, биосферы и состава и строения земной коры в ее геологическом развитии. Ископаемые водные организмы могут указывать на степень солености среды, температурный режим, глубинность, характер и направления течений, взаимосвязь между древними бассейнами и т. д.

Поскольку древность жизни на Земле доказана, то экологические и другие данные могут быть исключительно полезными для геологии, если учесть, что в дальнейшем на ее основе может разрабатываться стратиграфия осадочных отложений, палеогеография, могут вестись поисково-разведочные работы. Организмы участвовали и участвуют в накоплении различных минеральных веществ и даже некоторых видов руд.

Палеонтологи и палеоэкологи, занимающиеся изучением палеозойского и более молодого палеонтологического материала, успешно получают соответствующие данные о древней среде и условиях обитания ископаемых организмов. Необходимо применить палеонтологический метод к докембрийским осадочным отложениям. Этому должны способствовать специальные работы литологов по изучению проявлений метаморфизма, восстановлению первичных типов осадков и выявлению биогеохимической роли древнейших организмов.

В настоящее время находки остатков докембрийских животных организмов пока еще редки и эпизодичны. Наблюдаются огромные пробелы

в палеонтологической летописи докембрия. Тем более следует внимательнее относиться к каждой находке и пытаться найти для нее место в общей системе организмов.

Раскрытие физико-географических условий на границе докембрий — кембрий раньше встречало действительные и кажущиеся препятствия: следы крупных перерывов в осадконакоплении, местная изменчивость состава горных пород докембрия, особенно из-за обилия вулканогенно-туфогенных образований и проявлений различной степени метаморфизма первичных осадочных пород.

Очень своевременно осуществляемое в значительном объеме изучение метаморфизма пород докембрия Геологическим институтом в Петрозаводске и Центральной лабораторией по изучению осадочного докембрия.

Открытие органических остатков дает новый материал для изучения истории жизни и ее эволюции в докембрии, что в целом для отдельных районов распространения докембрийских отложений раскрывает перспективы разработки биостратиграфии и палеогеографии.

Органические остатки докембрия помогают выяснить происхождение известных типов животных, растений и бактерий, так как корни их затеряны среди отложений глубокой геологической древности. Изучение особенностей древних фаций по литофациям и организмам способствует выяснению причин изменчивости организмов во времени и пространстве и темпов этой эволюции во времени в конкретных физико-географических, физико-химических и других обстановках. Таким образом, изучение древнейших организмов помогает решить целый ряд важных вопросов биологии и геологии. Палеонтологический метод вполне применим и для отложений докембрия, представленных осадочными породами.

И. Н. КРЫЛОВ

ЗНАЧЕНИЕ СТРОМАТОЛИТОВ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

Своеобразные слоистые карбонатные образования — строматолиты, широко распространенные в отложениях, начиная с глубокого докембрия (древнее 2600 млн. в Родезии, Африка), давно привлекают внимание исследователей. Делались неоднократные попытки использовать их для стратиграфии докембрия. Уолкотт (Walcott, 1914), К. Л. Фентон и М. А. Фентон (Fenton and Fenton, 1937) отмечали приуроченность определенных форм строматолитов к стратиграфическим горизонтам.

В. П. Маслов (1939) сопоставил немые толщи Урала с разрезами Китая и Сибири по строматолитам. Но до самого последнего времени такие попытки успеха не имели, и единого мнения о стратиграфическом положении строматолитов не существует. Причины такого положения анализировались в ряде работ (Маслов, 1960; Келлер и др., 1960; Крылов, 1963). Эти причины сводятся к слабой изученности как самих строматолитов, так и стратиграфии заключающих их «немых» докембрийских толщ.

За последние 15—20 лет достигнуты большие успехи в изучении строматолитов в СССР и за рубежом. Детальное изучение отложений верхнего докембрия позволило установить ряд опорных разрезов, в которых последовательность толщ и свит сомнений не вызывает. Все это позволяет снова попытаться подойти к решению вопроса о стратиграфическом значении докембрийских строматолитов. При этом получающиеся выводы могут сравниваться с результатами сопоставлений, проводящихся другими методами, и контролироваться определениями абсолютного возраста пород.

Можно считать доказанной органическую природу основной части строматолитов. Исследованиями М. Блэка, В. П. Маслова, А. Г. Володина, Р. Резака, Р. Гинзбурга и др. убедительно доказано, что строматолиты образуются в результате жизнедеятельности колоний сине-зеленых водорослей с возможным участием бактерий. Внутри слизистой массы, окружающей нити водорослей, происходит биогенное осаждение карбонатов, и водорослевые пленки — дерновинки служат ловушками как для этого органогенного карбоната, так и для осадка, выпадающего из морской воды в результате химического и механического осаждения карбонатных и глинистых частиц. Сезонные изменения условий жизни водорослевых колоний приводят к образованию тонких карбонатных пластинок — слоев, которые, наслаиваясь одна над другой, приводят к образованию за сотни лет крупных рифовых построек — биогермов.

Таким образом, строматолиты сами по себе нельзя рассматривать как биологические виды. Это — постройки, образовавшиеся в результате жизнедеятельности обычно нескольких видов и родов водорослей. Поэтому к строматолитам может быть применена не биологическая, а только формальная классификация с выделением типов, подтипов, групп

(формальных родов) и форм (формальных видов). Однако ряд определенных признаков, наблюдающихся у однотипных строматолитов в разновозрастных отложениях на огромных площадях, позволяет давать таким строматолитам бинарные названия с соблюдением всех требований кодекса палеонтологической и палеоботанической номенклатуры.

За многие миллионы лет докембрийские строматолитовые породы неоднократно подвергались воздействиям различных наложенных процессов — перекристаллизации, доломитизации, растворения, не говоря о более серьезных преобразованиях, связанных с проявляющимся в различной степени метаморфизмом. Поэтому сами водоросли в виде слепков и отпечатков нитей или клеток сохраняется в строматолитах в исключительно редких случаях. Но ряд признаков строматолитов, несомненно определявшихся составом образовавших колонию водорослей, сохраняется и в сильно измененных породах.

В первую очередь, это относится к форме строматолитовых построек. Изучение современных строматолитов Багамских островов (Black, 1933; Rezak, 1957), Большого Соленого озера в США (Eardley, 1938) и Северо-Западной Австралии (Logan, 1961) показало, что видовой и родовой состав водорослей, слагающих колонии определенной формы, не случаен, а вполне закономерен и выдерживается на больших площадях. Влияние фациальной обстановки проявляется здесь таким образом: в определенных условиях существует закономерный комплекс водорослей, образующих колонию, а такие колонии имеют строго определенную форму.

В ряде случаев с составом водорослей связана, по-видимому, и структура строматолитовой породы. В строматолитах часто можно видеть сгустки, комочки или определенным образом расположенные сочетания зерен карбоната различного состава и структуры. Иногда такие образования возникают в результате перекристаллизации, доломитизации породы и являются заведомо неорганическими. Но иногда эти структуры в какой-то мере отражают первичную водорослевую структуру строматолитовой породы и после тщательного выяснения их генезиса могут считаться одним из диагностических признаков строматолита.

В течение сотен миллионов лет происходило закономерное изменение эволюционировавших водорослей, изменялись условия осадконакопления. Все это находило отражение в закономерном изменении формы строматолитовых построек, их структур и в изменении водорослевых остатков. Это и создает предпосылки для использования строматолитов для стратиграфии. К сожалению, строматолиты изучены еще очень слабо, диагностическое и таксономическое значение их признаков неясно, а наблюдающиеся закономерности эволюции должны быть тщательно проверены. Этими оговорками определяется и степень надежности использования строматолитов для определений возраста пород и проводимых по ним сопоставлений докембрийских отложений.

Но ряд положений уже сейчас можно считать доказанным по крайней мере для значительных регионов. На территории Конго и в прилегающих районах Центральной и Южной Африки по строматолитам выделяются маркирующие горизонты, прослеживающиеся на огромной площади (Sahen et les autres, 1946). В отложениях серии Белт Ледникового парка (США) выделяется 8 зон, охарактеризованных определенными строматолитами и прослеженных на всей территории этого района (Rezak, 1957). И. К. Королюк (1956, 1960) убедительно показала различие строматолитов из отложений докембрия и кембрия Прибайкалья. Особенно важно, что И. К. Королюк не просто констатировала это различие, но и отметила направленное развитие одного из признаков — характера бокового ограничения строматолитовых столбиков. Она показала, что строматолиты с гладкой, многократно облекаемой поверхностью столбиков появляются

только в самых верхних горизонтах докембрия и в кембрии. Для более древних строматолитов характерны столбики с неровными, бахромчатыми боковыми ограничениями.

В 1956 г. начались работы по изучению докембрийских строматолитов в Геологическом институте АН СССР. Уже первые результаты изучения строматолитов из стратотипического разреза Урала показали, что для каждой из трех основных серий уральского рифея характерен свой комплекс строматолитов (Крылов, 1959₁). Для выяснения закономерностей вертикальной смены строматолитовых комплексов было проведено сравнительное изучение наиболее распространенной в рифейских отложениях Урала группы — строматолитов с ветвистыми столбиками. Изучалась форма построек с применением методики графического препарирования — точного восстановления формы столбиков с помощью частых параллельных распилов и изображением их в виде объемных блок-диаграмм (Крылов, 1959₂). В шлифах и на пришлифовках изучался характер бокового ограничения столбиков, характер слоистости и структура строматолитовых слоев. Эти работы позволили сделать вывод, что развитие столбчатых ветвистых строматолитов в рифее Южного Урала проходило по следующим трем направлениям:

1. Общее усложнение формы построек. Оно выразилось прежде всего в изменении типа ветвистости строматолитовых столбиков. Для строматолитов бурзянской серии (группа *Kussiella* Крылов) характерно простое последовательное распадение широкого поперечного ребристого столбика на более узкие (рис. 1). В толщах юрматинской серии повсеместно развиты строматолиты с клубнеподобными столбиками (рис. 2), ветвящимися с резкими пережимами в основании ответвляющегося столбика (группа *Baicalia* Крылов). В каратауской серии появляются строматолиты со сложной кустистой или древовидной ветвистостью столбиков. У некоторых из них (группы *Jurusania* Крылов и *Minjaria* Крылов) столбики ровные, субцилиндрические (рис. 3, *c, d*), у других (*Inzeria* Крылов, *Gymnosolen* Steinman) неровные, с раздувами и пережимами, иногда (группа *Katavia* Крылов) узловатые, бугорчатые (рис. 3).

2. Изменение характера боковой поверхности столбиков. У строматолитов бурзянской серии (группа *Kussiella*) слои свисают по всей окружности столбиков, образуя поперечные валики и карнизы (см. рис. 1, 2). У строматолитов юрматинской серии (группа *Baicalia*) слои обычно облекают боковую поверхность столбиков, но местами свисают с краев столбика, образуя козырьки. В каратауской серии появляются строматолиты (группы *Minjaria*, *Gymnosolen*, *Katavia* и др.), у которых слои плотно, а иногда многократно облекают боковую поверхность столбиков (см. рис. 1).

3. Изменение характера слоистости — появление в верхних горизонтах рифея форм с неровной, дрожащей слоистостью (группа *Katavia* Крылов; см. рис. 1, *d*).

Сравнение вертикального распространения строматолитов в различных разрезах уральского рифея позволило сделать вывод, что на всей территории Южного Урала разновозрастные отложения характеризуются сходными комплексами строматолитов. Эти комплексы в разных разрезах изменялись одинаково, а новые формы появились в разных частях региона на одном стратиграфическом уровне. Все это говорит о значении строматолитов для стратиграфии рифейских отложений. Выделяемые формы и группы столбчатых ветвистых строматолитов можно рассматривать как руководящие для определенных горизонтов докембрия по крайней мере в пределах всего Южного Урала (Крылов, 1960, 1963). Строматолиты других типов (конофитоны, столбчато-пластовые, желваковые и др.) тоже различны в разных стратиграфических горизонтах рифея, но они изучены пока недостаточно.

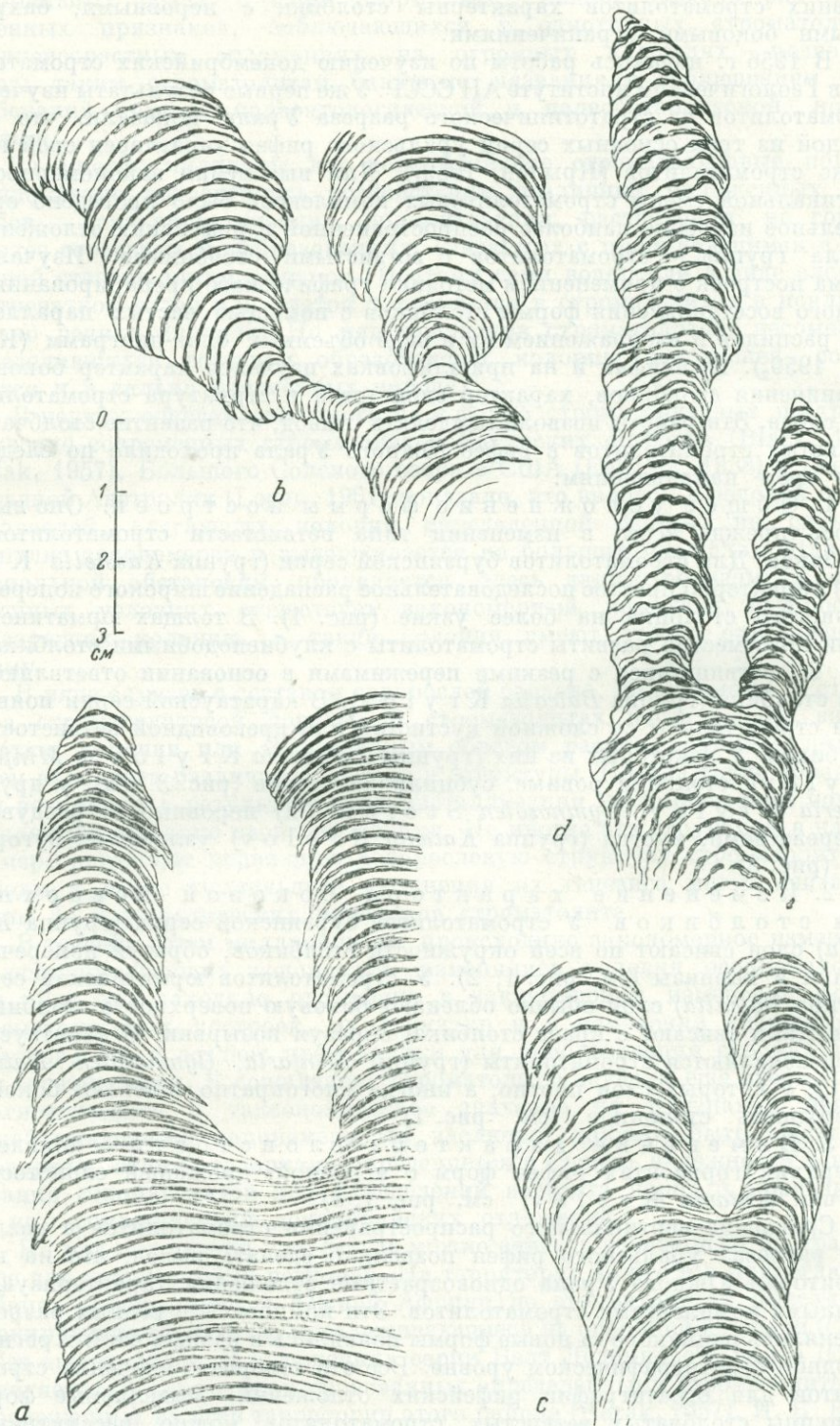


Рис. 1. Характер слоистости и бокового ограничения столбиков рифейских строматолитов

a — *Kussiella* Кгул. (нижний рифей); *b* — *Vaicalia* Кгул. (средний рифей); *c* — *Gymnosolen* Steinm. (верхний рифей); *d* — *Katavia* Кгул. (верхний рифей)

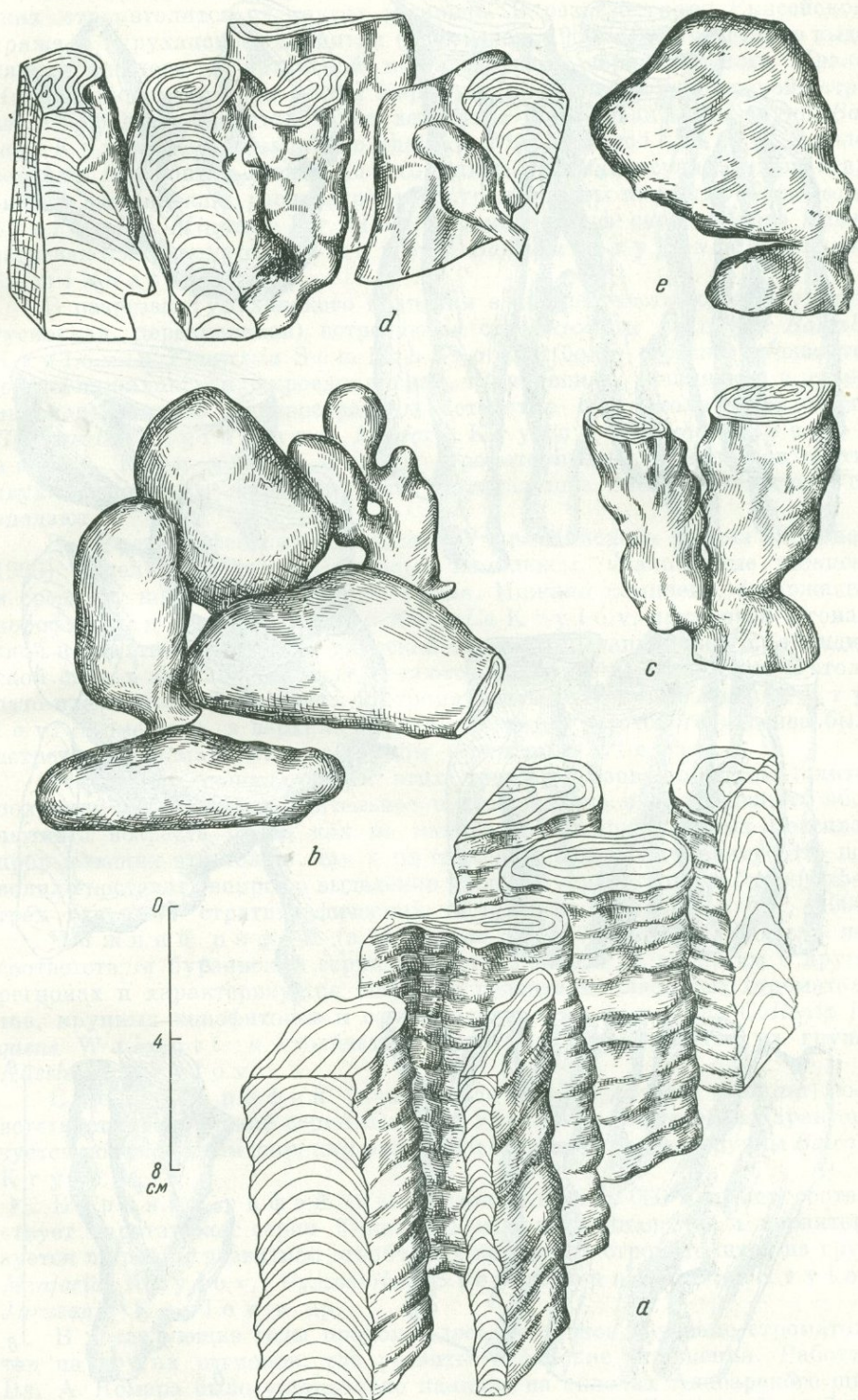


Рис. 2. Форма построек столбчатых ветвистых строматолитов (уменьшено в 2 раза)
a — *Kussia* Кгул. (нижний рифей, Южный Урал); *b*, *c*, *d*, *e* — *Vaisalia* Кгул. (средний рифей); *b*, *c* — Южный Урал, *d* — Средний Урал, *e* — Тянь-Шань)

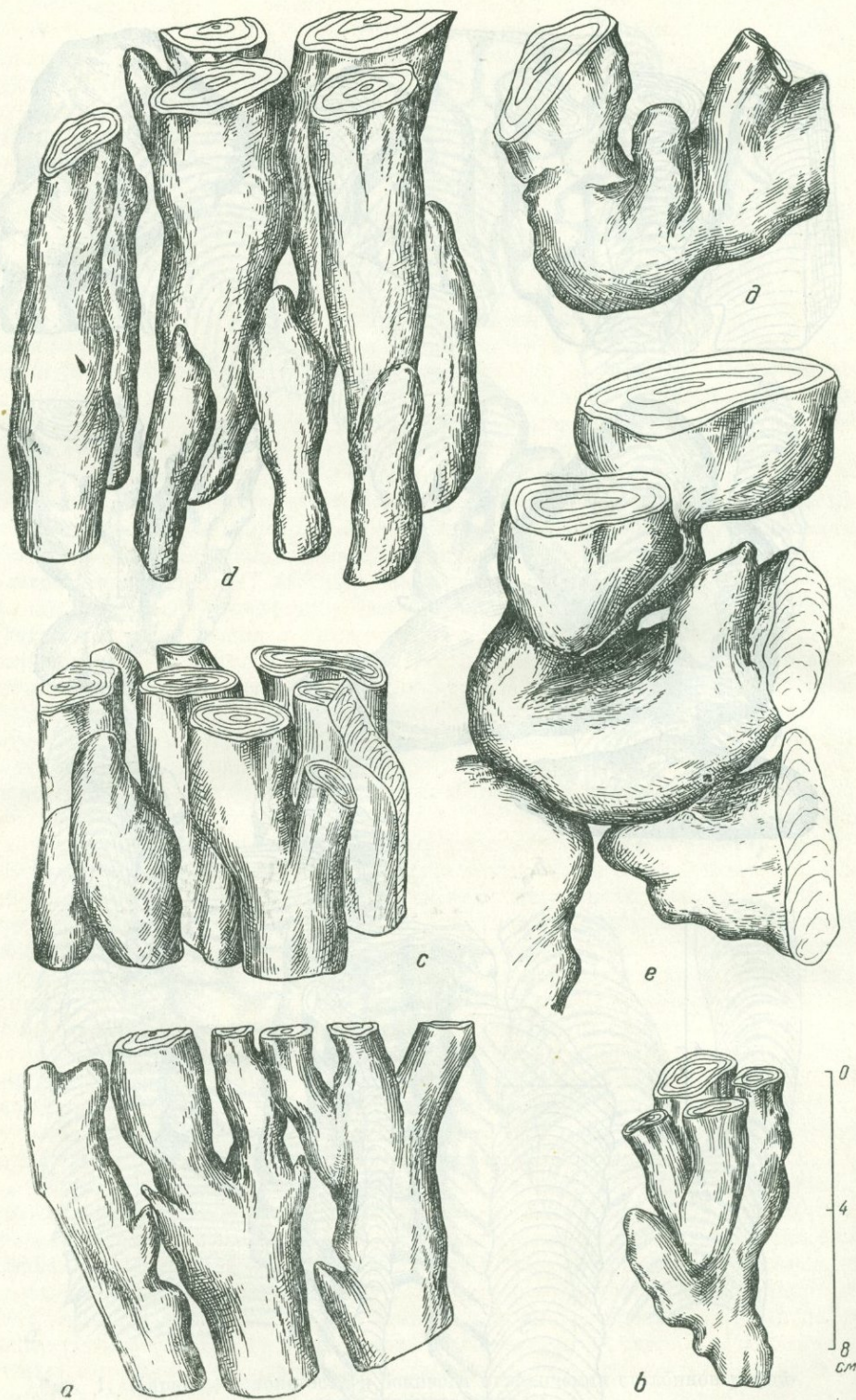


Рис. 3. Форма построек столбчатых ветвистых строматолитов верхнего рифея (уменьшено в 2 раза)

a, b — *Gymnosolen* Steinm. (*a* — Тянь-Шань, *b* — Южный Урал); *c, d* — *Minjaria* Кгул. (*c* — Южный Урал, *d* — Тянь-Шань); *e, g* — *Tungussia* Семікх. (*e* — Средний Урал, *g* — Южный Урал)

Эти выводы были проверены и подтверждены при изучении рифейских строматолитов из других регионов. В разрезе рифея Енисейского края и Туруханского поднятия (Семихатов, 1960, 1962) отчетливо выделяются аналоги юрматинской и каратауской серий Южного Урала. На Енисейском крае в свитах Карточки, джурской и шунтарской встречены конофитоны и столбчатые ветвистые строматолиты из групп *Baicalia* Крылов, *Tungussia* Семихатов и *Pitella* Семихатов. В более верхних горизонтах (свиты Серого ключа, дадыктинская, нижеангарская и дашкинская) распространены строматолиты из групп *Gymnosolen* Steinm. и *Minjaria* Крылов. Кроме того, в свите Серого ключа встречаются строматолиты из групп *Baicalia* Крылов и *Tungussia* Семихатов.

В разрезах Туруханского поднятия в нижней части (свиты сухотунгусинская, деревнинская) встречаются строматолиты из групп *Baicalia* Крылов и *Tungussia* Семихатов. В более верхних горизонтах (свиты шорихинская, мироедихинская, туруханская, речкинская и дурномысская) широко распространены ветвистые строматолиты из групп *Gymnosolen* Steinmann, *Minjaria* Крылов, *Turuchania* Семихатов. Таким образом, и состав строматолитовых комплексов в этих двух регионах и характер их вертикальной смены полностью совпадают.

В разрезе рифейских отложений Учуро-Майского района (Нужнов, 1960) выделяются строматолитовые комплексы, аналогичные нижнему и среднему комплексам Южного Урала. Нижний комплекс, содержащий конофитоны и формы, близкие к *Kussiella* Крылов, приурочен к гонамской и омахтинской свитам учурской серии. В цыпандинской и лахандинской свитах майской серии встречаются конофитоны, пластовые и столбчато-пластовые строматолиты и строматолиты, близкие к *Baicalia* Крылов. Кроме того, в верхних горизонтах рифея Охотского массива были встречены строматолиты из группы *Gymnosolen* Steinm.

Результаты сопоставления этих трех разрезов по строматолитам получили достаточно убедительное подтверждение в определениях абсолютного возраста пород как по минералам из интрузивных массивов, прорывающих эти толщи, так и по сингенетичному глаукониту. Это позволило поставить вопрос о выделении в составе верхнего докембрия (рифея) трех основных стратиграфических комплексов (Келлер и др., 1960).

Нижний рифей (в интервале от 1500—1550 до 1300 млн. лет) соответствует бурзянской серии Южного Урала и ее аналогам в других регионах и характеризуется широким развитием пластовых строматолитов, крупных конофитонов и сопутствующих им форм типа *Collenia frequens* Walcott и столбчатых ветвистых строматолитов из группы *Kussiella* Крылов.

Средний рифей (в интервале от 1300 до 1000 млн. лет) соответствует юрматинской серии Южного Урала и ее аналогам и характеризуется повсеместным широким развитием строматолитов из группы *Baicalia* Крылов.

Верхний рифей (в интервале от 1000 до 600 млн. лет) соответствует каратауской серии Южного Урала и ее аналогам и характеризуется широким развитием столбчатых ветвистых строматолитов из групп *Minjaria* Крылов, *Gymnosolen* Steinmann, *Inzeria* Крылов, *Jurussia* Крылов и др.

В последующие годы продолжалось детальное изучение строматолитов из других регионов, где развиты рифейские отложения. Работами Вл. А. Комара было установлено наличие на склонах Анабарского щита отложений нижнего рифея со строматолитами группы *Kussiella* Крылов, возможно, среднего рифея со строматолитами, условно отнесенными к *Baicalia* Крылов и верхнего рифея со строматолитами из групп *Gymnosolen* Steinmann и *Boxonia* Когожук. В Прибайкалье

(Королюк, 1960) встречены аналоги среднего рифея со строматолитами из группы *Baicalia* K r u l o v. Это полностью подтвердило правильность проводившейся ранее В. П. Масловым (1939) корреляции улунтуйской свиты Прибайкалья с авзянской свитой Южного Урала. В Средней Азии и на Тянь-Шане (Королев, Крылов; 1962; Крылов, 1963) присутствуют аналоги среднего рифея со строматолитами группы *Baicalia* и верхнего рифея с *Minjaria*, *Inzeria* и *Gymnosolen*. Во всех случаях корреляция толщ, проводимая по строматолитам, подтверждается результатами определений абсолютного возраста пород и согласуется с первыми результатами изучения микроскопических проблематичных остатков — онколитов и катаграфий (Журавлева, 1962).

Следует особо отметить методический подход, принимаемый при этих работах. Вначале собираются и детально изучаются строматолиты из основных разрезов, не вызывающих сомнения в правильности стратиграфической последовательности слагающих их толщ. Полученные выводы проверяются на всей территории региона и после этого сопоставляются с закономерностями распределения строматолитов в стратотипическом разрезе рифея Урала и в основных разрезах Сибири. Таким образом, определение возраста пород и сопоставление толщ проводятся не на основании находок единичных общих или близких форм строматолитов, а на основании анализа всех строматолитов, образующих возрастные комплексы, обязательно с учетом одинакового характера их смены по вертикали.

Это заставляет осторожно относиться к определениям возраста пород по единичным образцам из удаленных регионов. Так, среди строматолитов района пос. Райгуба в Карелии (Соколов, Бутин, 1961) встречена одна форма, напоминающая по ряду признаков некоторые строматолиты из верхнего рифея Урала. Но это еще не дает основания ни для отнесения древних толщ Карелии к верхнему рифею, ни для очередного «разочарования» в стратиграфическом значении строматолитов. Окончательный вывод о сопоставлении древних толщ Карелии, содержащих строматолиты, с рифейскими отложениями других регионов может быть сделан только после изучения всего разнообразного комплекса карельских строматолитов, проводимого сейчас Р. В. Бутиным (1960). На современной стадии становления нового метода биостратиграфии докембрия лучше проявить осторожность и проводить в каждом конкретном случае тройную проверку получающихся выводов, чем несколькими поспешными заключениями дискредитировать весь метод в целом. В первую очередь это касается сопоставлений докембрия удаленных регионов.

В пределах пусть очень крупных, но близких областей уже сейчас удается проводить по руководящим формам строматолитов достаточно точное сопоставление разрезов. М. Е. Раабен и В. С. Журавлев (1962) с помощью строматолитов провели посвитное сопоставление разрезов верхнего рифея Полюдова Кряжа и Южного Урала и сделали вывод о различиях в стратиграфическом объеме свит, входящих в эти разрезы. Строматолиты позволили М. А. Семихатову (1962) подтвердить правильность посвитного сопоставления разрезов рифейских отложений Енисейского Кряжа и Туруханского поднятия. Первые результаты работ автора по изучению строматолитов Таласского хребта Тянь-Шаня и Каратау позволяют уверенно сопоставлять разрезы верхнего докембрия этих двух районов. Изучение строматолитов из клыктанской свиты рифея Среднего Урала позволило автору поставить вопрос о выделении в этой свите, считавшейся единой и однородной, двух разновозрастных толщ, сопоставляемых соответственно с авзянской и миньярской (укской) свитами рифея Южного Урала (см. рис. 2, 3). Все это показывает большую перспективность детального изучения разрезов с послойным (не посвитным) отбором строматолитов. Эти исследования, несомненно, должны быть продолжены.

В заключение можно отметить, что уже на современной стадии изучения строматолитов можно достаточно надежно сопоставить по комплексам строматолитов отложения нижнего, среднего и верхнего рифея и проследить их на огромных площадях — вдоль восточной и северной окраин Русской платформы, в Средней Азии и на Сибирской платформе. В отдельных регионах, таких, как Южный Урал, Енисейский край и др., уже в настоящее время можно проводить более дробное расчленение рифейских отложений и их сопоставление по строматолитам. Есть все основания надеяться, что дальнейшее изучение строматолитов и других органических остатков из древнейших отложений позволит уточнить их диагностические признаки, и точность определений возраста по этим образованиям будет неуклонно повышаться.

ЛИТЕРАТУРА

- Б у т и н Р. В. Органические остатки в протерозойских отложениях Южной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26, 1960.
- В о л о г д и н А. Г. Разгадка происхождения строматолитов. Природа, № 9, 1955.
- Ж у р а в л е в а З. А. Онколиты и катаграфии рифейских и нижнекембрийских отложений Сибири. В кн.: «Гез. докл. совещания по страт. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1962.
- К е л л е р Б. М., К а з а к о в Г. А., К р ы л о в И. Н., Н у ж н о в С. В., С е м и х а т о в М. А. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960.
- К о р о л е в В. Г., К р ы л о в И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 144, № 6, 1962.
- К о р о л ю к И. К. Значение строматолитов для стратиграфии кембрия и докембрия на примере юга Сибирской платформы. В кн.: «Тр. Междуведомств. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири в 1956 г. Докембрий». Изд. АН СССР, 1958.
- К о р о л ю к И. К. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра. В кн.: «Геолого-геохимические исследования нефтегазоносных областей СССР», т. 1, АН СССР, 1960.
- К р ы л о в И. Н. О строматолитах уральского рифея. Докл. АН СССР, т. 126, № 6, 1959.
- К р ы л о в И. Н. Рифейские строматолиты острова Кильдин. Докл. АН СССР, т. 127, № 4, 1959.
- К р ы л о в И. Н. О развитии столбчатых ветвящихся строматолитов в рифее Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 132, № 4, 1960.
- К р ы л о в И. Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии позднего докембрия. Тр. ГИН АН СССР, вып. 69, 1963.
- М а с л о в В. П. Попытка возрастного определения немых толщ Урала с помощью строматолитов. В кн.: «Проблемы палеонтологии», т. 5. Изд. МГУ, 1939.
- М а с л о в В. П. Строматолиты. Тр. ГИН АН СССР, вып. 41, 1960.
- Н у ж н о в С. В. Строматолиты позднекембрийских и кембрийских отложений восточных склонов Алданского щита. Докл. АН СССР, т. 132, № 6, 1960.
- Р а а б е н М. Е., Ж у р а в л е в В. С. Сопоставление разрезов рифея Полуова края и Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 147, № 2, 1962.
- С е м и х а т о в М. А. О вертикальном распределении строматолитов в рифее Туруханского района. Докл. АН СССР, т. 135, № 6, 1960.
- С е м и х а т о в М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского края. Тр. ГИН АН СССР, вып. 68, 1962.
- С о к о л о в В. А., Б у т и н Р. В. Новый водорослевый горизонт в ятулийской терригенно-карбонатной толще Прионежья Карелии. Докл. АН СССР, т. 140, № 4, 1961.
- S a h e n L. et les autres. Aperçu sur la question des algues des séries calcaires anciennes du Congo Belge Bull. Soc. géol. Belge, 1946, 55.
- E a r d l e y A. I. Sediments of Great Salt Lake. Bull. Amer. Petr. Geol., v. 22, 1938.
- F e n t o n C. L., F e n t o n M. A. Belt series in the North: stratigraphy sedimentation, paleontology. Bull. Geol. Soc. Amer. 48, N 12, 1937.
- L o g a n B. W. Cryptozoon and associate stromatolithes from the recent Shark Bay, Western Australia. Journ. Geol. 69, N 5, 1961.
- R e z a k R. Stromatolithes of the Belt Series in Glacier National Park and vicinity, Montana. US Geol. Surv., Prof paper, N 294—D, 1957.
- W a l c o t t C. D. Pre-cambrian algonkian algal flora. Smiths. Misc. Coll., 64, N 2, 1914.

В. Д. МАЦ, О. П. ЕГОРОВА

К ЛИТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ ПЕСЧАНО-КОНГЛОМЕРАТОВОЙ ТОЛЩИ Р. ЧАИ

Песчано-конгломератные отложения широко распространены среди древних толщ Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья. Их стратиграфическое положение в течение многих лет было спорным. Г. В. Дитмар относил их к кембрию. Е. В. Павловский (1960 г.) считает кварцито-конгломератную толщу р. Чаи стратиграфическим аналогом верхнепротерозойских отложений (голоуспенская свита) Западного Прибайкалья. В. В. Домбровский (1933 г.) предполагал ее нижнекембрийский либо докембрийский возраст.

В последнее десятилетие были выяснены основные вопросы стратиграфии древних песчано (кварцито)-конгломератных толщ. Установлено, что они приурочены к среднему протерозою и залегают стратиграфически ниже и выше кислых эффузивов, а также среди них. Наиболее широко песчано-конгломератные отложения распространены вдоль западной окраины Северо-Байкальского нагорья, в верхней части разреза среднего протерозоя.

В среднем течении р. Чаи, в северо-восточной части Ажитканского хребта на протяжении 12 км прекрасно обнажен наиболее полный разрез песчано-конгломератной толщи мощностью около 3200 м.

Краткие геологические данные о строении района сводятся к следующему. В основании стратиграфического разреза западной окраины Северо-Байкальского нагорья залегают сравнительно слабо метаморфизованные эпидот-хлоритовые и другие сланцы, для части которых установлено, что они образовались за счет кварцевых порфиров, реже спилитов, песчаников и глинистых отложений. Сланцы обильно инъецированы габбро-диабазами и плагиогранитами. Они отнесены к нижнему протерозою. В ряде случаев эти отложения превращены в гнейсы и кристаллические сланцы. Выше с резко выраженным угловым, а местами и азимутальным (р. Окунайка) несогласием лежит мощная толща слабо измененных фельзитовых кварцевых порфиров с отдельными горизонтами песчаников и гравелитов. Эту толщу в настоящее время принято относить к хибеленской свите среднего протерозоя. В бассейне рек Чаи, Чечуи, Рассохи и Кутимы эффузивы перекрыты мощной песчано-конгломератной толщей. На юге (Кутима — Рассоха) среди песчаников залегают отдельные покровы красных кварцевых порфиров, практически выклинивающихся в северной половине площади (р. Чаи). В целом песчано-конгломератные отложения образуют огромную линзу, слабо выпуклую к западу, протяженностью более 100 км.

Наибольшей мощности песчано-конгломератная толща достигает в разрезе по р. Чае. Взаимоотношения ее с подстилающими породами недостаточно выяснены. По данным Ф. Никольского, она отделена переры-

вом, который фиксируется по наличию коры выветривания. По Е. А. Ша-
леку, она залегает согласно.

Выше, несогласно, следуют верхнепротерозойские доломиты и белые кварцевые песчаники (голоустенская свита), темно-серые глинисто-але-
вритовые сланцы и известняки (улунтуйская и качергатская свиты),
плитчатые мергели и известняки (жуинская свита) и водорослевые извест-
няки (ченченская свита).

Протерозойские отложения согласно перекрыты нижним кем-
брием.¹

Нижнепротерозойские отложения собраны в крутые, тесно сжатые
изоклинали. Складчатые формы среднего протерозоя отличаются крупными
размерами и пологими наклонами крыльев складок. Верхний протерозой
в результате позднейших движений приобрел местами сложную струк-
туру и собран в крутые, опрокинутые на запад, складки.

В результате литологического изучения песчано-конгломератовой
толщи р. Чаи установлено ритмичное повторение основных типов слага-
ющих ее пород. Выделены ритмы трех порядков (макро-мезо- и микро-
ритмы). В основании микроритмов залегают наиболее грубые отложения,
в кровле — обычно мелко- и среднезернистые песчаники, а местами алев-
ролиты и аргиллиты. Микроритмы асимметричны, в большинстве случаев
верхи их размыты. Мощность их колеблется от 3—5 до 5—8 м. Ритмы
третьего порядка группируются в мезоритмы, а последние — в макро-
ритмы. Всего выделено 16 мезоритмов, объединяющихся в четыре макро-
ритма, отвечающих относительно крупным стратиграфическим подразде-
лениям.

В основании мезоритмов обычно залегают конгломераты или граве-
листые песчаники. Обычно мезоритмы ограничены поверхностями размы-
вов. Поэтому часто в мезоритмах отсутствуют те или иные его члены.
В мезоритмах снизу вверх уменьшается крупность зерен, улучшается сор-
тировка и окатанность, увеличивается процентное содержание зерен
кварца в легкой фракции, уменьшается число обломков пород. Мощность
мезоритмов различна и колеблется в пределах от 150 до 350 м, обычно
она равна 200—250 м.

Характер макро- и мезоритмов различен в разных частях разреза,
чем определяется литологическая индивидуальность макроритмов.

I макроритм на р. Чае обнажен не полностью. Отсутствуют его низы,
что связано с габбро-диабазами, внедрившимися на контакте эффузивов
с терригенными отложениями. В основании видимого разреза залегает
30-метровая пачка зеленовато-серых мелкозернистых полимиктовых пес-
чаников с отдельными небольшими линзами полимиктовых конгломератов
или отдельными гальками зеленокаменных пород.

Выше с размывом залегает пачка конгломератов серого и зеленовато-
серого цвета, переходящих в грубо- и среднезернистые песчаники с
отдельными линзами конгломератов.

Уменьшение количества галек приводит к появлению редкогогалечных
конгломератов, быстро, но постепенно, сменяющихся зеленовато-серыми
песчаниками с рассеянной единичной галькой и гравием. Выше следует
пачка отчетливо ритмичных песчаников, для которой характерны микро-
ритмы, в основании их залегают светло-зеленовато-серые грубозернистые
гравелистые песчаники, а в кровле — красные мелкозернистые песчаники
и иногда густо окрашенные вишнево-красные алевролиты и аргиллиты.
Описанная часть разреза включает 1—3 мезоритма.

Выше отчетливо выделяется пачка (4—6 мезоритмы) с характерными
завершенными микроритмами, в кровле которой видны относительно
мощные прослои интенсивно окрашенных алевролитов и аргиллитов, соста-

¹ Остатки трилобитов ленского яруса найдены в середине нижней половины
разреза кембрия.

вляющих до 10—20% мощности микроритма. В разрезе 5 мезоритма отмечаются туфогенные песчаники и алевролиты.

Верхнюю треть разреза I макроритма слагают 7 и 8 мезоритмы, почти целиком сложенные светло-зеленовато-серыми массивными песчаниками, местами гравелистыми. Микроритмичность проявлена неотчетливо.

Таким образом, в целом в разрезе I макроритма отчетливо устанавливается определенная закономерность. Группировка асимметричных макро- и мезоритмов такова, что макроритм имеет симметричное строение. Нижняя и верхняя трети разреза характеризуются абсолютным преобладанием грубозернистых отложений, а в средней части разреза сравнительно многочисленны тонкозернистые породы (алевролиты и аргиллиты), приуроченные к кровле микроритмов. Конгломераты приурочены главным образом к нижней трети разреза, однако они встречаются и в верхней части и в сумме слагают 16,4% мощности I макроритма. Псефито-псаммитовые породы окрашены преимущественно в зелено-серые тона, лишь изредка песчаники светло-серые или слегка красноватые. Алевролиты и аргиллиты интенсивно окрашены в вишнево-красные тона, песчаники, залегающие в основании микроритмов, обычно массивные или неясно косо-слоистые. В средней и верхней частях микроритмов в них отчетливо выражена косая слоистость потокового типа.

В результате размыва тонкозернистой части микроритмов в нижней трети разреза многочисленны сингенетичные брекчии, сложенные остроугольными обломками красных аргиллитов, включенных в песчаники. На поверхности напластования алевролитов и аргиллитов обычны знаки ряби течения. Нередки также клиновидные трещины усыхания, разбивающие прослойки аргиллитов на мелкие (2—3 см) полигоны. Общая мощность I макроритма составляет 1300 м.

В объеме I макроритма выделяется нижняя подсвета чайской свиты. Как показал Л. В. Ревякин, отложения, выделенные нами в подсвету, имеют ограниченное распространение и слагают линзу, обращенную выпуклостью к западу и выклинивающуюся к северу и югу от р. Чаи. Косо-слоистые серии в породах нижней подсветы имеют выдержанный наклон к юго-западу. Длинные оси галек в конгломератах ориентированы с юго-запада на северо-восток, уплощенные гальки наклонены к юго-востоку.

По данным гранулометрического анализа, крупность зерен обломочной фракции снизу вверх уменьшается. Верхняя и средняя части макроритма характеризуются отсутствием грубых обломков. Процентное содержание зерен кварца довольно постоянно в нижней и верхней частях разреза макроритма и несколько увеличено в средней части его. Количество обломков полевых шпатов снизу вверх слегка возрастает. Максимальное количество обломков пород содержится в нижней части разреза, кверху оно уменьшается, оставаясь довольно постоянным.

Сортировка и окатанность обломочных частиц разреза снизу вверх улучшается. Макроритм характеризуется повышенным содержанием циркона, апатита, турмалина и граната (в нижней части разреза), а также сфена и рудных минералов.

Спектральное изучение пород макроритма показало повышенное содержание в них Cu, Zn, Sn.

II макроритм. В основании залегают наиболее мощные в разрезе по р. Чае конгломераты (100 м) зелено-серого цвета с линзами песчаников. Характерной особенностью конгломератов является значительное количество гальки типичных краснополосчатых джеспилитов, тождественных джеспилитам Кривого Рога.

Средняя часть разреза (10 мезоритм) относительно маломощная (250 м) резко выделяется четко проявленной ритмичностью. В кровле микроритмов залегают вишнево-красные с зелеными глазками и прослойками алевролиты и аргиллиты со струйками песчаных зерен и ленточной микрослоис-

тостью. Мощность их достигает 30—40% мощности микроритмов. Песчаники, слагающие нижние части микроритмов, красноватые, с потоковой косой слоистостью. В аргиллитах обычны знаки ряби, течения и микрооползневые «вихревые» текстуры.

Значительная часть разреза (11 и 12 мезоритмы) II макроритма сложена чрезвычайно однообразными массивными и неотчетливо косослоистыми светло-розовато-серыми гравелистыми песчаниками, в которых нередко единичные мелкие гальки, беспорядочно рассеянные в песчанике. Лишь изредка монотонность толщи нарушается маломощными (3—5 м) пачками ритмично чередующихся интенсивно окрашенных вишнево-красных мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, сходных с отмеченными в 10 мезоритме. Местами в песчаниках видны поверхности напластования, подчеркнутые примазками глинисто-алевритового материала. В таких случаях нередко знаки ряби, течения. Общая мощность II макроритма 750 м.

Гранулометрический анализ пород II макроритма показал, что грубообломочные фракции (>2 мм) содержатся лишь в низах. Тогда в общем снизу вверх крупность зерен обломочной фракции уменьшается. Процентное содержание обломочного кварца в легкой фракции снизу вверх заметно возрастает. Количество обломков пород (различных размеров) уменьшается. Макроритм характеризуется высоким содержанием апатита (60% тяжелой фракции) и граната. Отмечается повышенное содержание циркона (до 25%), сфена (до 50%) и рудных минералов (до 70%).

По данным спектрального изучения, макроритм характеризуется довольно высоким содержанием Cu (от 0,1 до 1%), V и Be.

III макроритм сложен мощной (650 м) толщей грубозернистых гравелистых песчаников с ритмично повторяющимися маломощными (1,5—10 м) слоями мелкогалечных полимиктовых конгломератов. Конгломераты составляют около 15% мощности этой части разреза. В отличие от остальных конгломераты в этой части разреза окрашены в красные тона. Для песчаников характерна неоднородная пятнистая окраска. Обычно основная масса имеет светло-серый, слегка розоватый цвет, а неправильные пятна окрашены в фиолетовые тона. Различия в окраске не связаны с какими-то изменениями структуры и минерального состава псаммитовых зерен. Они, по-видимому, связаны со вторичным перераспределением красящего пигмента.

II и III макроритмы объединены в верхнюю подсвиту чайской свиты. Ориентировка косослоистых серий в верхней подсвите более разнообразна, чем в нижней. Наиболее четкие пики в диаграмме косых слоистостей ориентированы к западу и северо-западу. Довольно отчетливы также восточный и юго-восточный пики. Длинные оси галек в конгломератах простираются к северо-востоку.

Л. В. Ревякин, Ф. К. Никольский, А. К. Демин и А. Н. Артемьева установили, что породы II и III макроритмов (верхняя подсвита чайской свиты) имеют значительно более широкое распространение, чем I макроритм (нижняя подсвита чайской свиты).

IV макроритм. Верхняя часть разреза песчано-конгломератовой толщи р. Чай существенно отличается от подстилающих пород. Отличен ее состав и текстурно-структурные особенности. Здесь резко преобладают чисто кварцевые песчаники. Многочисленные линзы конгломератов сложены почти исключительно кварцем. Лишь в единичных случаях встречается галька джеспилитов и кварцевых порфиров.

Грубозернистые косослоистые песчаники чередуются с мелко- и среднезернистыми хорошо сортированными и горизонтальнослоистыми песчаниками, иногда содержащими глауконит. Редкие прослои аргиллитов, по данным В. К. Головенка, имеют высокоглиноземистый состав.

Замеры косослоистых серий не выявляют преобладания какой-либо одной системы ориентировки. Лишь в восточном румбе количество замеров

минимально. Длинные оси галек простираются преимущественно в западном, северо-западном и юго-западном направлениях.

При микроскопическом изучении устанавливается, что породы IV макроритма резко отличаются от I, II и III макроритмов (чайская свита). В них почти отсутствуют полимиктовые песчаники и конгломераты, редко встречаются породы с плохой сортировкой и окатанностью зерен, весьма характерными для чайской свиты. Песчано-конгломератовые отложения IV макроритма (окуньская свита) почти нацело слагаются кварцем. В шлифах изредка отмечаются отдельные редкие обломки пород. Кварцевые зерна в песчаниках часто характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью, присущими морским отложениям. Для пород характерен кварцево-регенерационный цемент и лишь в отдельных прослоях в небольшом количестве наблюдается серицито-кремнистый цемент.

Непосредственно на р. Чае взаимоотношения пород IV макроритма с подстилающими отложениями не установлены. Но, как показали исследования Л. В. Ревякина, IV макроритм перекрывает разные горизонты и таким образом залегает трансгрессивно. Указанные особенности позволили В. Д. Мацу выделить эту часть разреза в самостоятельную свиту.

Осадки нижней и верхней подсвиты чайской свиты накапливались в континентальных условиях. Этот вывод естественно вытекает из литологических особенностей пород. Грубая зернистость обломочных частиц, плохая сортировка, низкая степень окатанности, повсеместное распространение гравелитов и конгломератов — все это ясно свидетельствует о незначительном переносе осадков и быстром их захоронении. Если добавить к этому линзовидный характер многих слоев, многочисленные следы внутриформационных размывов, грубую косую слоистость потокового типа, часто массивный характер наслоений — то все эти признаки еще более убеждают в том, что осадки накапливались в континентальных условиях. Больше того, эти признаки позволяют достаточно определенно утверждать, что это отложения древней речной системы.

Палео-Чая, по-видимому, глубоко прорезала древнюю расчлененную горную систему. Энергия потоков была настолько велика, что лишь в редких случаях накапливались средне- и крупнозернистые пески, преобладал грубый псаммитовый и гравелистый материал, обычны были также галечники.

Область сноса располагалась в непосредственной близости. Разрушались эффузивы хибеленской свиты, многочисленные гранитные тела и толщи метаморфизованных сланцев и джеспилитов нижнего протерозоя.

Можно предполагать, что бассейн палео-Чаи в грубых чертах был близок бассейну современной р. Чаи. Вырываясь из горных цепей Байкальского нагорья, палео-Чая попадала на предгорную аллювиальную равнину. Энергия потока резко падала, и сбрасывалась основная масса терригенного материала. Яркое доказательство внезапного сброса обломков видно в постоянной примеси гравийных и псефитовых обломков, рассеянных в массе грубозернистого песчаника.

Таким образом, осадки нижней и верхней подсвиты чайской свиты формировали крупный конус выноса, своеобразную сухую дельту, образовавшуюся на выходе речной системы из горной области. Конус выноса постепенно разрастался, занимая все большую площадь.

С этой точки зрения становится понятным относительно малое распространение (по простираанию) отложений нижней подсвиты и несколько большее — верхней подсвиты. Становится также понятной ориентировка косо наклоненных слоев. В отложениях нижней подсвиты подавляющее большинство косых слоев наклонено к северо-западу, западу и юго-западу, что определенно указывает на движение потоков в этом направлении. В отложениях верхней подсвиты наклоны косых слоев более разнообразно ориентированы (к юго-западу, западу, северо-западу и северо-востоку). Это отчетливо показывает разрастание конуса выноса, что привело

к многочисленным отклонениям потоков от основного направления и образованию веерообразной системы русел. Направление движения потоков с юго-востока на северо-запад подтверждается также ориентировкой галек конгломератов и знаков рьяби течения.

Ориентировка косых слоев и др. определенно указывает, что область сноса располагалась к юго-востоку от современного поля отложений нижней и верхней подсвет чайской свиты, т. е. со стороны Байкальской геосинклинальной области. Единичные наклоны косых слоев в обратном направлении скорей всего связаны с местными отклонениями потоков, а не с поступлением обломочного материала со стороны Сибирской платформы.

Хотя осадки нижней и верхней подсвет накапливались, в общем, в сходных условиях, однако некоторые отличия между ними имеются. В осадках нижней подсветы отмечается более правильная ритмичная смена грубозернистых отложений относительно мелкозернистыми. Мощности микроритмов невелики, часты завершенные микроритмы, в кровле которых залегают тонкие (2—15 см) прослои (чаще всего размытые и превращенные в седиментационную брекчию) алевролитов и аргиллитов.

Эти прослои, по-видимому, накапливались в периоды наименьшей силы потоков в пределах боковых второстепенных русел.

Осадки верхней подсветы отличаются наличием мощных монотонных толщ гравелистых песчаников и относительно мощных (до 3—4 м) ленточно-слоистых пачек алевролитов, аргиллитов и песчаников. Эти особенности, возможно, связаны с несколько меньшей энергией потоков и в то же время с большей близостью зоны накопления осадков к границе горной области и предгорной равнины. Ленточно-слоистые пачки накапливались, вероятно, в старичных озерах. В моменты высокого стояния воды потоки врывались в старицы, с чем связаны частые струйки грубого псаммита в аргиллисто-алевролитовых лентах.

В иных условиях накапливались осадки окуньской свиты. К этому времени в области сноса рельеф был более сглаженным. Глубоко зашли процессы химического разложения материнских пород, и в область накопления поступал главным образом кварц. Несмотря на это, энергия потоков оставалась довольно значительной и нередко усиливалась настолько, что переносилась мелкая галька. Конус выноса разросся в еще большей степени, и аллювиальная предгорная равнина временами покрывалась неглубоким морем, т. е. отложения окуньской свиты накапливались в типичной дельте, в составе которой распространены как континентальные, так и морские отложения.

Морские осадки довольно резко отличаются благодаря чисто кварцевому составу песчаников, прекрасной сортировке и окатанности псаммитовых зерен, наличию глауконита и горизонтальной слоистости.

Речные отложения, которые чередуются с морскими, отличаются худшей сортировкой, окатанностью, косой слоистостью потокового типа и фиолетовыми, красными и другими тонами окраски. Особенно отчетливо чередование морских и континентальных отложений видно в верхних слоях чайской свиты. Привнос терригенного материала происходил как со стороны горной области, так и с платформы, о чем ясно свидетельствует ориентировка косых слоев.

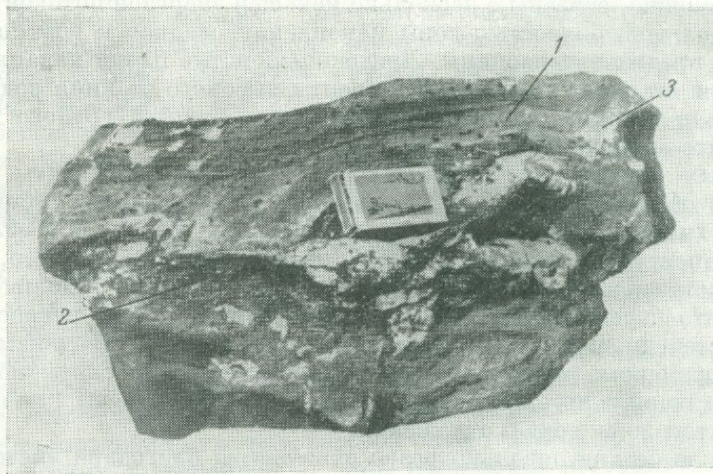
Таким образом, в отложениях чайской свиты заметны все этапы развития крупной речной системы, которая в начальные периоды сбрасывала транспортируемый терригенный материал, вырываясь из горной цепи на предгорную аллювиальную равнину, а в конечные — образовывала огромную дельту.

Отложения сухой дельты распространены на ограниченной площади, дельтовые осадки известны на значительных пространствах и слагают мощные толщи, известные во многих местах Байкальской горной области.

А. Е. МИРОШНИКОВ, Э. И. МУСАТОВА

РУТИЛИТЫ — РУТИЛОВЫЕ СЛАНЦЫ ДОКЕМБРИЯ И ПРОБЛЕМА РУТИЛА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЕРИЯХ

При изучении докембрийских метаморфических серий Южного Урала с целью установления геологических закономерностей размещения в них концентраций титана среди слюдяно-полевошпатовых и слюдяно-кварцевых сланцев центральной зоны Урал-Тау были выявлены их разности, содержащие до 50—60% рутила. Этот рутил имеет явно метаморфогенную



Рутилит

1 — метаморфогенные выделения рутила, содержащие реликтовый циркон;
2 — магнетит; 3 — кварц

природу, ассоциируется с окатанным реликтовым цирконом (до 7% в породе) и, как показало сравнительное изучение пород рудоносной формации из разных геолого-структурных зон, образовался при низко- и среднетемпературном метаморфизме аргиллитов, резко обогащенных лейкоксеном. Указанные породы были названы нами рутилитами. Называя их таким образом, мы стремились подчеркнуть простоту их петрографического состава и обычную распространенность, возможное обнаружение их в любом районе развития метаморфических пород. В то же время рутилиты — высококачественные в технологическом отношении рутиловые руды, содержащие, помимо больших количеств рутила, также циркон.

Рутилиты представляют породы сланцевой структуры. Полосы, обогащенные рутилом, имеют буроватую окраску, слабо оруденелые полосы — зеленоватые тона. Порода сильно насыщена кварцем, который развивается

в виде слоистых обособлений и прожилковых образований. Богатые рутилом скопления являются обычно невыдержанными и представляют чередование небольших линз и неправильных гнездообразных, вытянутых участков переменного минерального состава с преобладанием в них тех или иных породообразующих минералов и рутила. Протяженность участков, сложенных обособлениями рутила, обычно составляет около 1 м.

Породы, в которых содержится рутил, имеют в среднем следующий состав: мусковит (56%), полевые шпаты (43%), кварц (7%), рутил (реликтовый, 1%), циркон (1%), турмалин (0,5%). Обычные содержания рутила в минерализованных участках породы 15—30%, циркона 2—4%.

Рутилиты находятся в тесной парагенетической ассоциации с кварцитами и метаморфизованными конгломератами, причем в этих породах имеются пласты осадочных рутило-гематито-цирконовых руд, т. е. они ассоциируют с метаморфизованными титано-цирконовыми россыпями. Титаносная рутилито-кварцитовая формация располагается в верхней части юрматинской сланцевой серии докембрия Южного Урала. Юрматинская серия, согласно современным представлениям, имеет первичноосадочную природу и отвечает средней части регрессивного разреза рифея, сложенного преимущественно глинистыми продуктами переотложенной докембрийской коры выветривания. По имеющимся данным, в верхних своих частях, на границе с каратавской серией (особенно в последней) отложения юрматинской серии сильно обогащены титаном.

К северу от широты Златоуста юрматинская серия оказывается в условиях более интенсивного динамотермального метаморфизма, сопровождаемого гранитизацией. При этом за счет метаморфического перераспределения породообразующего вещества в зоне гранитизации и селективного плавления происходит метаморфическая дифференциация петрогенных элементов и обособление железо-магнезиальных компонентов, с которыми ассоциирует титан. Таким путем образуются отчетливо слоистые согласно залегающие с метаморфизованной осадочной толщей тела параамфиболитов. Необходимо отметить, что при образовании параамфиболитов имела место глубокая перекристаллизация породы с образованием структур, не отличимых от структур магматической породы, например диабаз. Это явление конвергентности структур и состава при метаморфизме часто дезориентирует исследователя и служит основной причиной отставания им магматического генезиса амфиболитов. Помимо литолого-структурных критериев отличия первичноосадочной природы рутилоносных амфиболитов, установленных при изучении соотношений их с толщами слюдисто-кварцево-гранатовых сланцев, имеются данные о наличии внутри пластовых тел амфиболитов (в Уфалейском районе) слоистых выделений ортогенного графитистого вещества, аналогичных вмещающей осадочно-метаморфизованной толще, а также включений реликтового, окатанного циркона и довольно крупных галек кварцита (амфиболиты златоустовской свиты, к северо-западу от г. Златоуста).

В Орском Урале рутилоносная формация, которая здесь относится к максютовскому комплексу, выходит в ядре Шубинско-Федосеевского поднятия. Здесь рутилоносные породы в результате многократных процессов прогрессивного и регрессивного метаморфизма превращены в сильно обогащенные рутилом эклогиты. Резко отличаясь от амфиболитов Уфалейского района в структурно-петрографическом отношении, эти породы ничем не отличаются от них в отношении нормального пластового залегания, химизма и содержания титана, поэтому их следует рассматривать как своеобразную фацию метаморфизма однородных первичных образований. Эклогиты имеют те же признаки тесной генетической ассоциации с толщей первичноосадочных слюдисто-гранатовых сланцев, включая наличие в них графитистых прослоек и образование вместе со сланцевой толщей изогнутых, опрокинутых к центру антиклинория складок.

Для основной массы рутиловых эклогитов Южного Урала следует признать первичноосадочное происхождение.

Таким образом, в настоящее время на основании детального изучения метаморфических толщ Урала и знакомства с литературой по другим докембрийским провинциям можно говорить о пространственной и генетической связи метаморфогенных месторождений рутила с мощными осадочными метаморфизованными формациями, первично обогащенными титаном. В пределах таких формаций месторождения рутила могут быть встречены не только в глубокометаморфизованных фациях (эклогиты, амфиболиты), но и в сравнительно мало метаморфизованных осадочных породах сланцевой фации метаморфизма, т. е. в отношении к фациям метаморфизма рутил является полифациальным минералом.

Б. ДЖОЛДОШЕВ

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ХРЕБТА ДЖЕТЫМ-ТОО (ТЯНЬ-ШАНЬ)

Железные руды Джетымского месторождения приурочены к средней части свиты Джетым-Тоо. По литологическому признаку отложения свиты Джетым-Тоо разделяются на два типа: 1) отсортированные (мелкообломочно-хемогенные), 2) несортированные (тиллитоподобные) породы. Обломочный материал в несортированных породах имеет самые разнообразные размеры от алевропелитовых частиц до валунов и глыб 1,5—2 м в поперечнике.

Рудообразующие минералы здесь представлены магнетитом и гематитом, которые встречаются в разных соотношениях, создавая руды от чисто магнетитовых до чисто гематитовых. В зависимости от присутствия хлорита и кварца указанные типы руд подразделяются на подтипы: хлорито-гематито-магнетитовые, кварцево-хлорито-гематито-магнетитовые и др. Из нерудных минералов в основном представлен кварц.

Хлориты играют большую роль в формировании пород продуктивной свиты Джетым-Тоо вообще и железных руд в частности. В связи с этим хлориты подвергались всестороннему изучению в лабораторных условиях. На основании химических, термических, рентгеноструктурных анализов, а также исследований с применением иммерсионного метода установлено, что хлорит в рудах Джетымского месторождения относится к высокожелезистым его разновидностям — тюрингиту и шомозиту, которые сами по себе содержат до 20—25% железа, что позволяет рассматривать их как бедные железные руды.

По данным химико-минеральных исследований, содержание железа в рудах изменяется в очень широких пределах — от 20—25 до 50—52%, составляя в среднем 30—35%. Содержание серы (SO_3 0,02—0,04%) и фосфора (P_2O_5 0,1—0,5%) нередко весьма значительно и превышает предъявляемые требования.

Легирующие элементы: марганец, хром, никель, кобальт в рудах практически отсутствуют. Курментинский участок отличается относительно высоким содержанием железа (в среднем по магнетитовым рудам 42%, а по гематитовым 30%).

Анализ истории геологического развития района, литологический состав, структурно-текстурные, морфологические особенности изученных нами руд и рудовмещающих пород железорудной подсвиты свиты Джетым-Тоо свидетельствуют о том, что их отложение, как и образование подавляющего большинства докембрийских железных руд, могло происходить в прибрежно-морских или озерных условиях.

Установить первичность (сингенетичность) обогащения осадка железных компонентов и дальнейшее преобразование рудного вещества, которое могло проявиться в ходе диагенеза, в разбираемом нами случае не представляется возможным. Наложенные процессы регионального метаморфизма затушевали первичные черты осадочных руд.

Вопрос об источнике питания, который мог давать коллоидные растворы, богатые железом, затем преобразованные последующими геохимическими процессами в железные руды Джетымского месторождения, остается пока что невыясненным, так как на ближайших к месторождению территориях соответствующие доджетымские отложения, богатые железом, не представлены. Также неизвестны случаи проявления подводно-вулканической деятельности, которая могла бы служить в качестве источника железа.

Подавляющее большинство месторождений железных руд, известных к настоящему времени, приурочены к докембрийским отложениям. Причинами интенсивного накопления железа в докембрийской эпохе, согласно представлениям Н. М. Страхова, было повышенное содержание CO_2 в атмосфере (и гидросфере) и низкое значение P_h среды. Обе гидрохимические особенности докембрийского физико-химического режима создавали более благоприятную обстановку для миграции железа в реках и для гораздо более далекого заноса его в пелагические части морей, чем это было возможно в послепротерозойские эпохи и особенно сейчас. Железо, массами шедшее в растворе и в виде коллоидных взвесей в реках, поступало в центральные части докембрийских морей.

Рудный компонент, откуда бы он ни происходил, был растворен в водной среде и во взвешанном состоянии переносился в бассейн осадконакопления, где и происходила садка железа в результате коагуляции коллоидных растворов. Последующая переработка осадочного железа в результате первичного диагенеза осадков при соответствующих физико-химических условиях, очевидно, состояла в превращении в гидроокисные соединения железа, которые в стадии регионального метаморфизма дегидратизировались, переходя в гематитовые, гематито-магнетитовые и магнетитовые руды. Такое представление об условиях образования железных руд Джетымского месторождения вполне согласуется с мнением А. Г. Бетехтина, согласно которому магнетит, как и гематит, в подавляющем большинстве случаев возникает при региональном метаморфизме в результате дегидратации гидроокислов железа, образовавшихся осадочным путем.

Таким образом, имеющийся в нашем распоряжении фактический материал указывает на то, что рассматриваемые железные руды могли образоваться в прибрежно-морских или озерных условиях осадочным путем, а впоследствии подверглись процессам регионального метаморфизма, поэтому руды Джетымского месторождения в генетическом отношении должны быть отнесены к осадочно-метаморфическому типу.

А. Н. Чураков высказывал мнение о связи тиллитоподобных пород с процессами отложений железных руд в протерозое Сибири.

Сочетание тиллитоподобных конгломератов с железными рудами в последние годы выявлено в западной части провинции Хенань (р. Хуанхэ) в разрезе протерозойских отложений, относимых к системе Хуто в Китае. Приуроченность железных руд к тиллитоподобным конгломератам известна и в позднекембрийских отложениях на Урале. Парагенетически связанные отложения гематито-магнетитовых руд с тиллитоподобными конгломератами свиты Джетым-Тоо в Центральном Тянь-Шане также имеют позднекембрийский (эокембрийский) возраст. Все это, очевидно, свидетельствует о том, что предположение А. Н. Чуракова о связи с тиллитоподобным конгломератом отложений железных руд в докембрии не лишено оснований.

В связи с этим следует отметить, что при дальнейших исследованиях докембрийских толщ внимание геологов должно быть обращено на

подмеченную выше парагенетическую связь железных руд с тиллито-подобными конгломератами.

Не следует преувеличивать трудную доступность и относительную бедность железных руд Джетымского месторождения. Эти трудности при современном быстром росте технических средств и непрерывно совершенствующихся методах обогащения являются быстро проходящими. Это обстоятельство с учетом перспектив роста потребности народного хозяйства в черных металлах дает основание утверждать, что в недалеком будущем создадутся предпосылки для эксплуатации железных руд Джетымского месторождения. На этой основе можно будет создать черную металлургию в высокогорном Тянь-Шане.

В. Г. КОРОЛЕВ, Б. ДЖОЛДОШЕВ,
В. В. КИСЕЛЕВ, Р. МАКСУМОВА

К ЛИТОЛОГИИ ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

Тянь-Шань большинством исследователей относится к эвгеосинклинальной области. Значительная магматическая деятельность, интенсивная складчатость, сильно развитый дислокационный и термальный метаморфизм докембрия и палеозоя рассматриваются как бесспорные доказательства этого положения.

Особенно сильное воздействие интрузий проявилось на древних докембрийских и нижнепалеозойских образованиях, которые сравнительно недавно обозначались на геологических картах как немые, древние, толщи *M* и др.

За последнее десятилетие большое внимание было обращено на изучение стратиграфии и тектоники докембрийских образований, которые, как выяснилось, слагают огромные площади в Северном Тянь-Шане и Чаткало-Нарынской зоне Южного Тянь-Шаня. В результате в докембрии были выделены три стратиграфических комплекса: дорифейский, рифейский и вендский (эокембрийский), разделенных крупными несогласиями и внедрениями магмы. В размещении характерных типов разрезов рифейского и вендского комплексов наметилась отчетливая структурно-фациальная зональность. На севере выделена эвгеосинклинальная область Северного Тянь-Шаня с мощным развитием докембрийского магматизма, на юге — платформенная область Южного Тянь-Шаня, где рифей практически отсутствует и ранний докембрий резко несогласно перекрыт платформенными формациями венда (эокембрия). Между ними располагалась Таласо-Каратауская зона с миогеосинклинальным типом разреза рифея и венда.

В настоящее время проводятся специальные литологические исследования вендского комплекса, а рифей пока что изучается лишь с точки зрения стратиграфии и тектоники; наблюдения по литологии совершаются попутно. Дорифейский кристаллический фундамент, обособление которого стало возможным лишь в последние годы, пока что изучался лишь петрографическими методами, хотя попытки восстановления первичной природы кристаллических сланцев делались разными исследователями.

В строении фундамента рифейских геосинклиналей принимают участие гнейсы орто- и параряда, мигматиты и различные кристаллические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма (обычно с гранатом-альмандином или пиропом-альмандином). Зародыши эклогитов позволяют утверждать, что эти толщцы испытали глубинный метаморфизм. В дальнейшем они претерпели несколько стадий ретроградного метаморфизма.

Над поверхностью денудации, срезающей складки дорифейского чоколя, залегает рифейский комплекс, в строении которого участвуют все

те основные типы пород, которые свойственны и палеозою. Таким образом, эта поверхность имеет принципиальное значение, являясь поверхностью ограничения рифейской группы снизу. Мы не можем согласиться с недавним утверждением Н. А. Штрейса о том, что в палеозойских складчатых областях Земли отложения, древнее рифея, отсутствуют, и таким образом рифей эвгеосинклиналей является бездонным. Как и в миогеосинклиналях, рифей эвгеосинклиналей имеет четкое нижнее ограничение.

В рифее Тянь-Шаня, как и на Урале, выделены три серии пород: нижняя, преимущественно сланцевая, средняя, терригенно-карбонатная с типичными среднерифейскими строматолитами и онколитами, верхняя, вулканогенная (зеленокаменная). Серии разделены стратиграфическими несогласиями.

Нижняя серия рифея (сарыбулакская) метаморфизована сравнительно сильнее, чем вышележащие породы. Наряду с преобладающими серицито-хлорито-кварцевыми филлитами, образованными по очень тонкослоистым глинистым, реже карбонатно-глинистым породам, в составе серии выделяются средние и кислые эффузивы, их туфы, известняки, песчаники, конгломераты. Несмотря на то что породы сравнительно сильно дислоцированы, основная масса эффузивов и песчаников рассланцована и обычно амфиболитизирована, гальки в конгломератах растащены и разлинзованы. Первичные структурные признаки и частично текстурные различаются достаточно хорошо: это бластопорфиновые, пирокластические, бластопсаммитовые, бластошефитовые структуры, миндалякокаменные и слоистые текстуры. Даже в амфиболитах, образованных на контакте с интрузивами за счет эффузивов и сложенных крупнокристаллической роговой обманкой и плагиоклазом, отлично сохраняются миндалины от первичных мандельштейнов.

Средние рифейские образования (кенкольская серия) также испытали дислокационный метаморфизм, но вследствие большего литологического разнообразия они представляют более благоприятный объект для литологических исследований. Местами в основании прекрасно сохранился щебневой элювий — сланцевая дресва мощностью до 0,5 м, состоящая из продуктов древнего механического выветривания дорифейских сланцев.

Кварцитовидные кварцевые и аркозовые песчаники состоят из хорошо окатанных зерен, характеризуются линейной, волнистой и диагональной плейчатостью, несут на поверхностях напластований знаки ряби, в южных районах Казахстана содержат остатки радиолярий. Конгломераты имеют полимиктовый состав, выделяются валунные, галечные и гравийные разности. Обломки подвергаются рассланцеванию, разлинзовываются, обрастают по сланцеватости вторичными продуктами. Эффузивы и туфы редки, но их первичные структуры расшифровываются обычно без труда. Карбонатные породы характеризуются высоким содержанием MgO и кремнезема. Последний образует пропластки, линзы, неправильные стяжения, внутрипластовые жилки, сложенные светлым кварцем. Очень характерны строматолитовые биогермы, образованные байкалоидными формами, конофитонами, желваковыми и пластово-слоистыми (типа *Stratifera*) строматолитами. В карбонатных породах развиты структуры растворения. Встречаются онколитовые разности. Нередко наблюдается повышенная углистость известняков и сланцев. В сланцевых толщах обычно наблюдается тонкое ритмичное чередование карбонатных и серицито-хлоритовых пропластков, поэтому они имеют флюидный облик.

Верхний рифей (терксейская серия) отличается мощным развитием базальтовых порфиритов, их туфов, туфолав и туфобрекчий. Эти породы обычно рассланцованы. Там нередко хорошо выражены подушечные и шаровые лавы, отлично видны миндалякокаменные текстуры. В шлифах различаются реликты пойкилоофитовой, интерсертальной, сферолитовой и других структур. Наблюдались типичные пепловые туфы. В базальной части терксейской серии в ряде мест прослежена маломощная красноцветная

гематито-глинистая порода, содержащая редкие, хорошо окатанные обломки кварца, кварцитов, полевых шпатов. Эти породы, возможно, являются реликтами древней коры химического выветривания подстилающих известняков. В вышележащих кварцитовых песчаниках наблюдались горизонтальная и диагональная сплочатость, знаки ряби, трещины усыхания. Обломки, слагающие песчаники, хорошо окатаны. В сланцах наблюдались следы ползания червеобразных организмов.

Вендский комплекс образован, как правило, еще менее метаморфизованными породами, испытавшими меньший метаморфизм. В миогеосинклинальном венде, образующем карайскую серию, широко распространены полимиктовые песчаники и алевролиты, отличающиеся большим количеством обломков основного вулканического стекла. На поверхностях напластований развиты отпечатки знаков асимметричной, параллельной и ячеистой волновой ряби, трещин усыхания, мелкой ряби прибрежно-морского происхождения, внутри пластов — перекрестная волнисто-косая слоичатость прибрежного типа. Развиты отпечатки струй течения.

Наблюдения над текстурными и структурными особенностями пород, степенью окатанности обломков, анализ мощностей наряду с проведенными петрографическими и минеральными исследованиями этого комплекса в Таласском хребте позволили произвести общую палеогеографическую реконструкцию. Отчетливо определилась область сноса материала, принадлежность некоторой части бассейна к мелководным прибрежным и пляжевым фациям.

Ряд признаков в терригенных толщах венда близок к признакам, характеризующим флиш: ритмичная слоистость, отчетливо выраженные поверхности размыва в основании ритмов, постепенное уменьшение грубости материала снизу вверх (*graded — bedded*), широкое развитие глинистых окатышей, следы ползания илоедов, следы подводных оползней.

В пачках известняков преобладают нелитоморфные и песчанистые разновидности, встречаются обломочные и желваковые известняки, строматолитовые биогермы.

Для платформенного венда (джетымская серия) особенно характерны тиллитоподобные конгломераты, образующие две толщи переменной мощности, разделенные толщей зеленых и красных песчаников и алевролитов с подчиненными известняками. Нижняя толща образована типичными фангломератами с переходом в мореноподобные образования, типичные конгломераты и гравелиты, конгломерато-брекчии и тонкослоистые мусористые глины. Преобладающий тип пород образован бесструктурной карбонатно-глинистой массой с беспорядочно рассеянными в ней глыбами, валунами, гальками, гравием и песчаниками. Это совершенно несортированные неслоистые образования. В то же время несомненными доказательствами их ледникового происхождения мы не располагаем. Для нижней толщи удалось наблюдать зависимость метаморфизма от мощности. В мощных (до 2000—2500 м) разрезах фангломераты превращены в конгломерато-сланцы, обломочный материал в которых разлинзован. Иногда они даже участвуют в сплочатости.

Верхняя толща тиллитоподобных конгломератов, подстилающая без видимого несогласия карбонатно-кремнистую толщу кембрия, сложена такими же несортированными породами. Но в них наблюдались линзочки типичных ленточных глин, в подошве тонкие струи песка, среди обломков существенную роль играют валуны утюгообразной формы. Подстилающие пласти иногда сильно дисгармонично смяты, образуя дислокации, напоминающие гляциальные. Очень характерны в верхних тиллитах обильные включения доломита от алевролитовой размерности до крупных линз глыбообразной формы.

Толщи, которые на Тянь-Шане широко известны под названием метаморфических, прекрасно поддаются расчленению по литологическим

признакам на серии, внутри серий по тем же признакам выделяются свиты, прослеживающиеся на больших пространствах.

Поскольку породы рифея и венда отличаются вполне удовлетворительной сохранностью разнообразных литологических признаков, представляется, что свиты можно будет расчленить более подробно для целей крупномасштабного картирования, а упомянутые признаки применить для расшифровки палеогеографии древних бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

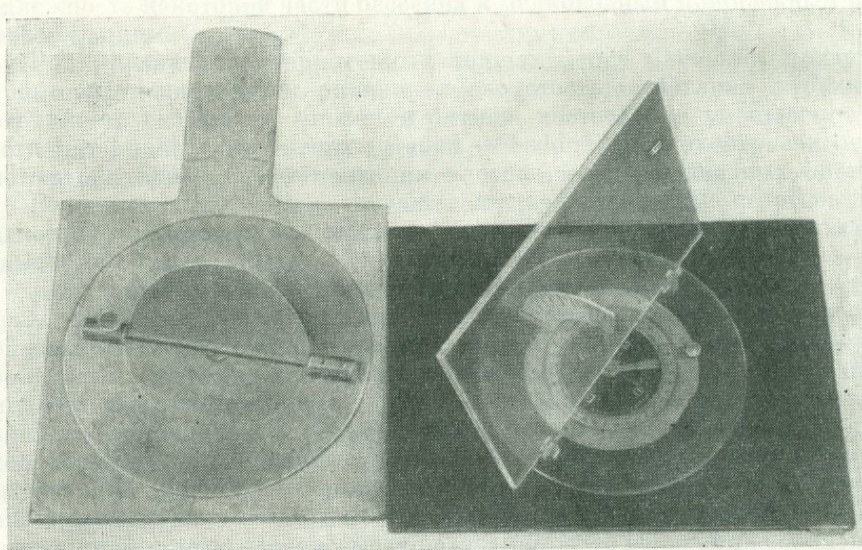
Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. Мат. по геол. Тянь-Шаня, вып. 3. Изд. АН Кирг. ССР, 1962.

Штрейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. Сб. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия», МГК, 21 сессия. Докл. сов. геол., 1960.

Л. П. ГАЛДОВИНА, Ю. И. САЦУК,
А. В. РЫЛЕЕВ, К. И. ХЕЙСКАНЕН

К МЕТОДИКЕ ЗАМЕРОВ КОСОЙ СЛОИСТОСТИ ДИСЛОЦИРОВАННЫХ ТОЛЩ ПРИ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ

Одним из методов палеогеографических исследований осадочных пород, позволяющим установить направление переноса обломочного материала, является анализ замеров углов и направления падения косых слойков.



Внешний вид косомера

В докембрийских осадочно-метаморфических образованиях, как правило, дислоцированных, проведение массовых замеров падения косых слойков, с редукцией их на сетке Вульфа (Вассоевич, Гроссгейм, 1951; Рухин, 1957), требует больших затрат времени.

При литологических исследованиях ятулийских образований Карелии нами для замеров падения косых слойков был применен прибор, значительно более простой по сравнению с имеющимися конструкциями (Ботвинкина, 1962; Бурачек, 1933; Саркисян и Климова, 1955), названный косомером. При работе с этим прибором удавалось получать истинные азимуты падения косых слойков непосредственно на обнажении. Принцип работы косомера основан на методе В. А. Хабакова (1940). Косомер состоит из фанерной подставки с ручкой, на которой на вертикальной оси

укреплен вращающийся круг, с качающимся вокруг горизонтальной оси полукругом. При замере падения косых слоев подставку косомера совмещают с плоскостью горизонтальной слоистости, причем одно из длинных ребер подставки должно совпадать с линией простирания горизонтальнослоистых пород. Затем (не сбивая подставки косомера) вращением относительно двух взаимно перпендикулярных осей полукруг совмещают с плоскостью косых слоев. После этого подставку косомера вращением относительно одного из длинных ребер приводим в горизонтальное положение (т. е. выводим дислоцированные слои в их первоначальное горизонтальное положение) и горным компасом по полукругу замеряем направление падения косых слоев (не требующее дальнейших исправлений на сетке Вульфа). Угол, образованный подставкой косомера и полукругом, соответствует углу падения косых слоев.

В экспериментальных мастерских был изготовлен косомер более усовершенствованной конструкции. В отличие от первого во втором косомере в качестве материала применены пластмасса и органическое стекло, в горизонтальный круг вмонтирован обычный горный компас и для замеров углов падения косых слоев прикреплена дужка с градусными делениями. Принцип работы с этим косомером остается тот же.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та, вып. 59, 1962.
- Бурачек А. Р. К методике измерений ориентировки галек и косой слоистости. Зап. Всерос. мин. об-ва, ч. 62, вып. 2, 1933.
- Вассоевич Н. Б. и Гроссгейм В. А. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев. Геол. сб. НИТО при ВНИГРИ, кн. I и IV, 1951.
- Рухин Л. Б. Замеры косой слоистости пород при полевых наблюдениях. Методы изучения осадочных пород, т. I. Госгеолтехиздат, 1957.
- Саркисян С. Г. и Климова Л. Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. Изд. АН СССР, 1955.
- Хабаров А. В. Косая слоистость в каменноугольных и нижнепермских песчаниках Южного Урала. Тр. ВИМС, вып. 163, 1940.

М. М. СТЕНАРЬ

О ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ РАЙОНА БОЛЬШОЗЕРА (ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ)

В последние годы наблюдается повышенный интерес к изучению литологии докембрийских метаморфических толщ, о чем красноречиво свидетельствует значительное количество работ, посвященных изучению данного вопроса, и созыв первого Всесоюзного совещания по литологии докембрия.

Основное внимание пока обращено на изучение литологии толщ осадочного происхождения, где довольно четко сохраняются текстуры и структуры исходных осадков. Между тем известно, что в докембрийских метаморфических комплексах значительный объем занимают вулканические породы, изучение литологии которых имеет также важное значение для понимания истории геологического развития того или иного района в докембрии.

Поэтому представляется целесообразным коротко сообщить о характере метаморфизованных образований района Большозера. Данный район является пока единственным в Карелии, где среди метаморфических толщ нижнего протерозоя установлены пирокластические образования дацитового состава, хотя на территории Карелии вулканические образования распространены довольно широко¹.

В пределах Западной Карелии, где значительным площадным распространением пользуются интенсивно дислоцированные и метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации суперкрустальные образования гимольской серии, содержащие линзы и пласты магнетитовых кварцитов, установлена весьма сложная по литологическому составу толща пород, которая с угловым несогласием залегают на породах гимольской серии. Благодаря меньшей дислоцированности и метаморфизму в условиях фации зеленых сланцев в данной толще довольно хорошо сохранились текстурные и структурные признаки, изучение которых позволило установить первичную природу этих образований.

Непосредственно на породах гимольской серии залегают альбитофиры. Выше в разрезе они постепенно сменяются брекчиями, состоящими из угловатых обломков альбитофира, которые цементируются вначале тем же альбитофиром, а затем цементирующий материал приобретает тонкослоистый характер и, наконец, брекчии сменяются тонкослоистыми породами. Последние в свою очередь резко сменяются пачкой часто перемежающихся между собой брекчиевых и тонкослоистых пород, причем вверх прослой

¹ Смотря доклад М. А. Гиляровой в данном сборнике.

брекчиевых пород по мощности уменьшаются и полностью исчезают.

Микроскопическое изучение тонкослоистых пород показало, что они сложены неоднородным материалом. В пределах слоев наблюдается дифференцированность материала по крупности, а слои нередко ритмично чередуются между собой. Верхние части слоев обычно сложены микрофельзитом, в котором появляются отдельные, неправильной формы зерна альбита. К подошве слойка содержание альбитовых зерен увеличивается и порода приобретает кристаллокластическую структуру с фельзитовым цементом или без него. Нередко наблюдаются отдельные сферические агрегаты, состоящие из лейт альбита и погруженные в микрофельзитовую основную ткань породы. Иногда такие агрегаты слагают отдельные слои. Такие же альбитовые породы со сферолитовой структурой встречаются в виде обломков в брекчии.

Весьма характерным для данной породы является наличие резорбированных кристаллов магнетита, опациitizedированных листочков биотита или полных псевдоморфоз магнетита по биотиту. Особенно примечательным является наличие в данных породах своеобразных включений округло-эллипсоидальной или неправильной формы, которые очень четко выступают на фоне микрофельзитовой основной ткани породы благодаря более крупнозернистому сложению. Состоят они из агрегата зерен альбита; альбита и кварца; альбита и биотита; альбита, биотита и хлорита, а в отдельных случаях устанавливается в их составе также турмалин и весьма редко эпидотовый минерал. Распределены в породе эти включения по-разному. В одних случаях они рассеяны без всякой закономерности. При этом нередко такое включение как бы сечет микрослоистость, в других микрослоистость облекает включение. Местами они располагаются вытянутостью по направлению слоистости или образуют целые скопления в отдельных прослоях.

Несмотря на то что данные породы были метаморфизованы в условиях высоких ступеней фации зеленых сланцев и рассланцованы, в результате чего возникли новообразованные листочки биотита, который замещался хлоритом (биотит и хлорит всегда ориентированы по плоскостям сланцеватости, не совпадающей с первичной слоистостью), в этих породах четко сохранились структурно-текстурные признаки исходных отложений. Наличие резорбированных кристаллов магнетита, опациitizedированных листочков биотита (хорошо сохраняющих первичную ориентировку по слоистости), кристаллокластических структур, своеобразных включений (рассматриваемых как лапилли или мелкие обломки пород), сферолитовых агрегатов (видимо, возникших при раскристаллизации стекла), микрофельзитовой основной массы породы (по составу, близкому к составу альбитофира) и в целом тесная связь данных пород с брекчиями и альбитофирами позволяют говорить об их вулканическом происхождении и о том, что они представляют собой метатуфы. Туфовый характер цемента брекчий позволяет рассматривать их как вулканические метабрекчии агломератного типа.

Переслаивание метатуфо-брекчий и метатуфов свидетельствует о прерывистости вулканической деятельности, а четкая, нередко ритмичная слоистость говорит о подводных условиях вулканических извержений.

Эти краткие данные свидетельствуют о том, что в докембрии текстурно-структурные признаки исходных геологических образований сохраняются не только в породах терригенно-осадочного происхождения, но и в легко поддающихся преобразованию породах, какими являются туфовые отложения. Первичные структурно-текстурные особенности туфовых пород сохраняются, несмотря на значительное влияние регионального метаморфизма и разнообразных тектонических дислокаций.

Восстановить первичную вулканическую природу метаморфических толщ района Большозера стало возможным лишь при тщательном изучении сохранившихся первичных текстурно-структурных признаков, парагенетических ассоциаций пород с учетом их химизма и с учетом эволюции химизма разновозрастных вулканических (эффузивных) и интрузивных пород, а также характера и степени метаморфизма.

Не исключено, что при соответствующем комплексном подходе к изучению метаморфических пород докембрия для многих толщ кристаллических сланцев нижнепротерозойского возраста Карелии (например, район Сегозеро — Селецкое и Койкары) также будут установлены текстурно-структурные признаки, свидетельствующие о их осадочно-туфогенном происхождении.

Л. П. БЕЗДЕНЕЖНЫХ, Т. Ф. НЕГРУЦА, В. З. НЕГРУЦА

К МЕТОДИКЕ ФАЦИАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ КАРЕЛИИ И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В течение нескольких лет (начиная с 1957 г.) мы занимались подробным изучением литологии ятулийских отложений Карелии и гиперборейских толщ северной части Кольского полуострова. Наша работа являлась частью исследований, осуществляемых большим коллективом геологов Северной экспедиции под руководством И. С. Ожинского. Целью наблюдений было установление закономерностей формирования протерозойских метаморфизованных осадочных толщ юго-восточной части Балтийского щита. В начале работы определилась необходимость наметить естественные ряды и последовательность фаций, а также составить литолого-фациальные карты схемы. Было применено комплексное исследование, включающее полевые и лабораторные методы литологических наблюдений совместно с изучением тектонического строения, петрографии, структурно-петрологических и петрохимических особенностей ятулийских толщ. Мы имели возможность в поле и лаборатории пользоваться консультацией старшего научного сотрудника ВСЕГЕИ А. В. Хабакова. Много полезных советов было получено от доцента Ленинградского государственного университета Л. Я. Харитонов.

Наша работа стала возможной благодаря проведенным здесь геологическим исследованиям, которые были осуществлены главным образом геологами Северо-Западного геологического управления В. Н. Нумеровой, Н. А. Воловской, В. А. Перевозчиковой, Л. Н. Потрубич, Г. В. Макаровой, С. А. Дюковым, В. В. Яковлевой, Л. А. Кириченко, С. И. Зак, В. А. Поповой, В. И. Шмыгалевым, А. И. Кайряк, Е. М. Михайлюк и др.

В литературе еще существуют значительные разногласия в толкованиях некоторых частных вопросов стратиграфии, тектоники и фациальной изменчивости карельских отложений, что естественно в связи с глубокой древностью и значительным метаморфизмом рассматриваемых толщ докембрия. Мы стремились учитывать исследования, проводимые параллельно (однако с иными задачами) В. А. Соколовым, Л. П. Галдобиной и др., под общим руководством К. О. Кратца (Галдобина, 1958; Демидов и Кратц, 1958; Кратц и Шуркин, 1960; Кратц, 1962; Сацук, 1960; Соколов, 1958, 1960, 1964; Сладкевич, Соколов, Бутин, 1960; Стенарь, 1960; Чернов, 1960), а также Ю. Б. Богдановым, А. С. Воиновым (1964), А. А. Предовским и др. под общим руководством Л. Я. Харитонов (1941, 1963 и др.).

Нами были использованы также работы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, И. Седергольма, А. А. Полканова, П. Эскола, Х. Вярюнена, В. М. Тимофеева и др.

Средства и главные объекты наблюдений в области развития докембрия существенно изменились. В дополнение к задачам классической петрологии, которая ставила в основу изучение возрастных отношений, состава и строения интрузивных и глубинных массивов докембрийских областей, выступает изучение стратиграфии, литологии, палеогеографии и фациальной изменчивости осадочных комплексов докембрия. Еще И. Седергольм, Грубенман, П. Ниггли и др. считали, что первичные осадочные текстуры, а иногда и органические реликты хорошо сохраняются даже в условиях весьма значительного регионального метаморфизма.

Некоторые, хотя и немногие данные, относящиеся к нашей работе, частично были опубликованы (Лобанов, 1962, 1963; Негруца, 1963; Богданов и Войнов, 1962, 1964).

Настоящую статью не следует рассматривать под углом зрения новизны приемов наблюдений или оригинальности заключений, которые мы считаем предварительными. Аналогичные способы и задачи давно разрабатывались и были удачно применены многими исследователями, особенно в областях распространения докембрийских комплексов Балтийского щита и Сибири (Вяюрюнен, 1959; Сидоренко и Лунева, 1961; Галдобина, 1958; Кратц, 1962; Харитонов, 1963; Соколов, 1958, 1960, 1964; Салоп, 1960).

В процессе исследований большое внимание уделялось выбору комплекса методов, пригодного для решения генетических и палеогеографических задач. С этой целью применялись различные литологические методы, при этом особое внимание уделялось тем из них, которые привлекаются геологами для диагностики, расчленения и корреляции разрезов разнофациальных и фаунистически не охарактеризованных образований (Ботвинкина, 1960, 1962; Бгатов и Казаринов, 1962; Давыдова и др., 1960; Крашенинников, 1960, 1962; Меннер, 1962; Пустовалов, 1940; Рухин, 1953, 1959; Страхов, 1962; Страхов и др., 1959; Сидоренко и Лунева, 1961; Хабаков, 1933, 1946, 1951, 1962).

В настоящем сообщении после краткой характеристики применявшихся методов приводятся основные результаты работ, иллюстрирующие возможности и значение комплексного структурно-фациального изучения различно метаморфизованных образований докембрия.

Полевые наблюдения велись двумя путями: 1) послойным изучением полных разрезов, заданных попереक простираения пород с прослеживанием фациально изменчивых горизонтов по простираению; 2) площадным структурно-литологическим картированием.

Послойное изучение разрозненных разрезов привлекалось для литологического исследования структур, характеризующихся простым тектоническим строением и относительно однородным фациальным составом пород. Выбирались хорошо обнаженные участки с наиболее полным развитием протерозойских пород. Они после предварительного осмотра подвергались детальному изучению, а затем послойному описанию по программе литологической характеристики обнажений осадочных пород (Рухин, 1953; Хабаков, 1954; Страхов и др., 1959). Описание сопровождалось составлением плана обнажений вдоль линии маршрута и структурно-литологического разреза.

Прежде чем дать литологическую характеристику слоя, анализировалось его положение в общей тектонической структуре с обязательным определением подошвы и кровли. Производились наблюдения над взаимоотношением слоистости с кливажом, сланцеватостью и различного рода трещиноватостью. При наличии мелких складок, плоек и будин давалось их подробное описание и производились статистические измерения соответствующих элементов.

Комплекс литологических наблюдений в пределах каждого слоя сводился к детальной характеристике петрографического состава, структуры, текстуры, цвета, характера контактов (верхнего, нижнего, боковых),

мощности каждого литологического элемента (слойка, серии слойков, пачек) с прослеживанием этих признаков по простиранию. Большое внимание уделялось выяснению геометрической формы осадочных тел.

С целью всестороннего изучения вещественного состава пород, структуры и поведения химических элементов в разрезе и на площади из каждой литологической разновидности пород отбирались шлифы, пробы на шлихо-минеральный, спектральный и другие анализы.

Тектурные признаки пород, помимо морфологического описания, делавшегося в связи с характером зернистости, и вещества пластов по существующей методике (Хабаков, 1951, 1954; Ботвинкина, 1962) тщательно зарисовывались и фотографировались. Зернистость пород характеризовалась цифрами. Для определения коэффициента окатанности галек применялось эталонное сравнение, фотографирование и точные зарисовки контуров обломков на кальку. Во всех случаях, где имеются косяя слоистость, знаки ряби, ориентированные черепитчатые текстуры залегания галек, борозды размыва, следы волочения камней и прочие признаки бывшего течения, производились массовые замеры их наклона и ориентировки с пересчетом на первоначальное значение. Цвет породы оценивался визуально путем сравнения с трафаретом. Следует подчеркнуть важность тщательного анализа взаимосвязи различных цветовых оттенков со слоистостью, сланцеватостью и трещиноватостью породы.

Изученный таким образом разрез сводился в литолого-стратиграфическую колонку, на которой в соответствующих графах условными знаками наносились типы слоистости и другие тектурные признаки, цвет (сингенетический и эпигенетический), диаграммы первичного наклона и ориентировки различных показательных признаков бывшего течения и др.

Анализ совокупности этих признаков позволяет уже в поле дать предварительную генетическую характеристику разреза и обосновать стратиграфию. Решающее значение при определении генезиса пород имеет выяснение их соотношения в пространстве и во времени, т. е. установление их фациальных переходов и сочетание в вертикальном разрезе. Определяющими генетическими признаками при этом являются структура, текстура (особенно характер последовательной смены различных морфологических типов слоистости в разрезе и на площади), форма залегания пород в пространстве и характер границ.

Систематические наблюдения над текстурами, структурами и другими седиментационными признаками метаморфизованных осадочно-эффузивных пород протерозоя восточной части Балтийского щита показали, что они по своей морфологии являются аналогами седиментационных признаков подобного типа в более молодых отложениях. Это позволяет присоединиться к выводу А. В. Сидоренко и О. И. Лунево́й (1961), что первичные текстуры и структуры протерозойских осадочных пород образовались вследствие действия в сущности тех же агентов, которыми образованы соответствующие структуры и текстуры в отложениях последующих геологических эпох (И. Седерхольм, 1898—1930 гг.). Поэтому при интерпретации показательных признаков условий протерозойского осадконакопления применяется генетическая классификация слоистости, текстур, форм осадочных тел и пр., разработанная литологами для постпротерозойских отложений (Хабаков, 1933, 1951, 1954; Рухин, 1953, 1959; Ботвинкина, 1960, 1962; Страхов и др., 1959).

Породы, обладающие характерным сочетанием первичных седиментационных признаков и отражающие определенные физико-географические условия осадконакопления, объединялись в фазию. Закономерное сочетание фаций, отражающее определенный физико-географический ландшафт, составляет литогенетический комплекс. Литогенетические комплексы, последовательно сменяя друг друга на площади и в разрезе, составляют литогенетические ассоциации (Давыдова и др., 1960; Кра-

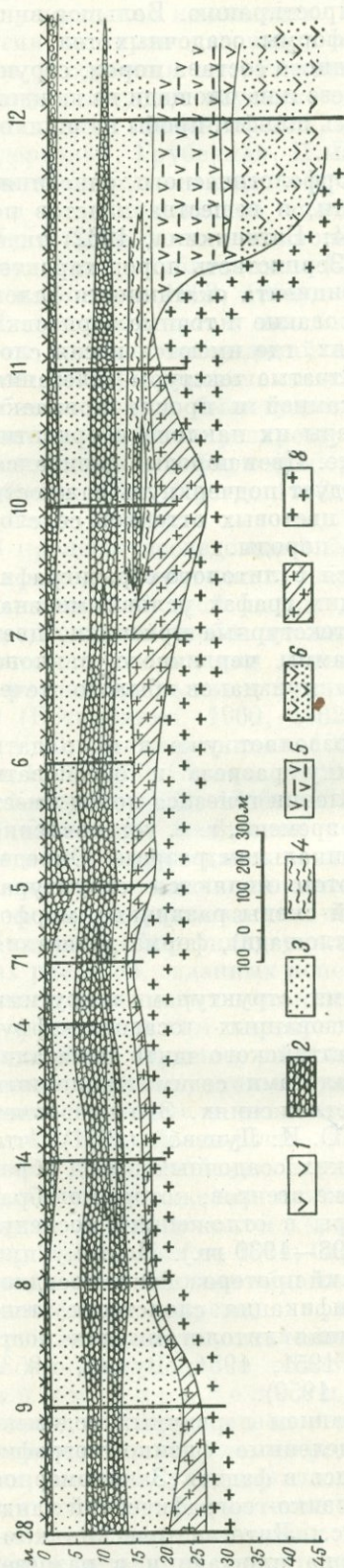


Рис. 1. Литолого-фациальный разрез осадочной свиты среднеягулской серии в районе дер. Карташи. (Выравнивание проведено по подошве эффузивной свиты)

1 — основные эффузивы; 2 — мелководно-морской литогенетический комплекс; 3 — мелководно-морской литогенетический комплекс; 4 — основные эффузивы; 5 — мелководно-морской литогенетический комплекс; 6 — мелководно-морской литогенетический комплекс; 7 — мелководно-морской литогенетический комплекс; 8 — мелководно-морской литогенетический комплекс.

шенинников, 1962). Конкретные примеры полевого выделения фаций, литогенетических комплексов и ассоциаций приведены на рис. 1.

Как видно из этих рисунков, различные генетические единицы закономерно чередуются в разрезе, отражая тем самым ярко выраженную ритмичность протерозойского осадконакопления. Эти черты, отображающие неравномерное развитие палеобассейнов во времени, кладутся в основу стратификации разрезов. Выделяются микро-, мезо-, макро- и мегаритмы.

Каждый из этих ритмов отвечает определенному моменту (периоду, фазе) развития палеобассейна (или его отдельной части) и характеризуется определенным набором.

1. Микроритм пород, образовавшихся в пределах одной фации (например, закономерно чередующиеся сочетания двух типов пород: кварцито-песчаника и алевролита, оба из которых образовались в условиях пойменной фации).

2. Мезоритм фаций, принадлежащих единому литогенетическому комплексу (например, повторяющиеся в разрезе сочетания речных фаций — русловой, прирусловой, пойменной).

3. Макроритм литогенетических комплексов, входящих в состав одной литогенетической ассоциации (например, смена вверх по разрезу элювиального литогенетического комплекса речным и озерным или прибрежно-морского мелководным и морским глубоководным).

4. Мегаритм литогенетических ассоциаций (например, континентальной — параллической, параллической — морской) в пределах одной группы формаций (например, платформенной). Микро- и мезоритмичность в большинстве

случаев обусловлены изменением гидродинамического режима потоков и бассейнов в связи с вариациями в климате и редко местными тектоническими движениями. Поэтому микро- и мезоритмы прослеживаются на небольших расстояниях (от нескольких метров до нескольких километров) и в большинстве случаев стратиграфического значения не имеют.

Более крупная макро- и мегаритмичность является следствием колебательных движений земной коры, поэтому отвечающие ей стратиграфические подразделения прослеживаются на большие расстояния, иногда на сотни километров, независимо от структурно-фациальных особенностей областей седиментации.

Внутреннее строение макро-(мега)ритмов непостоянно и варьирует на площади в соответствии с изменением положения разреза по отношению к береговой части бассейна седиментации. Так, в одном месте макроритм может начинаться элювиально-делювиальными отложениями и кончаться породами, образовавшимися в условиях конусов выноса временных потоков; в другом — тот же макроритм может быть представлен постепенно замещающимися вверх по разрезу отложениями временных потоков, рек и озер или подводно-дельтовыми отложениями, переходящими в мелководно-морские и затем глубоководно-морские образования.

Однако одновозрастные макро-(мега)ритмы имеют единый план внутреннего строения на всей площади развития, независимо от структурно-фациального положения разреза. Если ритм трансгрессивного типа, то таким он остается на всей площади его распространения, если же он обладает регрессивным строением, то такое строение сохраняется и в других пунктах развития. Это связано с направленностью тектонического развития разнофациальных зон и единовременностью проявления фаз тектогенеза на обширных территориях (Казаринов, 1962). Этим объясняется большое стратиграфическое значение макро- и мегаритмичности.

Более крупные стратиграфические единицы выделяются в виде осадочно-эффузивных серий, под которыми понимаются естественные генетические сообщества осадочных и эффузивных пород, образовавшихся в условиях, характерных для полного цикла проявления тектонических движений и магматической деятельности в период между двумя моментами усиления тектонических движений, фиксируемых перерывами в осадконакоплении и несогласиями.

Таким образом, послойное структурно-литологическое изучение разреза и фациальный анализ полученных данных позволяют непосредственно в поле производить предварительную стратификацию толщ, развитых в исследуемом районе, и составить представление об основных закономерностях седиментационных процессов и их эволюции во времени. Это дает возможность направленно ориентировать работы на соседних участках, а также показывает, на что надо обратить особое внимание в дальнейшем, какие наблюдения и какими методами надо проводить исследование на флангах. Такой предварительный анализ каждого разреза позволяет, кроме того, вовремя заметить и устранить путем дополнительных работ недочеты в сборе фактического материала, необходимого для всестороннего освещения интересующих вопросов.

Изученные и проанализированные таким образом разрезы сопоставляются между собой путем прослеживания наиболее характерных горизонтов и контактов по простиранию, производится их увязка для каждой тектонической структуры отдельно. Сначала коррелируются крупные стратиграфические единицы (циклы, мегаритмы), затем проводится параллелизация более мелких подразделений (макроритмов, мезоритмов и реже микроритмов). Параллелизация любых стратиграфических подразделений протерозоя Карелии в пределах мелких тектонических структур и крупных структурно-фациальных зон и Карелии в целом проводится по горизонтам, залегающим в кровле ритмов, как наиболее глубоководных и, следо-

вательно, наиболее выдержанных на площади. В результате уточняются имеющиеся по данному району геологические карты, а на их основе с учетом данных фациальной интерпретации разрезов строятся структурно-фациальные карты и разрезы к ним. Последние являются основой для составления литологических и фациальных профилей. Так выясняется геометрическая форма осадочных тел и характер боковых замещений различных пород, фаций, лито-генетических комплексов и ассоциаций.

На участках, характеризующихся сложной тектонической дислоцированностью пород и пестрым фациальным составом, производилось площадное структурно-литологическое картирование.

Обычно эти участки являются узловыми пунктами многих важных вопросов геологии протерозоя восточной части Балтийского щита, так как здесь наблюдаются резкие повороты структур, несогласия, трактующиеся различно, выпадения из разрезов крупных стратиграфических единиц и т. д. Выяснение причин, обусловивших эти явления, требует площадных наблюдений, предполагающих прежде всего объективную оценку деталей тектонической структуры участка. Это невозможно без тщательного литологического изучения разрезов. Поэтому картирование таких участков ведется путем маршрутных пересечений пород вкрест их простирания с посылным структурно-литологическим описанием, которое ведется так же, как и при описании отдельных разрезов на слабо дислоцированных участках. По каждому маршруту строится план обнажения и структурно-литологический разрез, на базе которых составляются литолого-стратиграфическая и фациальная колонки. Одновременно строится структурно-фациальная карта и детальные фациальные профили, которые наращиваются по мере накопления материала.

Таким образом, площадная структурно-литологическая съемка сводится к структурно-литологическому изучению разрезов, расстояние между которыми не превышает 500—1000 м, чаще 200—250 м. Расстояние между разрезами в пределах структур с простым тектоническим и фациальным строением может достигать 10 км, а в отдельных случаях — 20 км. Имеются в виду полные разрезы, охватывающие весь комплекс протерозойских образований от фундамента до его неденудированных верхов.

Каждый разрез составляется обычно на основании наблюдений в полосе шириной от сотен метров до 2—3 км. Такими же цифрами измеряются расстояния между участками, покрытыми детальной структурно-литологической съемкой.

На основании структурно-фациальной карты и разрезов составляется сводная стратиграфо-фациальная колонка. В случае резкого изменения мощностей и первичного выклинивания крупных стратиграфических подразделений составляется несколько таких колонок в зависимости от типов разрезов. Затем колонка сопоставляется с соседними и входит в состав единого местного фациального профиля, построенного на основании ряда таких колонок с учетом прослеживания пород по простиранию (см. рис. 2).

Площадная структурно-литологическая съемка может быть использована и для выяснения характера латерального сочленения различных генетических комплексов пород, а также для плохо обнаженных участков с тем, чтобы охватить литологическими исследованиями все имеющиеся на площади обнажения и, таким образом, получить данные для составления единой относительно полной стратиграфо-фациальной колонки.

В условиях Карелии материалы, нужные для генетических построений, можно получить только в результате изучения полных разрезов осадочно-эффузивных серий (от подошвы до кровли). Исследования разрозненных обнажений и отрывочные наблюдения над слоистостью и другими текстурами материала для фациальных реконструкций не дают. В естественных обнажениях, как правило, вследствие их замшелости не удается наблюдать большинство весьма важных генетических признаков.

Поэтому каждое обнажение, прежде чем приступить к его литологическому описанию, должно быть тщательно очищено, а в необходимых случаях — промыто. Особенно удобны для этих целей свежие поверхности каменных массивов, которые предварительно следует расчищать от мха. В них с исключительной наглядностью проявляются тончайшие литологические особенности.

Собранный полевой литологический материал в дальнейшем подвергается тщательной камеральной обработке. В шлифах изучается петрографический состав породообразующих минералов (обломочных и новообразованных), в каждом отдельном случае проводится тщательное изучение взаимоотношений различных генераций минералов со сланцеватостью и между собой с целью установления стадии образования минеральных комплексов, изучаются состав и типы цементации, размер и окатанность обломочных зерен; определяются типы структур и делается вывод о стадиях породообразования (Пустовалов, 1940; Копелиович, 1960; Косовская и Шутов, 1962).

Соотношения обломочных минералов и цемента, а также соотношения различных фракций и состав фрагментов в обломочных породах определяются в процентах путем подсчета на столике Андина (100—150 зерен) или визуально (при помощи сравнения с трафаретом). Полученные данные наносятся в соответствующие графы на литодиаграмме. Для каждой из этих величин удобно определять коэффициенты. В тех случаях, когда порода слабо метаморфизована и обломочные зерна сохраняют свою первоначальную форму, определяется коэффициент окатанности (путем сравнения с трафаретом (Хабаков, 1962)).

Данные, полученные в результате такого изучения шлифов, являются важным дополнительным критерием для стратификации и стратиграфической параллелизации толщ. Особенно важными показателями, имеющими корреляционное значение, являются соотношения между фрагментами кварца и полевого шпата (коэффициент мономинеральности, Казаринов, 1962 г.) и карбонатность (с обязательным учетом возможных вторичных преобразований вещества).

С целью определения типов тектонитов часть шлифов, специально отобранных для этих целей, подвергается микроструктурному анализу.

Вещественный состав аксессуарных минералов определяется путем анализа протолочек шлихо-минеральных проб весом по 10—15 кг. В них определяются следующие данные: 1) процент выхода тяжелой фракции; 2) состав аксессуарных минералов в весовых процентах с детальной характеристикой каждого компонента; 3) размер, форма и окатанность зерен каждого минерала в отдельности. Эти данные также наносятся на литодиаграмму, а в случае, когда имеется достаточное количество фактических данных, строятся погоризонтные минеральные схемы и продольные профили.

Спектральный анализ проводится с целью исследования содержания малых элементов в протерозойских породах и поведения по разрезу, на площади и в различных фациальных и генетических типах отложений. Спектрохимически решаются две основные задачи: 1) выделение парагенетических комплексов элементов для стратификации и корреляционных целей; 2) выяснение общих черт геохимической обстановки осадконакопления. Применяется полуколичественный спектральный анализ проб, отобранных точечным или площадным методом в зависимости от литологического состава толщ.

Результаты спектрального анализа в соответствии с поставленными задачами обрабатываются двумя способами. Первый способ заключается в установлении количественного распределения каждого элемента по разрезу снизу вверх, а также поведения в этом направлении пар элементов, близких по своим химическим свойствам, но отличающихся миграцион-

ной способностью (Катченков, 1955, 1961; Бгатов и Казаринов, 1962; Алькушина, Конторович, 1962).

Как показывает опыт исследований протерозойских осадочных пород, корреляционное значение этих показателей в условиях различно метаморфизованных толщ как Карелии, так и Кольского полуострова весьма велико. Особенно важно для этих целей поведение величин $U : Ni$, $V : Cr$, $Mn : Ni$, $Cr : Ni$, $Ni : Co$, $Ca : Mg$, $Fe : Ti$ и др. По коэффициентам соотношений пар элементов можно безошибочно отбивать границы серий, свит, а в отдельных случаях возможно и более мелкое подразделение. Существенно, что характер графиков этих величин для одновозрастных горизонтов, судя по предварительным данным по Карелии, сохраняется на

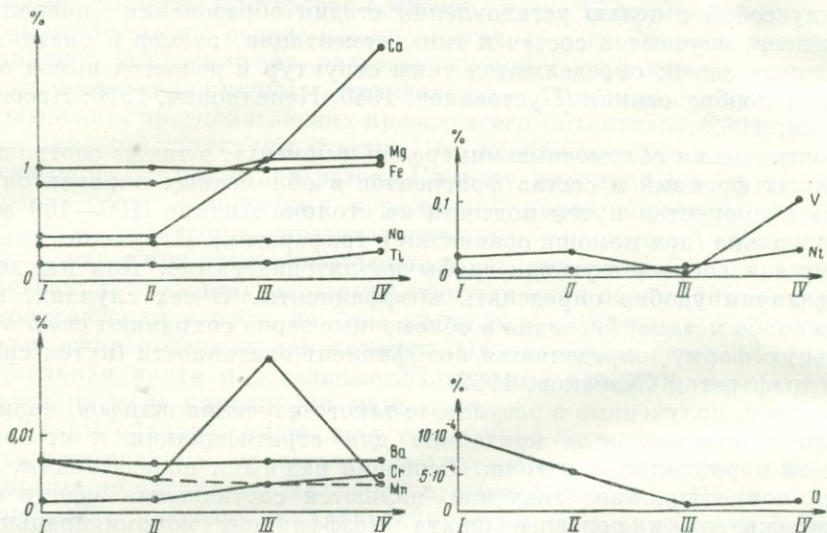


Рис. 2. Графики распределения химических элементов в ряду конгломераты — аргиллиты. Дельтовая фация, средняя подсвита осадочной свиты среднеятулийской серии оз. Маймярви (составили В. А. Суханов и В. З. Негруца, 1961 г.)

I — кварцевые конгломераты; II — гравелиты; III — кварцито-песчаники; IV — алевролиты, аргиллиты

большие расстояния, независимо от степени метаморфизма и дислоцированности толщ. Поэтому естественно предполагать, что эти величины, как независимые от фациальной обстановки осадконакопления, будут иметь большое значение при корреляции далеко отстоящих друг от друга разрезов протерозойских образований.

С целью выяснения механизма, контролирующего распределение элементов на площади, применяется метод фациальной обработки данных, предложенный Н. М. Страховым (1957).

Спектральные пробы группируются по стратиграфическим горизонтам, в пределах которых выделяются фации. Затем в каждой фации выделяются типы пород и по каждому из них определяется медианное содержание того или иного элемента, которое наносится на соответствующий график (рис. 2). Предварительный анализ большого количества графиков, составленных для различно метаморфизованных пород, образовавшихся в различных фациальных обстановках, позволяет предположить, что характер распределения химических элементов в протерозойских породах не отличается от характера распределения подобных элементов в аналогичных фациях более молодых метаморфизованных отложений, т. е. распределение большинства химических элементов в пределах литологических типов метаморфизованных пород (до амфиболитовой фации включительно) является первичным и обусловлено геохимическими

особенностями протерозойского осадконакопления и составом областей сноса.

Дальнейший этап работы сводится к анализу и сопоставлению данных полевых и лабораторных исследований, обработанных в виде литодиаграмм. Строятся продольные и поперечные литологические, фаціаль-

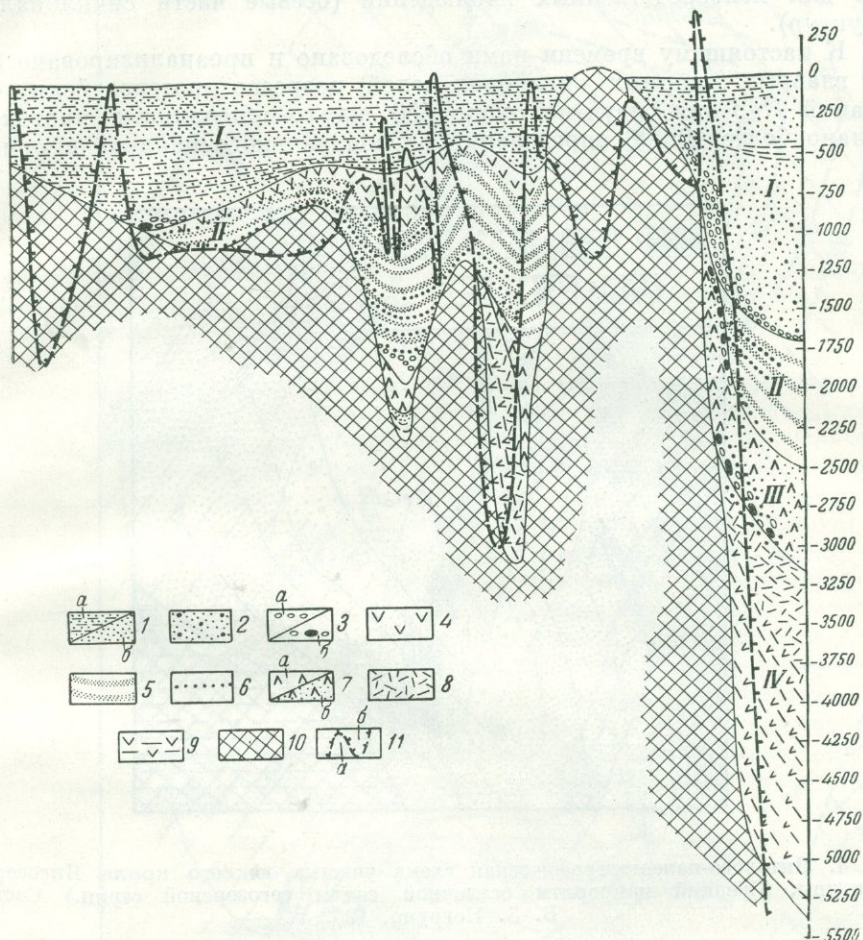


Рис. 3. Палеотектонический разрез Карелии (периода начала суйсарских лавовых излияний). Составил В. З. Негруца, 1962 г.

1а — формация кварцево-серпичитовых, мергелистых и шунгитовых сланцев, водорослевых доломитов и известняка; 1б — формация полевошпатовых, хорошо отсортированных средне- и мелкозернистых кварцито-песчаников; 2 — формация аркозовых, различно отсортированных кварцито-песчаников; 3а — кварцево-гранитные конгломераты; 3б — зеленокаменные конгломераты; 4 — порфирировидная (андезитовая) формация; 5 — формация различно отсортированных мономинеральных кварцитов и кварцито-песчаников, кварцевых конгломератов и метаморфизованных каолиновых глин (серпичитовых сланцев); 6 — кварцевые конгломераты; 7а — наземно-вулканогенная порфирировидная формация; 7б — подводно-вулканогенная спилитовая формация; 8 — сланцево-кератофирровая формация; 9 — смешанная осадочно-вулканогенная формация; 10 — докембрийский фундамент; 11 — линия постпротерозойского размыва (а — уничтожено денудацией; б — сохранилось в современном тектоническом срезе Карелии). *Осадочно-эффузивные серии: I — верхнеятулийская, II — среднеятулийская, III — нижнеятулийская, IV — верхняя донятулийская*

ные и палеотектонические профили, являющиеся основой для построения палеогеологических, литолого-палеогеографических и палеотектонических карт и схем (рис. 1, 3).

Методы составления литолого-палеогеографических, палеотектонических карт и схем для протерозоя Карелии не отличаются от методов составления таких же карт для более молодых образований (Хабаков, 1962), однако с особым вниманием к поправкам на деформации, метаморфизм и преобразования состава пород. При этом большое значение приобретает

выяснение основных закономерностей тектонического развития территории, для которой строятся эти карты, в частности характер влияния унаследованных структур на распределение фаций. Структурно-тектоническое изучение является важным основанием, позволяющим более уверенно воссоздать палеогеографическую картину областей, мало доступных для непосредственных наблюдений (осевые части синклиналильных структур).

К настоящему времени нами обследовано и проанализировано более 500 главных (опорных для наших целей) разрезов протерозойских образований Карелии, изучено около 450 шлихо-минеральных протокочек, сделано более 10 000 определений первоначального наклона и ориенти-

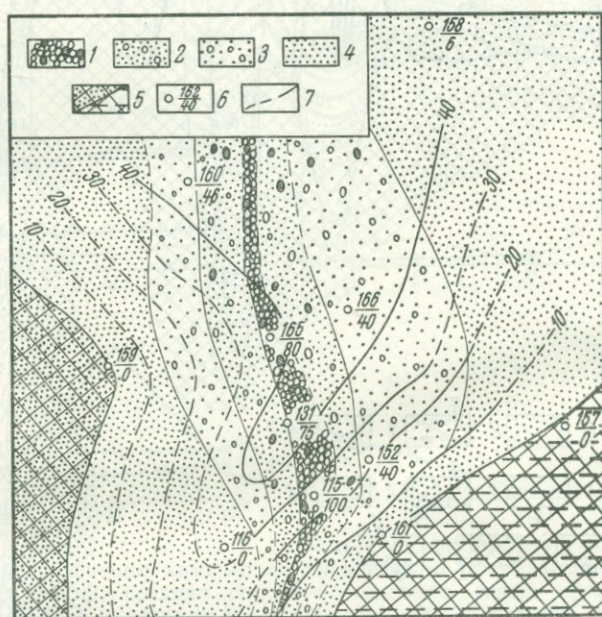


Рис. 4. Литолого-палеогеографическая схема участка южного крыла Янгозерской структуры. (Средний макроритм осадочной свиты сегозерской серии.) Составил В. З. Негруца, 1962 г.

1—4 — аллювиальная долина, заполненная кварцито-песчаниками и конгломератами: 1 — конгломераты (75—100%), 2 — конгломераты (50—75%), 3 — конгломераты (25—50%), 4 — конгломераты (менее 25%); 5 — суша (а — сложенная рыхлыми полевшатовыми песками и галечниками, б — сложенная диагенетически измененными алевролитами, аргиллитами и туффитами); 6 — разрез, его номер (знаменатель) и мощность горизонта; 7 — изолинии мощностей

ровки косої слоистости, валиков ряби, косонаклонных галек в конгломератах, проанализировано на полный спектр элементов около 5000 проб.

Обработка фактического материала по изложенной выше методике позволила впервые для Карелии составить посерийные палеогеографические и палеотектонические карты и схемы для всего протерозоя. Региональные карты составлены на основании местных построений крупномасштабных литолого-палеогеографических схем и детальных фациальных профилей (рис. 4, 5). Всего в настоящее время по Карелии составлено 5 литолого-палеогеографических карт.

Ниже излагаются основные результаты литолого-фациального исследования нескольких характерных горизонтов карелид Карелии.

Составление палеогеографических карт невозможно без выяснения картины распределения разновозрастных осадков, т. е. оно основывается на стратиграфическом сопоставлении разрезов, что в свою очередь корректируется фациально-палеогеографическими сравнениями.

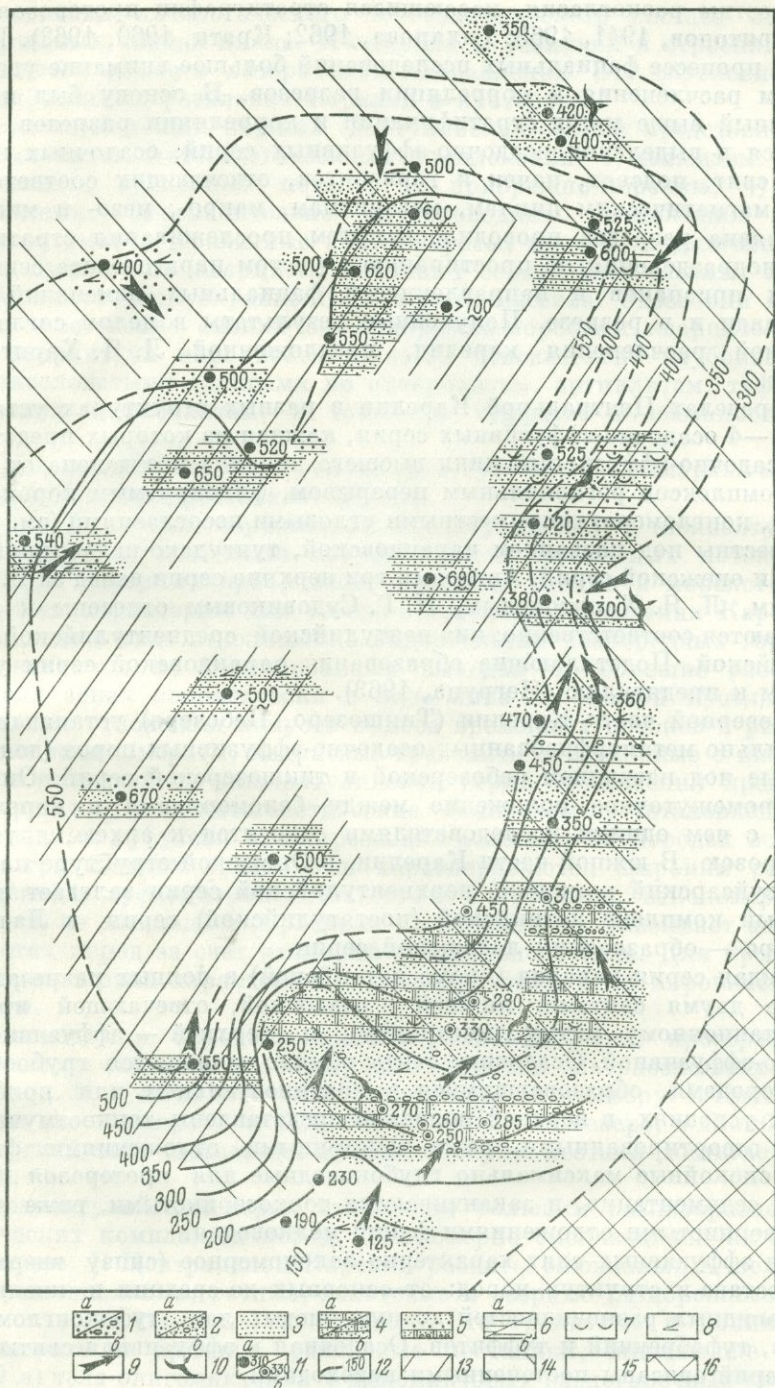


Рис. 5. Литолого-палеогеографическая карта района Янгозеро — Селецкое (верхняя подсвита осадочной свиты среднеятугуйской серии). Составил В. З. Негруца, 1961—1962 гг.

Литологические типы пород: 1а — кварцито-песчаники и кварциты средне- и крупнозернистые, хорошо отсортированные; 1б — то же, содержащие рассеянную гальку кварца и редкие маломощные прослои мелкогалечных кварцевых конгломератов или гравелитов; 2а — разнозернистые различно отсортированные кварцито-песчаники, иногда содержащие прослои глинистых сланцев; 2б — то же, содержащие гальку кварца и редкие тонкие прослои гравелитов и кварцевых конгломератов; 3 — кварцито-песчаники средне- и мелкозернистые, хорошо отсортированные; 4а — разнозернистые карбонатные песчаники; 4б — то же с прослоями кварцевых конгломератов в основании и кровле толщ свиты; 5 — чередование различных типов пород. Слоистость: 6 — горизонтальная (а — тонкая и средняя, б — толстая и очень толстая); 7 — косая типа мелководного волнения; 8 — косая, сходящаяся к низу, пучковидная или выположивающаяся; 9 — направление первоначального наклона косой слоистости потокового типа (каждая стрелка отвечает данным более 50 замеров); 10 — ориентировка гребешков знаков ряби, определенных по данным массовых (более 50) замеров, стрелка указывает направление миграции береговой линии; 11 — местоположение разреза и истинная мощность свиты; 12 — изолинии мощностей; 13 — относительно глубоководная часть озера; 14 — прибрежная мелководная часть озера; 15 — устья рек; 16 — суша

Известны разногласия, касающиеся стратиграфии протерозоя Карелии (Харитонов, 1941, 1963; Гилярова, 1962; Кратц, 1960, 1962). В связи с этим в процессе фациальных исследований большое внимание уделялось вопросам расчленения и корреляции разрезов. В основу был положен изложенный выше метод стратификации и корреляции разрезов, заключающийся в выделении осадочно-эффузивных серий, осадочных и эффузивных свит, подсвит, пачек и горизонтов, отвечающих соответственно тектоно-магматическим циклам, мегаритмам, макро-, мезо- и микроритмам. Увязка разрезов проводилась путем прослеживания стратиграфических подразделений по простиранию с учетом парагенезиса седиментационных признаков и направленности фациальных изменений толщи на площади и в разрезе. Полученные результаты в целом согласуются со схемой расчленения карелид, предложенной Л. Я. Харитоновым в 1963 г.

В пределах Центральной Карелии в разных структурах устанавливается 1—4 осадочно-эффузивных серии, каждая из которых представляет собой осадочно-эффузивный цикл высшего порядка и отделена от вмещающих комплексов региональным перерывом, фиксируемым корой выветривания, конгломератами и местными угловыми несогласиями (см. рис. 4). Они известны под названием парандовской, тунгудско-надвоицкой, сегозерской и онежской серий. Авторами три верхние серии вслед за В. М. Тимофеевым, Л. Я. Харитоновым, Н. Г. Судовиковым отнесены к ятулию и называются соответственно: нижнеятулийской, среднеятулийской и верхнеятулийской. Подстилающие образования парандовской серии условно отнесены к предятулию (Негруца, 1963).

В северной части Карелии (Тикшозеро, Пезозеро) устанавливаются серии сильно метаморфизованных осадочно-эффузивных пород (доятулий), известные под названием пезозерской и тикшозерской серий. Они занимают промежуточное положение между беломоридами и карелидами, в связи с чем одними исследователями относятся к архею, другими — к протерозою. В южной части Карелии, в Онежской структуре на вулканитах (суйсарский комплекс) верхнеятулийской серии залегает песчано-сланцевый комплекс йотнийской (постятулийской) серии, в Ладожской структуре — образования ладожской серии.

Каждая серия карелид (кроме йотнийской) в полных разрезах представлена двумя свитами: нижней — осадочной, отвечающей крупному седиментационному ритму (мегаритму), и верхней — эффузивной или осадочно-эффузивной. Осадочные свиты обычно начинаются грубообломочными породами, образовавшимися в континентальных или прибрежно-морских условиях, в верхней половине представлены тонкоомученными, хорошо отсортированными, реже хомогенными отложениями, фиксирующими спокойные максимально глубоководные для протерозоя Карелии условия седиментации, и заканчиваются тонкозернистыми, реже крупно- и грубозернистыми отложениями фаций мелководья.

Для эффузивных свит характерно закономерное (снизу вверх) изменение состава и структур пород: от основных до средних и кислых и от порфириовидных разновидностей до пузыристых лав, туфоконгломератов, туфолав, туфобрекчий и туффитов. Осадочная и эффузивная свиты в пределах серий связаны постепенными переходами.

Анализ вещественного состава пород показывает, что в полных разрезах в нижней части свит они представлены полиминеральными (полевошпатовыми) разностями, постепенно переходящими в мономинеральные и олигомиктовые кварцево-серицитовые литологические типы. Таким образом, каждая серия соответствует циклу седиментации и вулканизма, трансгрессивная часть которого представлена осадочными породами, а регрессивная — вулканогенными.

Наряду с этими общими чертами сходства серий каждая из них характеризуется своими индивидуальными особенностями, проявляющимися

в своеобразии литологического и геохимического состава осадочных и эффузивных членов цикла. Изменения и различия в строении циклов наблюдаются также в латеральном направлении. Это обусловлено дифференцированным развитием Карелии в протерозое.

Осадочные толщи нижних (доятулийских) серий представлены следующими пятью литогенетическими комплексами: 1) делювием; 2) конусами выноса временных потоков; 3) прибрежно-морским; 4) морским мелководным; 5) сравнительно глубоководным. Отложения делювия и конусов выноса (гранитные конгломераты, аркозы, пудинговые гравелиты и пудинговые кварциты) начинают серии. Они развиты локально по северо-восточной окраине Карельского массива. Здесь они вверх по разрезу постепенно сменяются прибрежно-морскими кварцито-песчаниками, кварцитами или гнейсами, затем относительно глубоководными, ритмичеслоистыми сланцами по алевролитам, аргиллитам, туфам, туффитам или амфиболитам, а также по туффитам и песчанистым мергелям.

В Центральной Карелии эти толщи отсутствуют. Суммарная мощность доятулийских толщ составляет 2500 м.

Среди осадочных образований предятулийской и нижнеятулийской серий выделены отложения конусов выноса временных потоков, рек, отложений обширных прибрежных песчаных равнин и морского мелководья. Они характерны для северо-восточного обрамления Карельского массива, где в виде относительно выдержанных разнородных горизонтов прослеживаются по изолированным выходам на большие расстояния. В других зонах спорадически в виде линз небольшой протяженности встречаются отложения конусов выноса временных потоков и рек (полимиктовые конгломераты, кварцевые гравелиты и связанные с ними кварцевые конгломераты) нижнеятулийской серии. Отложения предятулийской серии и другие литогенетические комплексы не установлены.

Основные эффузивы трансгрессивно залегают на породах осадочных свит и гранитоидах архея. Они характеризуются широким развитием туфобрекчий, туфокогломератов, туфов и туффитов, закономерно чередующихся на площади и в разрезе. Ряд признаков указывает на образование этих пород за счет излияний центрального типа. Для предятулийской серии весьма характерны кислые эффузивы и их пирокластические дериваты.

С основными породами нижнеятулийской серии пространственно и генетически связаны гипабиссальные интрузии ультраосновных и основных пород. Мощность этой серии увеличивается к северу. В Центральной Карелии она варьирует от 0 до 600—1000 м. На севере, в Шомбозерско-Выгозерской зоне суммарная мощность серии местами достигает 1300 м (рис. 6).

Среднеятулийская серия отличается большим разнообразием литогенетических комплексов пород, закономерно сменяющихся на площади и в разрезе. В Центральной Карелии развиты элювиальные, делювиальные, пролювиальные, речные, дельтовые и озерные (прибрежные, мелководные и глубоководные) отложения. Это гранитные и полимиктовые конгломераты и брекчии, различные песчаники, вмещающие мощные (до 400 м) тела олигомиктовых и мономиктовых разногалечных кварцевых конгломератов, реже алевролиты и аргиллиты. В Шомбозерско-Выгозерской зоне среднеятулийская серия сложена преимущественно прибрежно-морскими, морскими мелководными и лагунными фациями (разнозернистые хорошо отсортированные кварцито-песчаники, реже аргиллиты и доломиты). К северу, в Куола-Кукасозерской зоне развиты морские мелководные и глубоководные литогенетические комплексы, представленные кварцитами, различными сланцами и доломитами (рис. 7).

Таким образом, в среднеятулийской серии, как и в нижнеятулийской и верхнедоятулийской, устанавливается смена конти-

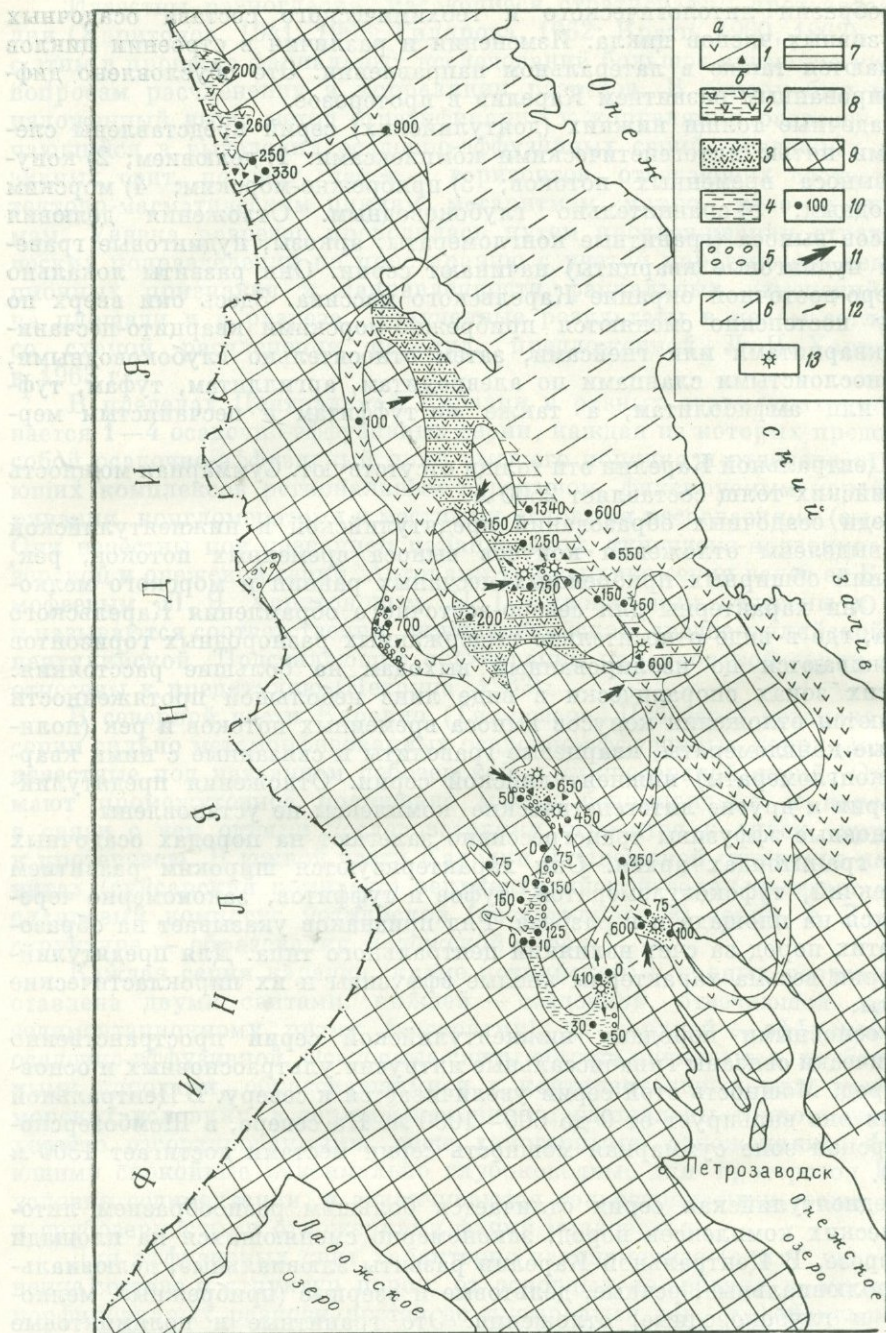


Рис. 6. Литолого-палеогеографическая схема Карелии нижнетулийского времени.
Составил В. З. Негруца, 1962 г.

1а — диабазы, диабазовые порфириты, мандельштейны, шаровые лавы; 1б — туфобрекчи, туфолавы, туфоконгломераты, вариолиты, пузырьстые лавы, туфы, реже мандельштейны и диабазы (в виде линз); 2 — то же, что 1а, с горизонтом сланцев по алеволитам и аргиллитам в основании; 3 — то же, что 1а и 1б, с горизонтом мономинеральных кварцитов и мономиктовых пиратизированных кварцевых конгломератов в основании; 4 — алеволиты, аргиллиты и кварцито-песчаники (с примесью прокластического материала) и туфы (местами наблюдаются маломощные пласты основных эффузивов); 5 — гранитные и полимиктовые конгломераты, составляющие нижнюю часть серии; 6 — относительно глубоководная часть шельфа и участки моря, наиболее удаленные от берега; 7 — мелкая часть шельфа; 8 — мелководные озера и области наземных вулканических излияний; 9 — суша; 10 — местоположение разреза и мощность серий; 11 — направление сноса обломочного материала; 12 — направление течения лавовых потоков; 13 — основные центры вулканических излияний

нентальных отложений морскими в направлении от Центральной Карелии к северу. В этом направлении увеличиваются и мощности серий (см. рис. 3, 7).

Породы эффузивной свиты развиты преимущественно в Центральной Карелии в пределах Чиркокемь-Онежской и Маслозерско-Суоярвинской зон. Их максимальная мощность там достигает 350—400 м. К северу они выклиниваются и в Лехтинской структуре полностью выпадают из разреза. То же, по-видимому, происходит и к югу в направлении к Туломозерской структуре.

В строении осадочной свиты верхнеятулийской серии участвуют дельтовые (различные кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты), прибрежно-морские и морские мелководные (кварцито-песчаники, реже кварцевые конгломераты), лагунные (доломиты, кварцито-песчаники, аргиллиты и алевролиты) и относительно более глубоководные (горизонтальнослоистые кварциты и различные сланцы) литогенетические комплексы пород. Меньшим развитием пользуются отложения временных потоков (полимиктовые конгломераты) и рек (олигомиктовые конгломераты, кварцито-песчаники, алевролиты). Они развиты наиболее полно в Ладожской (Янис-Ярвинская структура), Чиркокемь-Онежской и Шомбозерско-Выгозерской зонах.

В Куола-Кукаозерской зоне эта свита представлена главным образом пролювиальными и прибрежно-морскими полимиктовыми конгломератами и аркозами, а также мелководно-морскими сланцами, выше которых залегают эффузивы с линзами доломитов (Богданов и Воинов, 1962). Мощность пород свиты наиболее значительна в Ладожской, Онежской и Лехтинской синклинорных структурах, т. е. по окраинным частям Карельского массива.

Образования ладожской серии по генетическим признакам относятся к морской литогенетической ассоциации, представляя собой отложения узкого флишoidalного прогиба (Демидов, Кратц, 1958).

Иотнийские осадки, по Л. П. Галдобиной (1958) и Б. Н. Шустову (устное сообщение), отлагались в условиях крайнего мелководья в областях низменной суши. Широко развиты среди них также аллювиально-дельтовые образования. Для этой серии характерны огрубление разреза кверху и постепенная смена снизу вверх морской литогенетической ассоциации континентальной.

Согласно К. О. Кратцу (1962), иотнийская серия принадлежит к верхнему протерозою; по представлениям Л. Я. Харитонова (1964), она отвечает среднему протерозою.

Средне- и верхнеятулийская серии по схеме К. О. Кратца относятся к среднему протерозою (Кратц, 1960, 1962), нижние четыре (с ними сопоставляются сортавальская и ладожская серии) — соответственно к нижнему протерозою (докарелию, Гилярова, 1962). Согласно Л. Я. Харитонову (1963), к нижнему протерозою следует относить как доятулийские, так и ятулийские комплексы пород.

Согласно нашим исследованиям, предятулийская и ятулийская серии протерозоя Карелии имеют единый план строения, залегают друг на друге с перерывом, но в целом согласно, и образовались в одних и тех же закономерно развивавшихся впадинах (см. рис. 4).

Систематические наблюдения за направлением течения палеопотоков в различных сериях путем массовых замеров первичных признаков былого течения и анализ фациальных замещений на площади показывают, что снос материала в начале каждой серии происходил с одних и тех же массивов, а отложение — в одних и тех же впадинах на протяжении всего протерозойского времени. При этом области седиментации пульсационно расширялись, области сноса сокращались во времени, вследствие чего нижние толщи оказывались под мощными горизонтами вышележащих пород и размывались незначительно только вблизи тектонических уступов

и на окраинах палеобассейнов. Анализ вещественного состава осадочных пород подтверждает этот вывод.

Основными породообразующими минералами терригенных осадков всех серий являются кварц и полевой шпат. Вещественный состав акцессориев типичен для архейских гранитов (циркон, монацит, гранат, эпидот, апатит). Обломки протерозойских пород присутствуют только в конгломератах, залегающих на границах серий, причем это те разновидности, которые заканчивают нижележащую серию. Небольшая мощность этих конгломератов, незначительная протяженность и генезис показывают, что они образовались за счет местного размыва горизонтов, имеющих мощность до нескольких десятков метров. Это, по нашему мнению, указывает на то, что в протерозое Карелии крупных размывов и перестройки тектонического плана не было. Такое заключение делает сомнительными, требующими повторной проверки прежние представления о крупном диастрофизме и глубокой денудации огромных горных сооружений с выводом на дневную поверхность гранитов, внедренных в середине карелия, и образованием на них горизонта коры выветривания.

Анализ литолого-палеогеографических карт (см. рис. 4, 5, 6, 7) позволяет представить следующую палеогеографическую и палеотектоническую последовательность развития Карелии в протерозое.

На протяжении доятулийского и нижнеятулийского времени большая часть Карелии представляла собой пенецелизированную приподнятую глыбу, которая омывалась с северо-востока обширным мелководным морем (см. рис. 6). Море временами наступало довольно далеко на юго-юго-запад, образуя заливы (по зонам межглыбовых расколов). Осадконакопление на протяжении этого времени три раза прерывалось мощными параксизмами вулканизма. Крупные порции лав изливались на осадочные породы. Они заполняли межглыбовые прогибы и частично охватывали краевые части суши. В результате к концу нижнеятулийского времени образовался характерный вулканический рельеф. Его денудация привела к образованию линейно вытянутых линз конгломератов (типа косозерских), состоящих преимущественно из галек и глыб излившихся пород нижнеятулийской серии. Образование этих конгломератов уже наметило затухание вулканизма. Оно происходило в условиях интенсивных подвижек и эруптивной деятельности вулканов, о чем свидетельствуют туфобрекчии, туфоконгломераты с лапиллями и нентунические дайки. Характерно, что описываемые конгломераты обнаруживают пространственную связь с конусами нижнеятулийских вулканов (см. рис. 6).

В среднеятулийское время ландшафт Карелии существенно изменился. Вначале усилившиеся тектонические подвижки обусловили сильное дифференцирование территории. Возобновились старые тектонические швы, возникли новые. В результате Центральная Карелия была превращена в серию ромбоидальных глыб. Одни из глыб претерпевали интенсивные поднятия и подвергались усиленному размыву. Другие опускались и превращались в области седиментации. Возникли многочисленные изолированные впадины (Негруца, 1963), куда начали стекать мощные временные потоки. Затем эти впадины были превращены в обширные аллювиальные равнины, на месте которых возникли крупные внутриматериковые озера.

Постепенное затухание поднятий областей сноса и продолжающееся опускание областей седиментации обусловили вовлечение в осадконакопление все новых площадей и обширную трансгрессию. К этому времени Центральная Карелия была занята крупным мелководным, периодически высыхающим морским заливом. Море располагалось на северо-северо-востоке Карелии (см. рис. 7).

Излияние эффузивов в среднеятулийское время приурочено к моменту максимальной трансгрессии. Это время знаменует собой заключительный этап крупного тектоно-магматического цикла. С началом излияний нача-

лась всеобщая регрессия. Последние порции магмы изливались, вероятно, уже на суше. Эффузивная деятельность приурочена к областям максимального погружения среднеятулийских прогибов. Лавовые пространства занимали гораздо меньшие площади, чем непосредственно предшествовавшее этому среднеятулийское осадконакопление. Таким образом, крупные территории суши, образовавшейся к концу среднеятулийского времени, были сложены рыхлыми осадочными породами (песками). Затем они подвергались переработке ветрами, каолиновому выветриванию и промыву.

Начало верхнеятулийского времени знаменуется новой трансгрессией моря, наступавшего с северо-востока и юга. К середине этого времени морем была охвачена большая часть Карелии. На юге оно было относительно глубоководным. В Центральной и Северной Карелии море характеризовалось глубинами, не превышавшими первых десятков метров. Местами оно периодически пересыхало. Вулканическая деятельность в верхнеятулийское время проявилась наиболее интенсивно по периферии Карельского массива в Куола-Кукаозерской, Шомбозерско-Выгозерской и Онежско-Ладожской зонах.

В конце ятулийского времени море отступает на юг и территория Центральной Карелии в дальнейшем, вероятно, развивается как суша.

По южному обрамлению массива в иотнийское время продолжается интенсивное накопление флишoidно-слоистых толщ бессовецкой и, вероятно, ладожской серий. По мере воздымания Карельского массива увеличивается поступление в бассейн грубого терригенного материала. Происходит обмеление морского бассейна и породы, слагающие верхи разреза иотнийской серии (шокшинская свита), накапливаются уже в субконтинентальных условиях.

Необходимо иметь в виду, что для докембрийского времени еще нельзя уверенно сказать, когда и какой бассейн отложения можно признать морем в отличие от обширных пресноводных бассейнов (в современном физико-географическом смысле).

Из изложенного следует, что на протяжении всего протерозойского времени Центральная Карелия представляла собой относительно приподнятый массив, в закономерном развивавшихся впадинах которого накапливались преимущественно континентальные осадочные и эффузивные толщи пород. С северо-северо-востока, а затем и юго-юго-запада массив омывался морями.

Эти выводы совпадают с представлениями Л. Я. Харитонов. Он считал, что в протерозое Карелия представляла собой срединный массив, окруженный с севера и юга геосинклинальными прогибами. Формационный анализ протерозойских пород Карелии, по-видимому, подтверждает это положение или по крайней мере не противоречит ему. Причем по северному обрамлению Карелии геосинклиналь существовала уже к началу ятулийского времени. Она, вероятно, была унаследована от беломорской. Геосинклиналь замкнулась к концу верхнего ятулия. А на юге геосинклинальные условия возникали только к середине верхнеятулийского времени (сортавальская серия) и продолжали существовать в постятулийское время (ладожская серия).

Таким образом, согласно Л. Я. Харитонову (1963), в пределах Карелии нами выделены три структурно-фациальные зоны: Центрально-Карельская, Северо-Карельская и Южно-Карельская.

Центрально-Карельская зона включает структуры с континентальным типом разрезов. Сюда входят Чиркокемская, Елмозерская, Сегозерская, Кумсинская, Большозерская, Маслозерская, Лубосалминская, Янгозерская, Костомукская, Пялозерская, Суоярвинская и Туломозерская структуры. Протерозойские образования этой зоны, представленные преимущественно грубообломочными пролювиально-аллювиально-озерными и частично лагунными отложениями, являются пологоскладчатыми и

подвержены изменениям преимущественно в стадии глубинного эпигенеза и раннего метаморфизма. Молодые граниты здесь развиты незначительно и приурочены к обрамляющим зону глыбам гранитоидов архея. Иногда (вблизи окраинных разломов) в виде маломощных единичных жил они пронизывают нижние части разреза (нижнеятулийской) серии. В этом случае устанавливается повышение степени метаморфизма пород до амфиболитовой фации включительно.

Северо-Карельская и Южно-Карельская зоны характеризуются морским типом разрезом. Причем в пределах этих зон, как было показано выше, устанавливаются полосы сочленения континентального и морского типов отложений (Ватулминская и Янисярвинская полосы).

Северо-Карельская зона включает в себя Куолаярвинскую, Панаярвинскую, Кукаозерскую, Тикшозерскую, Шомбозерскую, Компаковскую, Лехтинскую и Выгозерскую структуры.

К Южно-Карельской зоне относятся Онежская, Прионежская, Янисярвинская и Ладожская структуры.

Протерозойские образования этих зон, представленные преимущественно параллельными и морскими комплексами, подвержены метаморфизму до амфиболитовой фации включительно. Они, как правило, сильно дислоцированы (за исключением структур, непосредственно прилегающих к Центрально-Карельской зоне), местами имеют опрокинутое залегание и частично прорваны гранитами или подвержены натрий-калиевому метасоматозу.

Степень метаморфизма и складчатости увеличивается в направлении увеличения суммарной мощности пород, а вместе с этим интенсивнее проявляется гранитизация. Характерно, что это происходит в направлении смены континентальных фаций морскими; другими словами, метаморфизм, гранитизация и степень складчатости, будучи генетически связанными между собой, обнаруживают в то же время ясно выраженную зависимость от палеотектонических условий седиментации.

Таким образом, данные структурно-фациального изучения карелид показывают, что метаморфизм, степень дислоцированности и взаимоотношения толщ с гранитами в условиях Карелии в разных структурно-фациальных зонах проявляются по-разному и не имеют корреляционного значения. Эти данные показывают также ошибочность корреляции разрезов по однотипным тектоническим формациям, так как такие формации в различных зонах образуются в разное время и обнаруживают фациальные замещения на площади. Это положение было обосновано в свое время Н. С. Шатским (1960).

При характеристике протерозойского седиментогенеза и определении его типа необходимо учитывать тесную взаимосвязь осадконакопления и вулканизма. Выше было отмечено, что осадочные свиты, составляющие нижнюю часть осадочно-эффузивных серий, представляют собой крупные неполные седиментационные ритмы и фиксируют трансгрессивную часть цикла. Его регрессивной половине соответствуют эффузивы. Это позволяет отнести протерозойский седиментогенез Карелии в целом к эффузивно-осадочному типу (Страхов, 1949, 1957, 1962₁).

Для суждения о климате важное значение имеет изучение кор выветривания. В Карелии кора выветривания каолинового типа была установлена давно и описана многими исследователями (П. Эскола, 1918 г., 1925 г.; Метцгер, 1924; Харитонов, 1941). Предполагалось наличие единого горизонта коры выветривания в основании ятулия, что позволило придавать ей корреляционное значение. Нашими исследованиями установлено, что горизонты метаморфизованной коры выветривания каолинового типа имеются на различных стратиграфических уровнях, начиная с основания предятулийской серии (Негруца, 1963). Это указывает на то, что условия для образования каолиновой коры выветривания в Карелии существовали на протяжении всего протерозойского времени. Известно,

что эти условия развиваются в жарком и влажном климате при подходящих ситуациях и стадиях развития рельефа. В пользу вывода о жарком и влажном климате в протерозое, по-видимому, указывают также углестые (шунгитовые) сланцы, образовавшиеся в результате жизнедеятельности простейших организмов, горизонты доломитов со строматолитами, широкое развитие мономиктовых кварцевых конгломератов и мономинеральных кварцито-песчаников и текстуры этих пород.

В этой связи необходимо сказать несколько слов о валунных конгломератах, относимых к сариолию. Принято считать, что они являются по своему происхождению древними тиллитами. Такой вывод делался на основании их внешнего сходства с моренными отложениями. Детальное изучение строения разрезов этих конгломератов, формы галек и валунов, геометрической формы слагаемых ими осадочных тел, взаимоотношения с вмещающими породами не позволяют отнести их к тиллитам.

Для описываемых конгломератов характерны отчетливая ритмичная слоистость, линзовидная форма осадочных тел, пилообразное соприкосновение с подстилающими породами, косая слоистость типа потоков, хорошая окатанность галек иногда с метаморфизованной коркой выветривания. Все это не согласуется с предположением об их ледниковом происхождении и, по мнению А. В. Хабакова (устное сообщение), вероятнее всего указывает на образование конгломератов в результате действия мощных временных потоков и оползания по крутым склонам, подготовленных выветриванием гранитов с матрацевидной отдельностью. Анализ площадного распространения описываемых конгломератов указывает на их приуроченность к крупным тектоническим уступам, возникшим к началу тектонических циклов. Вместе с тем установлена разнотипность состава и приуроченность конгломератов сариолийского типа к различным стратиграфическим уровням.

Следовательно, судить о существовании в протерозое Карелии эпох оледенения только по характеру горизонтов сариолийских конгломератов пока нет никаких оснований.

Мы должны обратить внимание на отсутствие всестороннего литолого-петрографического исследования выходов конгломератов сариолийского типа согласно требованиям современной методики. Поскольку ледниковые периоды являются весьма кратковременными по сравнению с внеледниковыми нормальными этапами истории Земли, потребуется тщательное дальнейшее исследование для обоснования этого негативного положения.

Изучение распределения элементов в ряду конгломераты — кварцито-песчаники (кварциты) — алевролиты (сланцы) — аргиллиты (филлиты) показало, что характер кривых закономерно изменяется в сторону отчетливого упорядочения по мере движения от делювиальных фаций к прибрежно-морским и от полиминеральных и олигомиктовых пород к мономинеральным. Причем такое изменение характерно как для пород, метаморфизованных в начальной стадии зеленокаменной фации (оз. Сегозеро), так и для пород, подверженных метаморфизму в амфиболитовой фации (южный берег оз. Шомбозера), т. е. кривые распределения элементов, полученные для пород, образовавшихся в сходных фациальных условиях, но метаморфизованных в разной степени, совершенно тождественны. Более того, эти кривые довольно сходны с кривыми распределения, полученными Н. М. Страховым для соответствующих фаций неметаморфизованных верхнепалеозойских пород. Это позволяет высказать предположение, что метаморфизм (до амфиболитовой стадии включительно), преобразуя породу минерально и зачастую полностью затушевывая ее первичную седиментационную структуру, не приводит к изменению ее валового химического состава. Это означает, что химический состав может быть с успехом применен для установления генезиса метаморфизованных пород и определения условий их образования. Более того,

по характеру кривых можно судить об интенсивности химического выветривания на водосборных площадях, так как чем интенсивнее было проявлено химическое выветривание на континенте, тем упорядоченнее кривые распределения элементов, которые важны для выделения фаз (импульсов) тектогенеза.

Таким образом, на материале изучения докембрийских комплексов Карелии устанавливается большая действенность фациального метода при выяснении палеогеографии и палеотектоники метаморфических пород. Такой подход к метаморфическим породам позволяет провести обоснованное сопоставление разрезов, произвести детальную стратификацию различно метаморфизованных комплексов и погоризонтную их параллелизацию, что является совершенно необходимым при любых геологических построениях, тем более палеогеографических и палеотектонических.

Особенно важным является выделение общих для значительной территории фаз тектогенеза, проводимых по парагенетическим признакам (важнейшими среди которых являются последовательная смена генетических комплексов пород на площади и во времени, ритмичность и цикличность).

Потребуется особое внимание к явлениям последующих преобразований состава отложений. В этом отношении на территории Балтийского щита сделано еще мало. Эти данные, применяемые в комплексе с методами петрологического изучения метаморфических пород, позволяют расчлениать историю седиментации и делать обоснованные выводы о последовательности тектонического развития рассматриваемых весьма древних бассейнов, о стадийности формирования пород, поведении вещества в метаморфическом процессе и т. д. Все это в конечном счете может способствовать успешному проведению поисков различных полезных ископаемых и повышению эффективности поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

Акульшина Е. П., Конторович А. Э. Малые элементы в палеозойских породах района р. Курейки. В кн. «Осадочные серии палеозоя Сибири». Тр. СНИИГГИМС, вып. 16, 1962.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость как генетический признак осадочных пород. Докл. сов. геол. к VI междунар. конгрессу по седиментологии. Госгеолтехиздат, 1960.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та, вып. 59. Изд. АН СССР, 1962.

Бгатов В. И., Казаринов В. П. Литолого-формационный анализ осадочных толщ. Учен. зап. СНИИГГИМС, 1962.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. Новые данные по стратиграфии Северо-Карельской зоны протерозоя. Вестн. ЛГУ, № 24, сер. геол., вып. 9, 1962.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. О конгломератах протерозоя Северной Карелии. Изв. Выш. учебн. завед. Геол. и разв., № 6, 1964.

Воинов А. С. Геология и метаморфизм Северо-Карельской зоны протерозоя. Автореферат дисс. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук, 1964.

Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. Изд. иностр. лит., 1959.

Галдобина Л. П. Иотнийские образования района Прионежья Карельской АССР. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 5, 1958.

Гильрова М. А. О некоторых спорных проблемах геологии докембрия Карелии. Вестн. ЛГУ, № 24, сер. геол. и геогр., вып. 4, 1962.

Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах. Сб.: «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.

Давыдова Г. Н., Гольдштейн Ц. Л., Каминская Л. С. О генетическом подходе к выяснению палеогеографии на примере Буринского угольного бассейна. Докл. сов. геол. к VI Междунар. конгрессу по седиментологии. Госгеолтехиздат, 1960.

Демидов Н. Ф. и Кратц К. О. О ритмичной слоистости ладожской сланцевой толщи в Юго-Западной Карелии. Изд. Карельского и Кольского фил. АН СССР, № 5, 1958.

Катченков С. М. Новый метод корреляции осадочных толщ по данным спектрального анализа. Новости нефт. техники. Нефтепромысловое дело, вып. 3, 1955.

Катченков С. М. Методика составления геохимических карт по данным спектрального анализа. Новости нефт. техники. Нефтепромысловое дело, вып. 4, 1955.

Катченков С. М. К характеристике условий осадконакопления по рассеянным химическим элементам. Тр. Всесоюзн. нефт. научно-исслед. геологоразвед. ин-та, вып. 174. Геохим. сборник, № 7, 1961.

Кайряк А. И. Бесоведская свита — новая осадочная толща в протерозое Южной Карелии. Мат. по геол. Карелии. Тр. Карел. фил. АН СССР, вып. XXVI, 1961.

Кратц К. О. и Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. Междунардн. геолог. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол., вып. «Стратиграфия и корреляция докембрия», 1960.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, 1962.

Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и осадочно-эффузивных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1960.

Косовская А. Г., Шуров В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород. В кн.: «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». Изд. АН СССР, 1962.

Казаринов В. П. Осадочные серии и тектонические фазы палеозоя Сибири. В кн.: «Осадочные серии палеозоя Сибири». Тр. СНИИГТИМС, вып. 16. Гостоптехиздат, 1962.

Крашенинников Г. Ф. Фации, генетические типы и формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1962.

Крашенинников Г. Ф. Методика палеогеографических исследований на основе фациального анализа. Докл. сов. геол. к VI Междунардн. конгр. по седиментологии, 1960.

Кухаренко А. А. Ориентировка обломков в отложениях потоков. Уч. зап. Лен. гос. ун-та, № 159, 1953.

Лобанов И. Н. Ятулийские кварцевые конгломераты Карелии и их происхождение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1962.

Лобанов И. Н. Слоистые текстуры в ятулийских кварцитах Карелии. Изв. Выш. учебн. завед. Геол. и разв., № 2, 1962.

Лобанов И. Н. Протерозойские валуно-галечные конгломераты р. Кумсы в Карелии. Изв. Выш. учебн. завед. Геол. и разв., № 11, 1963.

Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 65, 1962.

Негруда В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. Сов. геол., № 7, 1963.

Негруда В. З. Литология, генетические типы и полезные ископаемые гиперборейских образований п-овов Среднего и Рыбачьего. Тезисы докладов первого рабочего совещания по литологии докембрийских метаморфических толщ, 1963.

Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии. Мат. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, № 1, 1957.

Подканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского п-ова и Карелии или наиболее восточной части Фенно-Скандинавского кристаллического щита. Тр. XVII сесс. Междунардн. конгр. СССР, № 2.

Подканов А. А. Геология Карелии и Кольского п-ова. Сов. геол. за 30 лет — 1917—1947, вып. 28.

Подканов А. А. и Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита. Тр. Лабор. геолог. докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I—III. Гостоптехиздат, 1940.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1953.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1959.

Сацук Ю. И. Верхнекарельские карбонатные породы района Чирка-Кемь. Мат. по геол. Карелии. Петрозаводск, 1960.

Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. Стратиграфия и корреляция докембрия. XXI сессия МКГ. Изд. АН СССР, 1960.

Сидоренко А. В. Эоловая косая слоистость и ее палеогеографическое значение. Изв. Туркм. фил. АН СССР, № 4, 1950.

Сидоренко А. В. К вопросу о связи минералогического и механического состава песков. Докл. АН СССР, № 5, 1955.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд. АН СССР, 1961.

Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. Сов. геол., № 4, 1963.

Соколов В. А. О циклическом строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя в Южной Карелии. Тр. Карельского филиала АН СССР, вып. 26, 1960.

Соколов В. А. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАСССР. Тр. Карельского фил. АН СССР, вып. 1958.

Соколов В. А. К геологии и палеогеографии ятулия Карелии. В кн.: «Геология докембрия». Докл. сов. геол. XXII сессия, пробл. 10. Изд. «Недра», 1964.

Сладкевич П. С., Соколов В. А., Бутин Р. В. Протерозойские водорослевые биогермы на Южном Оленьем о-ве (Онежское озеро). Докл. АН СССР, 134, № 2, 1960.

Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозеро. Матер. по геол. Карелии, Петрозаводск, 1960.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1949.

Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1962.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, III. Изв. АН СССР, 1962.

Страхов Н. М. Методы изучения осадочных пород. Гостоптехиздат, 1957.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.

Страхов Н. М. К вопросу о значении вулканического процесса в осадочном породообразовании. Сов. геол., № 9, 1962.

Тимченко И. П. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центральной и Южной Карелии. Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 122 (№ 37), 1950.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. 1, 1935.

Хабаров А. В. Об основных вопросах методики составления палеогеографических карт. Матер. по палеогеографии и литологии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 72, 1962.

Хабаров А. В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. Госгеолразведиздат, 1933.

Хабаров А. В. Об индексах окатанности галечников. Сов. геол., сб. 10, 1946.

Хабаров А. В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования. Природа, № 4, 1951.

Хабаров А. В. Наблюдения в областях развития осадочных пород. Методическое руководство по геологической съемке и поискам, гл. IV. Госгеолтехиздат, 1954.

Хабаров А. В. (научный редактор). Атлас текстур и структур осадочных горных пород. ч. I. Обломочные и глинистые породы. Госгеолтехиздат, 1962.

Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. Госгеолтехиздат, 1941.

Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид. Сов. геол., № 4, 1963.

Чернов В. М. Некоторые геологические факты о составе атмосферы в протерозое Карелии. Матер. по геол. Карелии, Петрозаводск, 1960.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1960.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
От главного редактора	3
<i>К. О. Кратц, В. И. Робонен, В. А. Соколов, В. М. Чернов.</i> Литологические методы в изучении докембрия Карелии	5
<i>В. К. Головенко.</i> Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и древних россыпей	17
<i>А. А. Савельев.</i> Опыт палеогеографических реконструкций на основе изучения отложений дербинской свиты нижнего протерозоя Восточного Саяна	33
<i>М. А. Гилярова.</i> Опыт изучения древних эффузивов и пирокластов	41
<i>Л. П. Галдобина, Е. М. Михайлюк.</i> Литология иотнийских образований Онежской синеклизы	54
<i>А. В. Копелиович, И. М. Симанович.</i> Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья	61
<i>В. З. Негруца.</i> Опыт фациального изучения кварцевых конгломератов Карелии	80
<i>М. Дессила-Кодарча.</i> Некоторые вопросы стратиграфии и литологии кристаллических массивов центральной части Южных Карпат	98
<i>В. М. Чернов.</i> Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии	103
<i>П. М. Горяинов.</i> Железисто-кремнистая формация Приимандровского района. Вопросы литологии и генезиса	116
<i>С. Н. Суслова.</i> К вопросу о литологии туфогенно-осадочных толщ печенгской серии на Кольском полуострове	131
<i>Д. Д. Мирская.</i> О некоторых условиях формирования древних вулканогенных толщ на примере изучения печенгской серии	150
<i>Н. И. Пинаева.</i> Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса пород района Парадovo (Центральная Карелия)	161
<i>В. А. Соколов, К. И. Хейсканен.</i> Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии	176
<i>Ю. И. Лазарев.</i> Методы структурного анализа в литологических исследованиях	186
<i>В. С. Смирнова.</i> Состав вмещающих пород и их влияние на процессы слюдообразования в гранитных негматитах беломорского комплекса архея	195
<i>В. М. Чайка.</i> Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов	200
<i>А. Г. Вологдин.</i> Палеонтологический метод в изучении докембрия	216
<i>И. Н. Крылов.</i> Значение строматолитов для стратиграфии докембрия	223
<i>В. Д. Мац, О. П. Егорова.</i> К литологии и стратиграфии песчано-конгломератовой толщ р. Чай	232
<i>А. Е. Мирошников, Э. И. Мусатова.</i> Рутилиты — рutilовые сланцы докембрия и проблема рутила в метаморфических сериях	238
<i>Б. Джолдошев.</i> Позднедокембрийские осадочно-метаморфические железные руды хребта Джетым-Тоо (Тянь-Шань)	241
<i>В. Г. Королев, Б. Джолдошев, В. В. Киселев, Р. Максумова.</i> К литологии осадочных и осадочно-вулканогенных толщ верхнего докембрия геосинклиналей Тянь-Шаня	244
<i>Л. П. Галдобина, Ю. И. Сацук, А. В. Рылеев, К. И. Хейсканен.</i> К методике замеров косои слоистости дислоцированных толщ при полевых наблюдениях	248
<i>М. М. Стенарь.</i> О докембрийских метаморфизованных вулканических образованиях района Большозера (Западная Карелия)	250
<i>Л. П. Безденежных, Т. Ф. Негруца, В. З. Негруца.</i> К методике фациального изучения осадочно-метаморфических толщ Карелии и Кольского полуострова	253

15353

ИЗДАНИЕ 1966