

А. А. Кременецкий, Л. Н. Овчинников

Геохимия глубинных пород

«Наука»



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

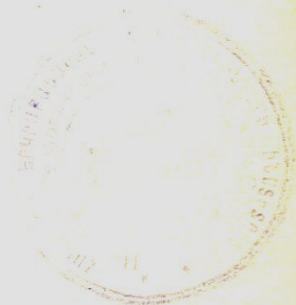
А.А.Кременецкий, Л.Н.Овчинников

Геохимия глубинных пород

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Л.С.БОРОДИН



МОСКВА "НАУКА"
1986



4605

Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород.
М.: Наука, 1986 г.

На основании петролого-геохимического и петрофизического изучения разрезов глубоких и сверхглубоких скважин разработаны модели строения и развития протерозойских рифтогенных структур и глубинных зон архейской коры. Охарактеризован механизм глубинного разуплотнения пород, объясняющий природу сейсмических неоднородностей, гидротермально-метаморфогенного рудообразования и формирования чешуйчато-надвиговых структур. Рассчитаны состав протокры континентов и модель теплогенерации северо-восточной части Балтийского щита. Предложены оригинальные методы геохимической корреляции слепых рудных тел и структурно-геохимического анализа формирования и прогнозирования редкометальных окологематитовых метасоматитов.

Ил. 80. Табл. 46. Библиогр. 119 назв.

Рецензенты:

доктор геол.-минерал. наук *В.С.Попов*

канд. геол.-минерал. наук *Н.К.Дмитренко*

ВВЕДЕНИЕ

Глубинные породы — это образования, слагающие глубинные зоны континентальной коры и в большинстве случаев недоступные для непосредственного наблюдения и изучения. В пределах древних щитов они, правда, выходят на дневную поверхность, но, во-первых, площадь этих выходов сравнительно невелика, а во-вторых, они здесь залегают в $P-T$ условиях, отличных от тех, которые господствуют на глубинах 20–40 км. По указанным причинам данные о химическом и минеральном составе глубинных зон континентальной коры неполны, порой противоречивы, так как эти сведения являются результатом *интерпретации* геофизических данных (магнитность, плотность, скоростные свойства и т.д.). Но даже если глубинные породы доступны для изучения, их первичная природа расшифровывается с большим трудом из-за неоднократного метаморфизма и наложенных метасоматических процессов.

Вместе с тем вопрос о первичном составе и происхождении глубинных пород, об их петрофизических свойствах в условиях нижней части коры является одним из узловых в петрологии и металлогении.

Так, до сих пор во многих случаях остается невыясненной природа геофизических границ; не всегда ясно, обусловлено ли изменение скоростных свойств по разрезу континентальной коры изменением химического состава пород или фазовыми переходами; наконец, остается дискуссионным вопрос об исходном составе протокоры и о том, насколько ее современные состав и состояние отличаются от первоначального (т.е. насколько изохимичны или аллохимичны процессы ее метаморфического преобразования).

Именно поэтому, несмотря на значительные достижения в геологии и геофизике, достигнутые за последнее десятилетие при изучении океанической коры, островных дуг и активных окраин континентов, многие проблемы континентальной геологии остаются до сих пор нерешенными. Одной из таких проблем является проблема строения, состава и эволюции глубинных зон докембрийской коры, занимающей значительный объем континентов. Развитые на поверхности щитов гнейсо-гранулитовые (в том числе "серогнейсовые") и гранит-зеленокаменные комплексы в последние годы привлекают особое внимание. В фундаментальных трудах советских и зарубежных ученых подробно освещен широкий круг вопросов региональной и структурной геологии, тектоники, геохимии, геохронологии и металлогении указанных выше комплексов, однако эти же работы наглядно демонстрируют и противоречивость петрологических моделей образования и раз-

вития глубинных пород в докембрии. До сих пор не решена проблема применимости основных положений концепции тектоники плит для объяснения эволюции главнейших структур архейской континентальной коры.

Твердо установленным следует считать лишь то, что древнейшие глубинные образования, слагающие поверхность древних щитов всех континентов, представлены гнейсо-гранулитовыми комплексами близкого состава и строения. Согласно сейсмическим данным, мощность коры под гнейсо-гранулитовыми комплексами варьирует от 30 до 45 км, а скорость упругих волн скачкообразно нарастает с глубиной. Под высокоскоростным экраном зеленокаменных поясов на глубине 5–15 км нередко фиксируются протяженные зоны пониженных скоростей шириной 3–8 км. Однако до сих пор нет прямого ответа на вопросы, какова геологическая природа глубинных сейсмических границ и каков качественный вклад коры в теплогенерацию древних щитов. Основываясь на расчетных данных и допущении неглубокого залегания "базальтового" слоя, многие исследователи полагают, что докембрийская кора характеризуется минимальными градиентами температуры. Принято также считать, что с ростом глубины трещиноватость и пористость пород уменьшаются, и на глубинах ниже 6–8 км хрупкие деформации сменяются пластическими, а дегидратация и уплотнение достигают такой степени, что в породах сохраняется лишь химически связанная вода. Исходя из этого глубинные породы представляются сильно уплотненными и практически непроницаемыми (за исключением редких тектонических зон), поэтому при геологической интерпретации профилей глубинного сейсмического зондирования привлекаются преимущественно петрологические модели, постулирующие расслоение континентальной коры на так называемые гранитный, базальтовый или диоритовый слои.

Вопрос о составе и состоянии глубинных зон земной коры имеет не только петрологическое, но и важное практическое значение, поскольку с докембрийскими комплексами связаны многие типы рудных месторождений. В частности, медно-никелевые, золоторудные, а также редкометалльные пегматиты и метасоматиты, некоторые вольфрамовые месторождения. Глубина освоения железорудных месторождений в Кривом Роге уже сегодня приближается к 1 км, а оценка прогнозных запасов ведется на глубинах 2–2,5 км. Выявляемые и разведываемые новые месторождения твердых полезных ископаемых также, как правило, не имеют выхода на поверхность. Поэтому увеличение глубины освоения недр на 1–2 км, а возможность непосредственного изучения пород и процессов рудообразования до глубины 10–15 км открывают принципиально новые перспективы прогнозирования и поиска эндогенных месторождений.

Все это выдвигает задачу комплексного геолого-геофизического и геохимического изучения глубинных зон земной коры в ряд наиболее актуальных. Трудности широкого использования глубокого и тем более сверхглубокого бурения определяются, как известно, высокой стоимостью буровых работ и техническими сложностями проводки скважин на большие глубины. В конце XIX – начале XX в. на проходку каждого нового километра требовалось почти 30 лет, а начиная с 1930 г. – 6–8 лет (рис. 1). В 1974 г. в США с помощью мощной буровой установки, целиком вращающей многокилометровую стальную колонну, удалось проникнуть в осадочную толщу до глубины 9583 м.



Рис. 1. Диаграмма роста глубины скважин

Самая глубокая в мире скважина пройдена в Советском Союзе на Кольском полуострове – 27 декабря 1983 г. ее забой достиг отметки 12 064 м. Это выдающееся достижение в области отечественной техники, технологии и геологической науки не только привлекло внимание геологов во всем мире, но и в значительной мере стимулировало разработку долговременных национальных программ континентального глубокого и сверхглубокого бурения в США, Франции, ФРГ, Великобритании и Чехословакии. Научная программа исследования континентальной коры в США предусматривает решение таких крупных проблем, как изучение современных процессов в континентальной земной коре, а также состояния и структуры континентальной коры. В числе первоочередных намечено дальнейшее углубление (до глубины 5,5 км) научно-поисковой скважины в районе геотермального поля Сэлтон-Си в Калифорнии, где процессы растяжения континентальной коры и образование осадочного бассейна продолжают в настоящее время. Кроме того, в США утвержден проект континентального бурения в Южных Аппалачах до глубины 10 км, одновременно разрабатывается установка для бурения до глубины 12 км.

Ученые ФРГ наметили бурение 14-километровой скважины в северной Баварии с целью выявления природы сейсмических разделов, особенностей строения и деформаций коры в зонах развития надвиговых и покровных структур, а также роли флюидов в процессах глубинного минералообразования. Программа континентального бурения Франции рассчитана на 10 лет и направлена на изучение глубинного геологического строения Северо-Аквитанского, Южно-Парижского и др. седиментационных бассейнов. В ЧССР планируется бурение скважины до глубины 6600 м. Глубинные исследования континентальной коры, проводимые европейскими странами, объединены в рамках Международной программы "Литосфера".

У нас в стране организация, координация и практическое руководство работами по глубинному изучению земных недр Евро-Азиатского континента осуществляется Межведомственным научным советом по проблеме "Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение". Совет объединяет большое число ученых и специалистов различного профиля и возглавляется министром геологии СССР, профессором Е.А.Козловским. Согласно советской программе, в 70-е годы проводилось экспериментальное бурение Кольской и Саатлинской сверхглубоких скважин, а с 1981 г. начато планомерное комплексное изучение глубинных зон земной коры на всей территории страны [46].

Бурение Кольской сверхглубокой (до 12 064 м) в северо-восточной части Балтийского щита, а ранее серии глубоких скважин (с максимальной отметкой 5099 м) в кристаллическом фундаменте Татарского свода и в осадочных образованиях Прикаспийской впадины (Аралсорская сверхглубокая скважина до глубины 6806 м) создало уникальную возможность для получения прямой информации о вещественном составе и физическом состоянии глубинных зон континентальной коры Восточно-Европейской платформы. Основные результаты геолого-геофизического изучения этих скважин опубликованы в ряде монографий [1, 24, 47, 90].

Достигнутые успехи дают возможность изучать глубинные породы, но сами по себе не решают проблемы определения природы и первичного состава пород. Поэтому прежде всего необходима разработка корректных методов реконструкции первичного состава и генезиса метаморфических пород. Это, в свою очередь, требует решения вопроса об изо- или аллохимичности метаморфического преобразования вообще и конкретных разрезов в частности.

Авторами настоящей работы выполнено комплексное изучение керна скважин и окружающей поверхности, включающее массовые петрографические, петрофизические, но главным образом геохимические определения. На основании этих данных разработан ряд петролого-геохимических моделей строения, состава и эволюции глубинных зон континентальной коры, которые, по нашему мнению, позволяют дать ответ на некоторые из поставленных выше вопросов.

В монографии излагаются результаты геохимических исследований горных пород, в первую очередь вскрытых глубокими и сверхглубокими скважинами, пройденными в европейской части СССР. Эти глубинные породы имеют преимущественно древний возраст и отражают длительную эволюцию вещества земной коры, сказавшуюся в проявлении различных последовательных и параллельных метаморфических преобразований. Раскрытие первичной природы исследуемых геологических образований, механизма и химических закономерностей их последующих метаморфических превращений, связи этих превращений с первичным химическим составом, физико-химическими условиями и термодинамической обстановкой невозможно без привлечения геохимии и геохимических методов. Не лишне подчеркнуть, что значительный прогресс в геологических науках в последние десятилетия во многом связан именно с широким внедрением в различные геологические исследования геохимических методов и геохимической методологии. Благодаря применению в геохимии новых и новейших методов исследования вещества, изучения зависимости его состава, строения и

свойств от геологических условий нахождения при использовании времен-но-пространственно-статистического анализа и других логико-математических методов удастся заметно продвинуть вперед познание механизмов и закономерностей отдельных природных процессов и причин, ими управляющих.

Мы сделали попытку выявить геохимические закономерности условий нахождения и образования метаморфических пород и дать этим закономерностям соответствующую геолого-генетическую интерпретацию. Не все получилось однозначно и доказуемо, многое, как в любых геологических выводах, дискуссионно, что в первую очередь связано с большой сложностью изучаемого объекта. Метаморфизм — наиболее распространенный и одновременно наиболее сложный процесс, поскольку длительная история Земли и земной коры представляет собой непрерывное преобразование, сочетающее как эволюционные, так и катастрофические явления. Он разнообразен, вызывается многими эндогенными процессами: геодинамикой, магматизмом, деятельностью интрателлурических и прочих растворов. Разнообразны масштабы, типы и механизмы метаморфизма; процесс метаморфизма всегда неизбежно сочетается с метасоматозом — химическим и минеральным преобразованием вещества.

В работе затронут ряд проблем, связанных с изучением и практическим освоением древних метаморфических комплексов: изохимизм — аллохимизм прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма; источники и динамика метаморфогенного рудообразования; первичная природа глыбокометаморфизованных пород; стратиграфическое расчленение и корреляция докембрийских комплексов при геологическом картировании, а также при разведке ассоциирующихся с ними месторождений, в том числе не имеющих выхода на дневную поверхность, и, наконец, прогнозирование и поиск нефтегазоносных и редкометальных месторождений, образование и размещение которых прямо или косвенно связаны с историей развития докембрийской коры.

Специальное внимание было уделено аспекту потенциальной и конкретной связи рудообразования с метаморфизмом исходя из специфики рассматриваемого материала. В последнее время стало все более выявляться значительное влияние процессов метаморфизма на процессы рудообразования. Определилась ведущая роль метаморфизма во взаимосвязанной триаде процессов: метаморфизм — магматизм — рудообразование.

В последние годы наряду с традиционными магматическими источниками гидротермальных растворов и металлов все чаще в качестве источника руд рассматриваются осадочно-метаморфические и осадочные породы, рудогенерирующая способность которых определяется огромными ресурсами их в отношении многих металлов, а также флюидных растворов. При этом объем будущей гидротермальной системы зависит от степени трещиноватости и пористости вмещающих пород. Именно последняя зависимость имела до сих пор решающее значение в утверждении представления об ограничении роли данного источника в земной коре, так как, по мнению большинства исследователей, с ростом глубины залегания пород их проницаемость и коллекторские свойства резко уменьшаются и, как уже отмечалось, на глубинах более 6–8 км (т.е. уже в пределах амфиболитовой фации) зарождение и функционирование гидротермальных систем практически не реальны.

Данные по Кольской сверхглубокой скважине сняли эти ограничения. В ходе изучения ее разреза, выполненного совместно с гидрогеологами Л.В.Боревским, Г.С.Вартаняном и Г.В.Куликовым [15, 52, 108], было обнаружено явление глубинного гидрогенно-химического разуплотнения. Как оказалось, этот процесс имеет широкое распространение и может являться вполне вероятным эффективным фактором метаморфогенного рудообразования. Убедительными нам представляются данные и о неизбежной концентрационной миграции рассеянных металлов, освобождающихся при различных метаморфических преобразованиях.

Наконец, две последние главы специально посвящены рассмотрению закономерностей оруденения в метаморфических толщах с целью не только их показа и объяснения, сколько с желанием проиллюстрировать плодотворность такого методологически нового аспекта изучения месторождений, как структурно-геохимический анализ условий их формирования. Сочетание детального минералого-геохимического изучения с не менее детальным систематически последовательным структурно-тектоническим анализом месторождений и рудных полей может дать весьма эффективные результаты.

Все перечисленные проблемы решались комплексно, но преимущественно с геолого-геохимической и петролого-геохимической позиций. Изучение керн глубоких и сверхглубоких скважин и окружающей их поверхности проведено методом послойного синтеза и анализа, включающим документацию и опробование различных типов пород, выделяемых по каротажу или прямому наблюдению в керне и обнажениях. В каждом слое при этом выделялись неизменные или незначительно измененные метаморфические породы, их мигматизированные или метасоматически измененные разновидности, наконец, всевозможные жильные образования с учетом мощности и залегания последних в разрезе. Затем слои однотипных пород объединялись в соответствующие группы и детально изучались с целью установления петрографической, петрофизической и геохимической их характеристики, выявления первичной природы и изменения состава пород от фактора глубинности и интенсивности наложенных процессов.

С помощью данного метода осуществлялись стратиграфическое и формационное расчленение разрезов исследуемых скважин и корреляция их с окружающей поверхностью: исследовались закономерности распределения элементов при магматической и осадочной дифференциации и зональном метаморфизме, а также взаимосвязи между геохимическими и упруго-плотностными характеристиками пород с целью определения природы неоднородностей глубинных зон коры.

Геохимическое изучение базируется на полных химических анализах составов пород (1820 проб) и частичном анализе 5477 проб, в которых количественно определялись следующие элементы-примеси: литий, рубидий, цезий, бериллий, стронций, барий, скандий, иттрий, лантан, церий, празеодим, неодим, самарий, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций, торий, уран, цирконий, гафний, ванадий, ниобий, тантал, хром, молибден, вольфрам, кобальт, никель, медь, серебро, цинк, ртуть, бор, галлий, германий, олово, свинец, мышьяк, сурьма, висмут, селен, теллур, фтор.

С целью исключения возможного загрязнения пород керн техногенны-

ми элементами-примесями, поступающими в скважину в составе бурового раствора, последний (в том числе составляющие его компоненты) был также проанализирован на указанные выше элементы. В результате выяснилось, что буровой раствор при многократном использовании в скважине существенно обогащается барием (в 25 раз) и стронцием (в 3 раза) за счет разрушения барита, используемого для утяжеления раствора, а также никелем (в 1.7 раза), хромом (в 2 раза), медью (в 3 раза), марганцем (в 10 раз) и кобальтом (в 15 раз), накапливающимися в растворе за счет разрушения и разложения минералов рудных зон и истирания бурового инструмента. Вместе с тем из бурового раствора удалялись скандий (в 2 раза), олово и бор (в 3 раза), галлий (в 5 раз), цинк (более чем в 10 раз), поглощаемые вмещающими породами. Учитывая это, при отборе проб керна на геохимический анализ участки и зоны с повышенной проницаемостью исключались (или отмечались особо) из-за возможности заражения их указанными выше элементами-примесями.

Полный химический анализ пород и минералов проводился в лабораториях ИМГРЭ и БГГЭ под руководством И.С.Разиной и Г.И.Фадеева по методике В.И.Шахмина, включающей титриметрическое и адсорбционно-метрическое определение породообразующих элементов с использованием атомно-абсорбционного определения CaO и MgO (аналитики В.Н.Архангельская, В.Д.Богомолова, Н.Н.Павлова, М.В.Полякова, Е.Н.Кузнецова, В.А.Фадеева).

Количественные определения щелочных элементов (с чувствительностью в г/т): Li – 0,5; Rb – 5; Cs – 5; Na, K – 200 – выполнялись методом пламенной спектрофотометрии на установке, состоящей из спектрографа ИСП-51, фотоэлектрической приставки ФЭП-1 и самопишущего потенциометра СП-2 (аналитики Л.П.Бусахина, Л.П.Чижикова, Л.С.Малинина, Н.Е.Казакевич).

Количественный спектральный анализ (с чувствительностью в г/т): Hg – $5 \cdot 10^{-8}$; Ag – 0,1; Be, Ga, Ge, Mo – 1; Sc – 2; Sn, V, Co, Ni, Nb, Bi, As, Sb – 3; Pb – 4; Cu, Cr – 5; B – 6; Zr, W – 10; Sr, Ba, Zn – 30; F – 50 – проводился в модификации сильноточной дуги, разработанной в БГГЭ ИМГРЭ А.А.Гусельниковым, на спектрографе ДФС-13 с решеткой 600 шт./мм (аналитики Н.В.Шилова, Ю.Д.Деобальд, Н.В.Голованова, Т.Н.Шайдурова). Анализ золота (с чувствительностью 0,003 г/т) выполнялся спектрохимическим методом (аналитик Л.И.Опарина).

Количественные определения редкоземельных (с чувствительностью в г/т): Sm, Eu – 0,001; Ho – 0,04; La, Tm, Yb, Lu – 0,01; Ce, Gd, Tb, Er, Y – 0,1; Dy – 0,2; Pr – 0,3; Nd – 1 – и радиоактивных (U, Th – 0,1) – элементов выполнялись с помощью инструментального нейтронно-активационного анализа (аналитики С.М.Ляпунов, Ю.П.Сотсков) с предварительным радиохимическим отделением мешающих элементов (аналитик Б.М.Рабинович) и химико-спектрального метода (З.Т.Катаева, Л.И.Сердобова).

Для контроля за правильностью применяемых методов анализа использовались отечественные и зарубежные стандарты образцов пород.

Статистическая обработка геохимических данных осуществлялась на ЭВМ ЕС-1033 по комплексу программ "Геонавт" (исполнители В.С.Воронов, Э.Н.Поздняков, Т.В.Хлусова).

Монография обобщает результаты многолетних исследований, выполненных в разные годы совместно с В.И.Афанасовой, И.В.Баншиковой, Р.Я.Белевцевым, Д.Д.Будянским, С.Н.Вороновским, К.Б.Кепежинским, И.В.Лapidусом, И.П.Лебедевым, Л.В.Овчинниковой, В.С.Поповым, М.С.Русановым, Т.В.Рябовой, Л.К.Самодуровой, В.Ю.Скрябиным, Ю.П.Смирновым, Е.М.Соколовым (геолого-структурные и петролого-геохимические исследования), а также Л.В.Боревским, Г.А.Ефимовой, Г.П.Кременецкой, Ф.М.Левитовой, С.Ю.Милановским, Е.В.Наумовой, А.П.Трофимовым, Д.Н.Хитаровым (петрофизические, гидрогеологические и геотермические исследования). Полезными были обсуждения различных проблем, связанных с изучением глубинных зон земной коры с С.В.Богдановой, В.А.Глебовицким, В.И.Казанским, Ю.И.Кузнецовым, В.С.Ланевым, Э.Б.Наливкиной, В.Д.Нартиковым и Ф.Г.Рейфом, который, кроме того, взял на себя труд ознакомиться с рукописью и сделал ряд ценных замечаний. При оформлении работы большую помощь оказали О.И.Будянская, Т.А.Сергеева, С.К.Усков. Всем названным товарищам авторы выражают свою искреннюю признательность и благодарность.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

<i>А</i>	— полиморфные модификации	<i>Ор</i>	— ортоклаз
	$Al_2 SiO_5$	<i>Олг</i>	— олигоклаз
<i>Аб</i>	— альбит	<i>ОПи</i>	— ортопироксен
<i>Ав</i>	— авгит	<i>Пи</i>	— пироксен
<i>Адз</i>	— андезин	<i>Пл</i>	— плагиоклаз
<i>Акт</i>	— актинолит	<i>Пр</i>	— пренит
<i>Амф</i>	— амфибол	<i>Прот</i>	— протолитионит
<i>Ан</i>	— анортит	<i>Пум</i>	— пумпеллиит
<i>Анд</i>	— андалузит	<i>Пф</i>	— пиррофилит
<i>Би</i>	— биотит	<i>ПШ</i>	— полевые шпаты
<i>ВГМ</i>	— высокоглиноземистые минералы	<i>РЗЭ</i>	— редкоземельные элементы
<i>Гип</i>	— гиперстен	<i>РО</i>	— роговая обманка
<i>Гр</i>	— гранат	<i>РЭ</i>	— радиоактивные элементы
<i>Ди</i>	— диопсид	<i>Сил</i>	— силлиманит
<i>Жед</i>	— жедрит	<i>Ср</i>	— серицит
<i>Ил</i>	— ильменит	<i>Сс</i>	— соссюрит
<i>Ка</i>	— кальцит	<i>Ст</i>	— ставролит
<i>Кв</i>	— кварц	<i>Стп</i>	— стильпноmelан
<i>Кд</i>	— кордиерит	<i>Сф</i>	— сфен
<i>Ки</i>	— кианит	<i>Сфд</i>	— сульфиды
<i>КПи</i>	— клинопироксен	<i>Тур</i>	— турмалин
<i>КШ</i>	— калиевый полевой шпат	<i>Флг</i>	— флогопит
<i>Кум</i>	— куммингтонит	<i>Фо</i>	— форстерит
<i>Мкр</i>	— микроклин	<i>Хл</i>	— хлорит
<i>Мг</i>	— магнетит	<i>Хлд</i>	— хлоритоид
<i>Му</i>	— мусковит	<i>Хлм</i>	— холмквистит
<i>Ол</i>	— оливин	<i>Эн</i>	— энстатит
		<i>Эп</i>	— эпидот

ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ ПОРОД ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЗОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В последние годы во всем мире заметно активизировался интерес к изучению геологии, петрологии и геохимии докембрийских супракрустальных (в том числе зеленокаменных) поясов, позволяющих, с одной стороны, выявлять закономерности геологического строения и эволюции континентальной коры на ранних этапах развития Земли, с другой — более эффективно осваивать сырьевые ресурсы этих структур, поскольку именно с ними связаны промышленные месторождения сульфидных медно-никелевых руд и стратиформных колчеданных залежей, содержащих цинк, серебро и другие полезные компоненты, а также железистых кварцитов, редкометалльных пегматитов и гидротермальных месторождений золота.

Отличительными признаками супракрустальных поясов, как известно, являются линейный (10:1), протяженный (до 1000 км) и синформный характер структур, выполнение этих структур стратифицированными метаосадочно-вулканогенными комплексами (включая бимодальные метаэффузивные серии, ассоциирующиеся с коматиитами и джеспилитами) и, наконец, зональный метаморфизм пород от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой (реже амфиболитовой) фации умеренного давления.

Зонально-метаморфические комплексы имеют, как правило, протерозойский возраст и образуются вследствие вертикального или горизонтального изменения величины геотермического градиента. В порядке увеличения P выделяются [32] три наиболее распространенных типа зональности: 1) андалузит-силлиманитовый, подразделяемый на *Гр-Кд* (пиренейский) и *Ст-Анд* (ладожский) подтипы; 2) промежуточный (южно-чуйский), характеризующийся сосуществованием андалузита и кианита; 3) кианит-силлиманитовый (барроуский). При этом различают изо- и гетеробарическую метаморфическую зональности; формирование последней связывают с буферно-автоклавным эффектом, что, как известно, наиболее удовлетворительно объясняет неоднородность распределения P в пределах одновозрастной толщи.

По характеру распределения в пространстве и во времени геотермического градиента авторы [53] выделяют следующие типы зонально-метаморфических комплексов: *стратозональный* — изограды метаморфизма совпадают со стратиграфическими границами толщ, зональность неотчетливая с резким преобладанием низко- и среднетемпературных зон над монотонными высокотемпературными; проявляется при метаморфизме погружения преимущественно в доскладчатый этап; *латеральнозональный* — изограды отчетливо секут стратиграфические границы толщ с образованием иногда

изолированных участков высоко- и среднетемпературных зон среди преобладающих низкотемпературных фаций; проявляется в периферических зонах локальных тепловых аномалий, преимущественно в синскладчатый этап; *линейнозональный* – изограды вытянуты вдоль зон глубинных разломов, приуроченных к различным частям складчатых структур; проявляется преимущественно в постскладчатый этап; *рифтозональный* – изограды обычно совпадают со стратиграфическими границами, но зоны метаморфизма одновременны и определяются кульминациями вулканизма; высоко-температурный метаморфизм протекает в условиях, близких к закрытым; проявляется в рифтогенных структурах; *контактозональный* – изограды оконтуривают интрузивные тела; проявляется при внедрении магматических расплавов на умеренных глубинах.

В высокотемпературных зонах первых трех типов зональности метаморфизм обычно сопровождается анатексисом с образованием полей мигматитов, а также авто- и аллохтонных гранитоидов. Супракрустальные пояса в ряде случаев обнаруживают пространственную или даже структурно-генетическую связь с гранито-гнейсовыми куполами, образуя гранит-зеленокаменные области, в которых на долю супракрустальных комплексов приходится не более 10–20%. В монографическом исследовании К. Конди [48] дан подробный анализ тектонических моделей образования гранит-зеленокаменных областей и, в частности, показано, что одни авторы доказывают первичность океанической коры и ее взаимодействие с более поздними тоналит-грандземитовыми плутонами, а другие – постулируют наличие первичной сиалической коры и ее последующий рифтинг.

Существование этих и подобных им взаимоисключающих представлений связано в первую очередь с невозможностью прямого изучения глубинного геологического строения докембрийских комплексов и, следовательно, установления специфических особенностей проявления формирующих их тектонических, магматических и метаморфических процессов. При этом особую трудность представляет определение структурных и возрастных взаимоотношений между супракрустальными поясами и окружающими их гранито-гнейсовыми куполами, так как контакты между ними на поверхности либо не обнажены, либо имеют тектонический или интрузивный характер. И наконец, практически нерешенной до сих пор остается проблема состава, строения и возможных изменений погруженного фундамента, на котором закладывался и развивался пояс.

В восточной части Балтийского щита нижнепротерозойские (карельские) супракрустальные пояса известны давно и выделялись ранее под названием сланцеватых поясов и грабен-синклиналей, образующих серию параллельно вытянутых в северо-западном направлении региональных структур (с севера на юг): Печенгско-Варзугскую на Кольском полуострове; Ветренно–Восточно-Карельскую в центральной Карелии (с продолжением в Финско-Шведско-Лапландскую) и, наконец, Северо-Ладожскую (в южной Карелии), являющуюся составной частью Восточно-Финляндской с продолжением в Северо-Финляндскую и пояс Кухмо.

Печенгско-Варзугский пояс является наиболее изученным; развит он среди архейских гранито-гнейсов вдоль субширотной тектонической зоны, трассируя ее через весь Кольский полуостров на 600 км от Варангер-фьорда

(Норвегия) до Белого моря при максимальной ширине 40–50 км. Сложен пояс протерозойскими зонально-метаморфизованными вулканогенными и осадочными комплексами, образование которых в последнее время связывают с рифтогенной стадией этапа протоактивизации платформ.

Полное пересечение этого пояса Кольской сверхглубокой скв.СГ-3 (блок площадью 2500 км² до глубины 12 км) позволило впервые построить объемную петролого-геохимическую модель строения и развития Печенгского рудного района, выявить природу взаимодействия протерозойской зеленокаменной структуры с погруженным архейским фундаментом и на этом основании дать ответ на некоторые дискуссионные вопросы глубинного петрогенезиса.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Печенгский медно-никелевый рудный район является ключевым для решения многих вопросов геологии и металлогении восточной части Балтийского щита. Систематическое геологическое изучение Печенгской структуры было в 20–30-е годы начато финскими геологами Х. Хаузенем, К. Вегманом, Г. Вэйрюненом и продолжено советскими исследователями в 1935 г. А.А. Полкановым, в 1948 г. Н.А. Курьелевой, в 1958 г. Л.Я. Харитоновым и др., в 1964 г. В.Г. Загородным и др., в 1966 г. Э.Я. Поляк и др., в 1967 г. М.А. Гиляровой, в 1968 г. Г.И. Горбуновым, И.В. Литвиненко и др., Л.И. Увадьевым, в 1972 г. Г.П. Колесниковой, в 1974 г. А.А. Предовским и др., в 1975 г. О.А. Беляевым и В.П. Петровым, в 1977 г. Г.Г. Дук, А.А. Глаголевым, В.И. Казанским и др., в 1981 г. М.С. Русановым и др. В результате этих работ было установлено, что Печенгская структура представляет собой грабен-синклиналь, вытянутую на 70 км в северо-западном направлении. Слагающие структуру нижнепротерозойские породы развиты в двух резко неравнозначных по ширине зонах: северной (до 30 км) и южной (до 10 км), — разделенных глубинным Порьыташским разломом (рис. 2, см. вкл.).

Южная зона сложена перемежающимися пачками метаосадочных (филлиты, метаалевролиты, метапесчаники), метавулканогенных (основные и кислые метатUFFы, метадиабазы) и субвулканических (андезитодацитовые метапорфириты) образований, которые на юго-западе тектонически контактируют с зонально-метаморфическими породами тундрового комплекса (талынская свита PR₁) и куполовидными гранитоидными массивами Шуониавр–Руоссель–Каскельяр (диорит-плагиогранитная формация PR₁ [4]).

Северную зону слагают полифациально-метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы с центриклинальным падением на ЮЗ под углом 30–50°. В отличие от южной зоны породы северной зоны трансгрессивно залегают на плагиогнейсах кольского комплекса (AR₂) и ассоциирующих с ними гранитоидах гранодиорит-тоналит-плагиогранитной формации [4]. Отличительной чертой последних является интенсивный реоморфизм в PR₁. Максимальная вертикальная мощность печенгского комплекса в северной зоне составляет 8–9 км. Комплекс отчетливо стратифицирован и традиционно подразделяется на четыре полных макроритма, каждый из которых начинается осадконакоплением и завершается вулканизмом. Ниже приводится краткая характеристика пород северной зоны

Печенгской структуры, развитых на поверхности (см. рис. 2) и вскрытых Кольской сверхглубокой скв. СГ-3 (рис. 3, см. вкл.) в интервале глубин 0–6842 м.

Первая осадочная толща залегает в основании структуры и представлена в разрезе Кольской скв. СГ-3 маломощной (9 м) пачкой сильно метаморфизованных гравелитистых плагиопесчаников (телевинская свита, глубина 6823–6842 м), а в обнажениях на поверхности – полимиктовыми мета-конгломератами, метагравелитами и метапесчаниками мощностью до 50–200 м. Породы этой толщи прочно сцементированы, местами интенсивно рассланцованы и брекчированы.

Первая вулканогенная толща непрерывной полосой окаймляет северную зону Печенгской структуры и как на поверхности, так и в разрезе Кольской скв. СГ-3 (маярвинская свита, гл. 5717–6823 м) сложена сланцеватыми ортоамфиболитами. Реконструкция их первичного состава показала, что среди метаэффузивов преобладали (97%) нормальные андезитобазальты (в том числе пироксен-оливиновые андезитобазальты и трахиандезитобазальты – не более 2%); значительно реже (3%) встречались андезиты и метатуфы (1%). Толща имеет мощность 1000–1300 м и характеризуется преобладанием высоких значений электросопротивления, пониженными показаниями гамма-каротажа (ГК) и акустического каротажа (АК); пилообразный характер кривой ГК связан с неравномерным проявлением биотитизации [47].

Вторая и третья осадочные толщи (кувернерийюкская, гл. 5642–5717 м и лучломпольская свиты, гл. 4683–4884 м) имеют соизмеримые мощности (100–150 м), близкое строение (внизу метатерригенные, сверху карбонатные образования) и, наконец, одинаковый состав метасадочных пород (аркозовые метапесчаники, в том числе доломитовые, и доломиты, в том числе песчаные), что указывает на однотипные условия их образования. Разрез второй осадочной толщи имеет ясно выраженную слоистость, хорошо фиксируемую геофизическими методами, в частности электрическим каротажем (ЭК) и ГК. Третья осадочная толща отличается более высокой степенью расланцевания и перекристаллизации пород. По разрезу Кольской скв. СГ-3 в ней встречено тело андезитоацитового порфирита, четко выделяемое геофизическими методами. Эти породы характеризуются высокой естественной радиоактивностью ($\gamma = 16\text{--}20$ мкР/ч); песчаные доломиты отличаются от них пониженными значениями γ , повышенным и неоднородным электросопротивлением, повышенным значением скорости распространения упругих волн (V_p) и минимумами на кривых магнитного каротажа (МК). Аркозовые песчаники обеих толщ имеют сходные характеристики [47].

Вторая вулканогенная толща имеет непостоянную мощность: 700–1000 м в центре структуры и 100–300 м на ее флангах. Главными ее членами в разрезе Кольской скв. СГ-3 (пирттиярвинская свита, гл. 4884–5642 м) являются метаэффузивы трахибазальтового (32%), щелочного базальтового (25%) и трахиандезитобазальтового (25%) составов; реже присутствуют толеитовые метабаазальты (в том числе оливиновые) и метапикритобазальты (10%), а также метаандезиты и метатрахиандезиты (7%). Второстепенными являются метатуфы смешанного состава (1%). Характерной особенностью второй вулканогенной толщи являются повсе-

местное присутствие рассеянной вкрапленности магнетита и соответственно высокая магнитность пород, благодаря чему границы этой толщи резко выделяются в разрезе. Породы имеют сланцеватую текстуру, перемежающуюся с массивной.

Третья вулканогенная толща также имеет уменьшающуюся мощность от центра структуры (2000 м) к ее западному и восточному флангам (300–700 м). В разрезе Кольской скв. СГ-3 (заполярининская свита, гл. 2805–4673 м) она на 95% сложена актинолитизированными диабазами и плагио-клаз-амфиболовыми сланцами по толеитовым базальтам, в том числе оливиновым, нормальным и низкощелочным; метатуфогенно-осадочные породы и основные метатуфы составляют 5%. Метаэффузивы представлены массивными и шаровыми лавами, реже лавобрекчиями. На фоне общего однородного состава толщи выявляются многочисленные покровы, несколько отличающиеся по составу и структуре. Отдельные покровы отчетливо дифференцированы: в центре – нормальные, а в эндоконтактах – оливиновые metabазальты. Внутреннее строение третьей вулканогенной толщи отчетливо дифференцируется геофизическими методами по электросопротивлению, скорости упругих волн, плотности и др. Низы толщи характеризуются интенсивным рассланцеванием пород.

Четвертая осадочная толща отличается от предыдущих осадочных максимальной мощностью (1000–1500 м в центре структуры и 200–400 м на флангах) и наличием никеленосных базит-гипербазитовых интрузий. В разрезе Кольской скв. СГ-3 (ждановская свита, гл. 1059–2805 м) метаосадочные породы толщи по литолого-геохимическим признакам подразделяются на четыре ритмично-слоистые пачки (гравийно-песчанистую – 2619–2805 м; песчано-алевропелитовую – 2155–2619 м; туфогенно-алевропелитовую – 1203–2155 м и пелитово-туфогенную – 1059–1203 м), которые, в свою очередь, образуют два гетерогенных ритма: нижний – терригенный (с преобладанием песчанистого материала) и верхний – туфогенно-терригенный (тонкоритмичные метаалевролиты и метапелиты с существенной примесью туфогенного материала). Изредка в разрезе присутствуют метаэффузивы (толеитовые metabазальты, метаферробазальты и резко подчиненные метаандезитобазальты с суммарной мощностью 90 м), аналогичные по химизму вулканитам третьей и четвертой вулканогенных толщ. Туфогенно-осадочные породы и туфы по сравнению с основными метаэффузивами имеют повышенную естественную радиоактивность, а по сравнению с филлитами и алевролитами – несколько пониженную. Тела никеленосных гипербазитов четко фиксируются по аномалиям магнитной восприимчивости, пониженным значениям скорости упругих волн и более высокой по сравнению с вмещающими породами плотностью. Сульфидная рудная вкрапленность фиксируется в основном методами скользящих контактов (МСК) и электродных потенциалов (МЭП) [47].

Четвертая вулканогенная толща имеет наибольшие мощность 3000–3500 м и площадь развития на поверхности, целиком выполняя ядро Печенгской структуры в ее северной зоне. В строении ядра выделяется серия мелких брахисинклиналей, разделенных крутопадающими разломами (Луоттинский, Ламасский, Кучинундровский, см. рис. 2) вдоль узких синклинальных перегибов и являющихся оперяющимися к Порьиташскому глубинному разлому. В разрезе Кольской скв. СГ-3 (матертинская свита,

гл. 9–1059 м) преобладающим развитием (87%) пользуются слабометаморфизованные толеитовые базальты, в том числе оливиновые, нормальные и низкощелочные, слагающие покровы массивных и шаровых лав; последние с учетом данных по поверхности образуют четыре структурных яруса мощностью по 800–1200 м. Для верхних ярусов, кроме того, характерны кальдероподобные структуры, выполненные мощными покровами шаровых лав с центриклинальным залеганием и трассируемые кольцевыми и коническими дайками габбро-долеритов и жерловыми фациями туфоагломератов. Подчиненными по объему являются метапикритобазальты и метапикриты, образующие непрерывный ряд, ассоциирующий с метаперидотитами и метапироксенитами. Принимая во внимание вулcano-плутоническую ассоциацию, а также наличие в метапикритах редких структур типа сплинифекс и близость химического состава этой ассоциации с составом зеленокаменных архейских поясов Южной Африки, рассматриваемые породы были отнесены даже к коматиитам. Однако от эталонных коматиитов печенгские метапикриты отличаются преобладающим развитием обычных для этих пород структур, более высокими содержаниями Ti и Fe, а также составом и типом распределения редкоземельных элементов. Второстепенными членами толщи являются лавы дацитового и дацитилипаритового составов и их туфы, развитые только на поверхности. Метатуфогенно-осадочные породы представлены алевропелитовыми, реже литокластическими туфами и резко подчиненными метатуфитами, имеющими пространственную и генетическую связь с переслаивающимися покровами метаэффузивов. Метабазальты характеризуются максимальными плотностью и скоростью продольных упругих волн V_p . Прослои туфов отличаются минимальными значениями электросопротивления и максимумами электропроводности. Для прослоев туфов также характерны относительное повышение естественной радиоактивности и понижение скорости V_p .

Интрузивные образования в разрезе Кольской скв. СГ-3 развиты среди вулканитов первой, третьей и четвертой вулканогенных толщ, а также в метаосадочной ждановской (продуктивной) свите. Контакты интрузий с вмещающими метаосадочными породами согласные, с вулканогенными породами тектонические. Видимая мощность отдельных тел редко выше 2000 м; протяженность (на поверхности) достигает 10 км. По совокупности геолого-петрографических и минералого-геохимических признаков (табл. 1) интрузивные породы подразделены нами на четыре комплекса.

Доматертинский комплекс метагаббро-диабазов представлен редкими телами апогаббро-диабазовых амфиболитов, развитых исключительно в первой толще метавулканитов и изофациально с ними метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Синматертинский комплекс метагаббро-диабазов развит по всему разрезу Кольской скв. СГ-3, но по степени метаморфизма (зеленосланцевая фация), минеральному составу и геохимическим признакам идентичен толеитовым базальтам третьей и четвертой вулканогенных толщ.

Синматертинский комплекс габбро-верлитов, с которыми связаны все медно-никелевые месторождения Печенгского района, по вещественному составу и характеру дифференциации идентифицируется с ультраосновными эффузивами четвертой (матертинская свита) толщи. Отдельные интрузии комплекса представлены, как правило, одним из ее дифференци-

Таблица 1

Средние составы* пород метанитрузивных комплексов Печенгской структуры из разреза Кольской сверхглубокой

Компонент	Доматертинский	Синматертинский								Постматертинский
	ma	zp		gd					mt	lz
	3	2	3	1	2	3	4	5	3	6
SiO ₂	48,77	41,86	47,99	37,85	43,47	47,41	46,93	52,30	45,77	67,81
TiO ₂	1,54	2,31	1,40	1,01	2,27	1,76	3,80	1,96	2,18	0,65
Al ₂ O ₃	13,39	8,81	13,49	3,67	6,33	13,31	10,41	14,81	12,16	14,74
Fe ₂ O ₃	2,26	10,44	2,93	7,51	1,87	2,98	2,47	2,17	3,46	1,73
FeO	12,83	6,24	11,76	10,38	14,82	11,80	14,74	11,05	14,10	3,19
MnO	0,24	0,19	0,23	0,20	0,19	0,20	0,21	0,19	0,26	0,07
MgO	6,74	17,52	6,45	26,17	18,38	6,29	7,82	2,64	5,51	2,10
CaO	8,22	3,29	9,07	3,20	5,14	8,75	5,44	4,38	8,86	2,45
Na ₂ O	2,72	0,10	2,48	0,17	0,48	2,83	0,13	3,86	2,64	2,77
K ₂ O	0,89	0,26	0,22	0,11	0,08	0,26	0,03	2,09	0,54	2,77
P ₂ O ₅	0,14	0,21	0,13	0,15	0,34	0,14	0,33	0,56	0,28	0,21
H ₂ O ⁻	0,15	0,09	0,21	0,41	0,12	0,25	0,28	0,41	0,29	0,21
П.п.п.	2,04	8,29	3,77	2,77	6,63	3,58	7,55	3,39	3,74	1,43
Сумма	99,93	99,61	100,13	99,60	100,12	99,56	100,14	99,81	99,79	100,13
CO ₂	0,14	—	0,64	0,47	0,20	0,62	0,04	0,26	0,10	0,41
Li	10,2	33,2	12,3	8,9	9,7	24,0	36,5	15,1	5,8	26,2
Rb	27,1	17,2	4,6	13,3	7,5	11,3	5,0	42,7	22,9	115,5
Sr	17,7	30,0	16,6	5,0	10,7	43,8	12,5	67,6	25,7	47,2
Ba	108,0	125,0	123,7	13,5	10,0	54,2	10,0	256,7	22,9	425,9

B	6,9	6,2	7,0	67,7	13,7	18,8	9,2	18,6	12,3	24,0
Sc	4,5	12,0	14,7	4,7	5,8	12,5	9,0	2,0	8,7	5,0
Ga	18,6	11,2	13,6	5,7	7,0	13,7	11,5	28,1	17,9	22,7
Ge	0,6	1,0	1,0	1,2	2,3	1,6	2,8	1,6	1,0	0,5
Sn	2,8	5,8	5,4	6,0	4,1	4,3	7,0	6,3	5,1	6,3
Zr	26,7	150,0	58,8	30,6	42,3	38,9	70,0	139,0	85,7	186,7
Nb	9,9	8,0	3,4	3,4	7,0	3,1	10,0	17,6	2,6	7,5
Cu	192,7	55,0	184,1	1022,3	262,3	260,1	00,0	54,8	112,9	17,9
Zn	94,7	155,0	135,5	190,7	161,0	148,1	215,0	396,2	160,0	35,4
Ag	0,05	0,04	0,03	0,27	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,14
Pb	17,6	14,5	12,6	15,6	3,7	9,1	4,5	8,5	5,3	35,4
Mo	0,9	0,5	0,8	4,9	2,3	1,7	1,5	5,6	0,8	1,0
V	280,7	285,0	361,7	183,9	170,7	373,8	160,0	48,0	230,0	74,7
Cr	254,7	767,5	45,4	1603,5	1005,0	110,2	155,0	20,1	15,9	29,4
Co	58,1	145,0	48,5	207,7	83,0	51,5	40,5	20,5	44,6	17,8
Ni	147,3	660,0	78,9	2519,2	1183,2	122,8	115,0	17,7	24,6	12,5
Число проб	16	4	42	26	30	79	3	39	7	27

1, 2 — метаперидотиты, хлорит-серпентин-тальковые и хлорит-тремолитовые сланцы; 1 — лерцолиты, 2 — лерцолитоверлиты; 3, 4 — метагаббро-диабазы, меланократовые плагиоклаз-амфиболовые сланцы и амфиболиты; 3 — габбро-нориты, 4 — нориты; 5 — эссекситовые метагаббро-диабазы; 6 — андезитодацитовые метапорфириты.

*Содержания петрогенных элементов даны в мас. %; элементов-примесей — в г/т; прочерк — содержания не определялись; анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

тов (перидотитом, пироксенитом, габбро или эссекситовым габбро) или реже неполным рядом дифференциатов. Полный ряд наблюдается только в крупных телах, закартированных на поверхности в четвертой осадочной толще, где по направлению от подошвы к кровле перидотиты сменяются сначала пироксенитами, а затем габбро и, наконец, эссекситовыми габбро [37]. Наличие двух типов дифференциации вулканитов четвертой вулканогенной толщи (материнской свиты): незначительной в ее нижней части и резко ритмичной в верхней (от пикритов к толеитам) — позволяет заключить, что комагматичные им интрузивные комплексы формировались в аналогичной последовательности габбро-диабазы → габбро-верлиты. Такая последовательность хорошо согласуется и с геологическими взаимоотношениями этих комплексов, установленными на поверхности.

Постматеринский комплекс гранодиоритов (андезитодацитовых метапорфиритов) в разрезе Кольской скв. СГ-3 представлен единственным субвулканическим телом (с видимой мощностью 111 м), трассирующим тектонический контакт между третьей осадочной и третьей вулканогенной толщами. По вещественному составу эти породы наиболее близки к андезитодацитовым метапорфиритам, развитым на поверхности в зоне Порьяташского разлома (см. рис. 2), но в отличие от последних характеризуются более высоким средним содержанием SiO_2 (67,8%) и, таким образом, относятся к единому ряду дифференциации от андезитодацитовых до дацитовых порфиринов.

В разрезе печенгского комплекса (снизу вверх) так же, как и на поверхности, в направлении с юго-запада на северо-восток наблюдается отчетливая метаморфическая зональность в диапазоне от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фаций. Зональность эта, однако, не является изохронной, так как слабометаморфизованные осадочно-вулканогенные и интрузивные породы в верхней части разреза (0–4784 м) датируются К-Аг методом в 1,9–1,5 млрд. лет, а возраст развитых ниже (4784–6842 м) собственно метаморфических образований колеблется в интервале 1,8–2,2 млрд. лет [22].

Под печенгским комплексом (на глубине 6842 м) Кольская скв. СГ-3 вскрыла и к настоящему времени пересекла более чем на 5 км (до отметки 12 064 м) метаморфические образования архейского фундамента. К-Аг датировки плагиогнейсов и амфиболитов из этого интервала глубин в целом соответствуют таковым печенгского комплекса и, следовательно, характеризуют время их последнего метаморфизма, однако, согласно единичным определениям по Rb-Sr изохронному методу, породы фундамента имеют архейский возраст — 2,7 млрд. лет, а по изохронному свинцовому методу — 2,9 млрд. лет (на поверхности) и 2,7 млрд. лет (в разрезе Кольской скв. СГ-3) [62]. Указанное несоответствие К-Аг и изохронных датировок вполне объяснимо с позиции прямых геологических данных, полученных при бурении Кольской сверхглубокой. Так, в зоне перехода печенгского комплекса в подстилающий архейский фундамент на глубине 6842 м между ними был вскрыт явный стратиграфический перерыв, но не зафиксировано каких-либо существенных изменений в степени метаморфизма. Породы обоих комплексов здесь метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации с той лишь разницей, что породы печенгского комплекса испытали прогрессивный метаморфизм, а породы архей-

ского фундамента – регрессивный. Более поздними по отношению к региональному метаморфизму являются локальные зоны низкотемпературного диафтореза и грейзенизации, развитые на глубинах преимущественно ниже 6000 м и совпадающие с зонами разрывных нарушений.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕЧЕНГСКОГО ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСА

Впервые подробное описание пород печенгского комплекса было выполнено В.Г. Загородным и др. [37], которые привели ряд доказательств в пользу геологического единства и одновозрастности формирования северной и южной зон Печенгской структуры путем последовательного образования четырех крупных ритмов, начинающихся осадконакоплением и завершающихся вулканизмом. По особенностям химизма преобладающие вулканы отнесены к продуктам цикличного и многоэтапного процесса эволюции базальтовой магмы в направлении от спилит-кератофировых серий, обогащенных щелочными элементами, к низкощелочным толеитам. Базит-гипербазитовые интрузии, в том числе никеленосные и андезитоидные экструзии, рассматривались в качестве дифференциатов той же базальтовой магмы, но внедрившихся на заключительных стадиях эволюции вулканизма – в инверсионный период развития Печенгской структуры.

Позднее А.А. Предовский и др. [84] осуществили геолого-геохимическое расчленение печенгского комплекса на пять осадочно-вулканогенных формаций (снизу вверх): молассоидно-андезит-базальтовую, карбонатно-кварцито-трахибазальтовую, карбонатно-железисто-кремнисто-толеит-базальтовую и терригенно-туфогенно-пикрит-базальтовую, развитые в северной зоне, и туфогенно-пикрит-андезитовую – в южной зоне Печенгской структуры. Наряду с этим ими были выполнена геохимическая реконструкция первичной природы метаморфизованных пород, установлены признаки предшествующего выветривания в базальных уровнях метаосадочных толщ и доказано влияние вулканизма на седиментацию.

Геохимические данные, полученные при изучении разреза Кольской сверхглубокой, позволили несколько по-новому рассмотреть общую направленность эволюции протерозойского осадконакопления, магматизма и метаморфизма и на этом основании выделить два этапа, характеризующих резкую смену геотектонического режима в ходе развития Печенгской рифтогенной структуры. Это, в свою очередь, позволило существенно уточнить традиционные схемы стратиграфического и формационного расчленения описываемого комплекса. Геохимический анализ условий формирования глубинных пород проводился в помощь оригинальных генетических диаграмм.

Метаосадочные породы (табл. 2). Литолого-петрохимические диаграммы (рис. 4, см. вкл.) предназначены для сравнительной оценки распространения исходных аналогов метаосадочных пород в разрезе Кольской скв. СГ-3; распределение петрогенных элементов (SiO_2 , CaO и "свободного"¹ Al_2O_3), отражающих различные типы осадочной дифференциации,

¹ "Свободный" Al_2O_3 определяется с помощью коэффициента $10 [\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})]$, исключающего долю глинозема, фиксированного в полевых шпатах; $\text{CaO}' = \text{CaO} - \text{CO}_2$ (в молекулярных количествах).

Таблица 2

Средние составы* метаосадочных пород различных свит печенгского комплекса из разреза Кольской сверхглубокой

Компонент	Ждановская							Лучтомпольская			Кувернеринийюкская				Телевин- ская
	1	3	5	6	7	8	9	1	2	4	1	2	3	4	5
SiO ₂	—	49,36	74,46	61,50	53,35	53,92	44,96	—	40,88	74,50	—	15,41	67,28	75,36	71,62
TiO ₂	—	1,05	0,40	1,18	1,01	1,50	1,51	—	0,51	0,88	—	0,07	0,17	0,35	0,22
Al ₂ O ₃	—	7,36	6,66	13,19	13,54	16,77	12,87	—	7,08	9,06	—	1,35	7,26	7,86	13,52
Fe ₂ O ₃	—	0,85	0,89	1,08	1,26	1,77	2,66	—	0,94	5,32	—	0,08	0,66	1,60	0,72
FeO	—	7,20	7,05	9,79	12,38	10,52	17,20	—	2,53	1,94	—	0,43	1,54	1,44	3,13
MnO	—	0,49	0,06	0,07	0,13	0,05	0,14	—	0,05	0,04	—	0,08	0,04	0,06	0,03
MgO	—	2,82	2,40	3,03	2,66	1,15	8,42	—	9,58	1,04	—	18,22	4,25	1,55	1,56
CaO	—	15,30	2,86	1,55	4,62	2,91	2,37	—	14,00	1,02	—	28,22	7,03	2,75	1,32
Na ₂ O	—	1,00	0,64	2,19	1,73	1,89	0,76	—	1,10	0,61	—	0,15	0,51	0,38	3,63
K ₂ O	—	0,70	0,62	1,34	2,22	3,49	0,06	—	2,55	4,77	—	0,19	4,43	4,49	2,85
P ₂ O ₅	—	0,08	1,40	0,20	0,16	0,09	0,16	—	0,14	0,07	—	0,10	0,49	0,25	0,08
CO ₂	—	11,00	0,82	0,24	2,80	0,24	0,98	—	18,47	0,16	—	34,16	3,30	1,65	< 0,22
H ₂ O ⁺	—	0,14	1,59	0,12	2,88	5,48	0,47	—	0,05	0,02	—	0,11	0,08	0,09	0,10
H ₂ O ⁻	—	1,20		3,58			5,55	—	1,25	0,64	—	0,95	1,18	0,46	0,66
Сумма	—	98,55	99,85	99,06	98,74	99,78	98,11	—	99,13	100,07	—	99,52	98,22	98,29	99,60
Li	38,3	21,5	29,3	40,2	36,9	43,8	51,0	6,5	22,2	7,3	5,2	11,5	22,6	12,7	34,0
Rb	120,0	25,3	25,6	73,7	57,7	97,9	57,5	6,2	47,2	97,2	6,9	28,8	96,0	81,6	71,0
Sr	700,0	92,6	59,7	41,4	95,6	15,4	16,7	190,0	75,0	22,1	214,3	72,6	44,0	39,5	80,0
Ba	100,0	115,4	106,2	167,0	148,3	283,3	150,0	27,5	300,0	794,5	24,3	340,0	320,0	433,6	575,0
B	17,7	30,2	38,6	33,5	34,4	40,0	20,2	5,2	160,2	18,7	6,7	7,5	8,0	9,3	9,0
Sc	7,0	9,6	12,2	11,8	12,7	17,9	23,3	0,38	22,6	25,9	0,36	0,50	12,3	9,4	50,0
Ga	13,3	13,2	13,6	19,5	16,5	24,5	18,7	2,0	8,2	15,7	3,0	5,8	15,2	15,6	27,5
Ge	0,67	2,1	2,4	2,6	2,4	2,0	3,0	0,27	0,5	0,50	0,34	0,16	0,45	0,35	0,50
Sn	3,0	4,6	5,2	14,0	215,4	5,2	4,3	2,6	3,1	3,7	2,5	3,0	2,8	2,7	3,1
Zr	30,0	74,4	64,0	70,4	69,2	94,0	43,3	15,0	36,2	62,2	22,8	32,5	106,0	97,8	85,0
Nb	1,0	6,0	7,0	5,7	5,9	7,7	3,3	1,0	3,2	4,3	1,1	0,75	1,9	3,2	5,2
F	—	—	586,0	1129,4	500,0	720,0	960,0	630,0	1753,3	540,4	240,0	600,0	955,0	393,0	290,0
Cu	160,0	119,5	119,0	165,0	136,0	130,0	183,3	7,5	18,0	7,1	9,8	7,6	4,5	4,6	10,0
Zn	73,3	160,3	191,5	198,2	215,4	230,8	253,3	22,5	21,9	60,5	21,6	28,1	24,0	23,8	26,9
Pb	14,3	17,5	16,3	21,3	13,3	22,2	10,0	11,5	18,0	23,3	8,6	14,8	15,8	15,2	20,8
Mo	0,92	4,0	4,2	7,2	4,8	5,0	5,0	0,88	0,81	0,64	0,91	0,94	0,85	0,85	1,8
V	166,7	163,7	190,4	238,2	188,5	255,4	246,7	12,5	78,2	240,2	9,0	21,2	36,0	37,4	69,5
Cr	113,3	200,1	150,6	212,2	185,0	202,8	173,3	17,5	143,8	310,6	15,4	15,7	12,6	24,2	37,2
Co	25,3	33,3	32,4	36,7	29,7	31,1	38,0	8,0	13,0	22,7	6,4	9,8	7,1	6,9	12,8
Ni	33,7	83,5	88,7	115,9	74,5	81,8	110,0	11,0	37,8	44,2	7,1	9,2	15,0	21,6	19,8
Число проб	3	24	128	235	24	24	3	2	4	55	7	4	5	18	4

1 — доломиты; 2 — песчаные доломиты (в том числе доломитовые метапесчаники); 3 — метапесчаники с карбонатным цементом; 4 — аркозовые метапесчаники; 5 — полевошпат-кварцевые метапесчаники; 6 — метаалевролиты; 7 — метаалевролиты с карбонатным цементом; 8 — метапелиты; 9 — метатUFFиты.

*Содержания петрогенных элементов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т; прочерк — содержания не определялись; анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

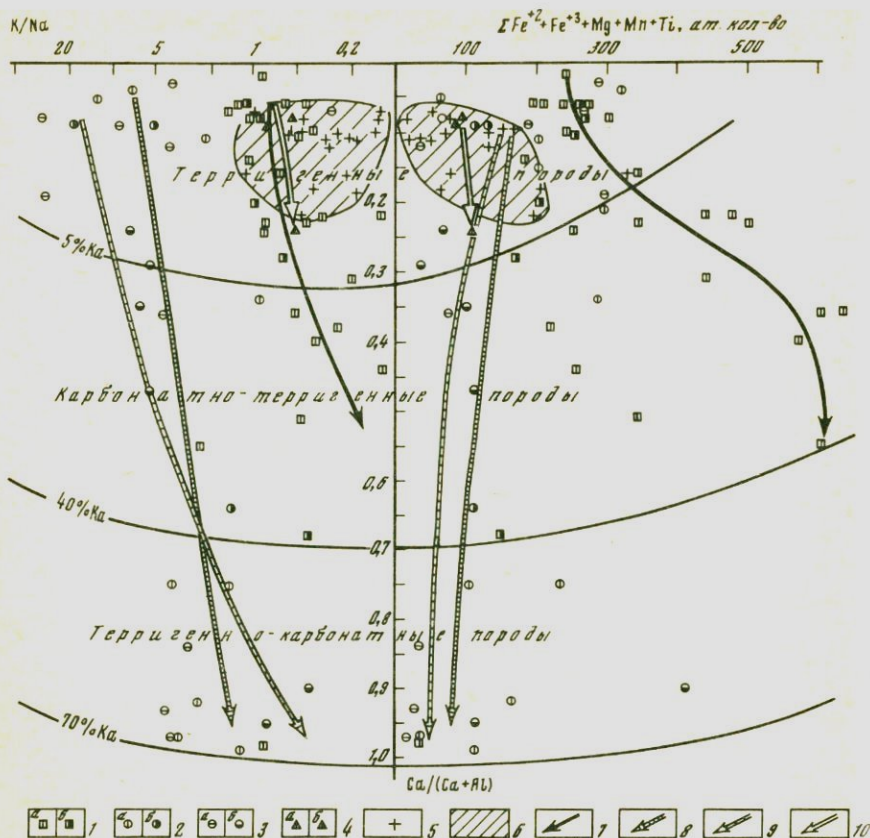


Рис. 5. Петрохимические тренды дифференциации осадочных пород печенгского комплекса

1-4 — составы свит печенгского комплекса из разреза Кольской скв. СГ-3 (а) и развитых на поверхности (б): 1 — ждановская, 2 — лучломпольская, 3 — кувернеринийокская, 4 — телевинская; 5, 6 — составы пород архейского комплекса: 5 — плаггиогнейсов, 6 — области распространения плаггиогнейсов; 7-10 — тренды дифференциации осадочных пород свит: 7 — ждановской, 8 — телевинской, 9 — кувернеринийокской, 10 — лучломпольской; Ca — изолинии содержаний в породе карбонатных минералов

показано на соответствующих треугольных диаграммах. Из диаграмм явствует, что первую осадочную толщу (телевинскую свиту) характеризует тренд терригенной дифференциации; вторую и третью толщи (кувернеринийокскую и лучломпольскую свиты) — идентичные друг другу тренды терригенно-хемогенной дифференциации и, наконец, четвертую осадочную толщу (ждановскую свиту) — тренд терригенной и частично хемогенно-терригенной дифференциации.

Для установления более тонких черт сходства или различия химизма метаседimentary пород была разработана петрохимическая диаграмма (рис. 5), позволяющая выявлять и количественно оценивать в исследуемых породах наличие таких важных в генетическом отношении признаков, как туфогенный материал (Fe^{3+} , $+ Fe^{2+}$, $+ Mn + Mg + Ti$) или сверхполевошатовый

кальций — $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Al})$, а также распознавать в составе псаммитов долю аркозового или существенно плагиоклазового материала, определяемых отношением K/Na . Распределение метаосадочных пород на этой диаграмме в целом согласуется с выявленными трендами осадочной дифференциации для каждой свиты и вместе с тем позволяет сделать следующие выводы.

Метатерригенные породы первой осадочной толщи отчетливо наследуют минеральный и химический составы подстилающих их плагиогнейсов архейского фундамента (заштрихованные поля) и, как уже отмечалось, изофациально метаморфизованы с ними. Это, а также слабая дифференцированность метаосадков данной толщи позволяют рассматривать эти образования как кору выветривания, формировавшуюся в пониженных частях проторельефа архейского фундамента. Таким образом, отложение так называемой первой осадочной толщи (телевинской свиты) фиксируют допеченгский этап стабилизации тектонического режима фундамента. Все это вместе с отмечаемыми на поверхности фактами непосредственного налегания метаэффузивов первой вулканогенной толщи на архейский фундамент ставит под сомнение отнесение телевинской свиты к собственно печенгскому комплексу, а следовательно, требует исключения ее из первой осадочной толщи.

Петрохимические тренды второй и третьей осадочных толщ (кувернерийнокская и лучломпольская свиты) демонстрируют идентичность исходных составов как терригенных, так и терригенно-карбонатных отложений. Резкое несоответствие химических составов осадочных пород этих толщ и пород архейского фундамента из разреза Кольской скв. СГ-3 указывает на более удаленные источники сноса, которыми могли быть блоки архейских гранито-гнейсов, развитых к северу и северо-востоку от Печенгской структуры (см. рис. 2). Незначительная мощность терригенных осадков обеих толщ, их выдержанность по паданию и простиранию, а также наличие в составе осадков карбонатов однозначно указывают на формирование рассматриваемых отложений с условиях мелководных континентальных лагун.

Иные условия осадконакопления характеризуют метаосадочные породы четвертой осадочной толщи (ждановская свита). Терригенная составляющая их петрохимического тренда частично близка к подстилающим печенгский комплекс архейским плагиогнейсам ($\text{K}/\text{Na} < 1$), но резко отличается от всех развитых ниже по разрезу осадочных толщ более высоким содержанием Fe, Mg, Mn и Ti. Последнее связано с обогащенностью исходных осадков туфогенным материалом. Туфогенные образования ждановской свиты и ассоциирующие с ними эффузивные породы по химическому составу аналогичны таковым образованиям подстилающей и перекрывающей вулканогенных толщ, что, таким образом, указывает на формирование их в течение единого тектоно-магматического цикла. Большая мощность и флишоидный характер отложений четвертой осадочной толщи, наличие органики и хлоридно-натриевый состав солей, растворенных в ее подземных водах, указывают на морской режим осадконакопления, а присутствие туфового материала и сингенетичных сульфидов — об активном влиянии вулканизма на седиментацию.

Рассмотренные выше литолого-петрохимические особенности осадоч-

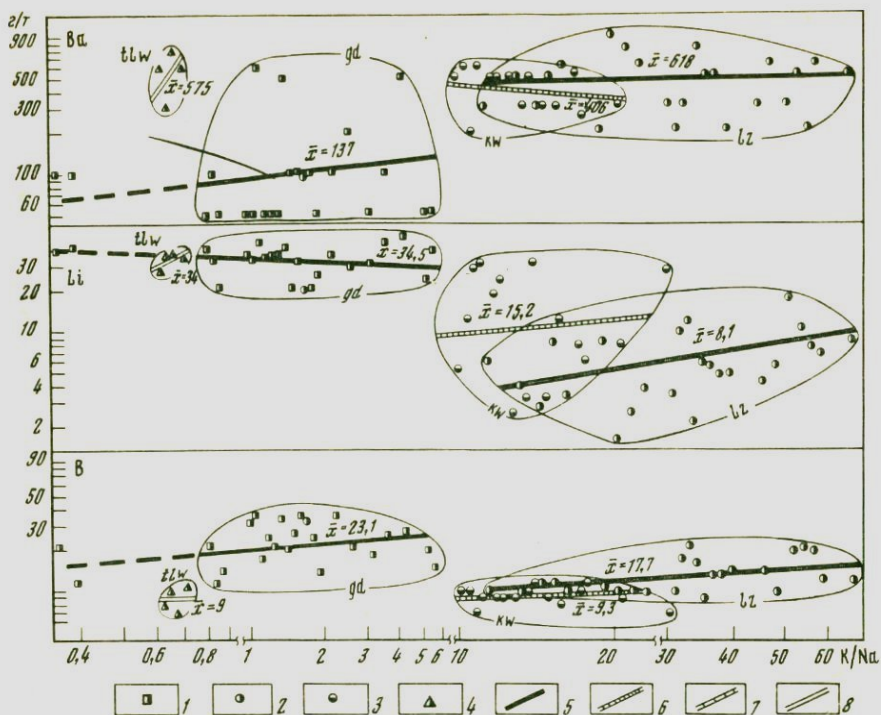


Рис. 6. Геохимические тренды дифференциации осадочных пород печенгского комплекса

1-4 — свиты: 1 — ждановская, 2 — лучтомпольская, 3 — кувернеринийская, 4 — телевинская; 5-8 — геохимические тренды; \bar{x} — оценка среднего содержания

ных пород подтверждаются также различными уровнями концентрации и типами распределения в них элементов-примесей. Примером служит литолого-геохимическая диаграмма (рис. 6), в основу которой положена зависимость распределения элементов-примесей от количественного содержания породообразующих минералов, показателем которых, в свою очередь, служит значение отношения K/Na . Такой подход позволяет не только геохимически разграничить сравниваемые группы пород, но и одновременно оценивать влияние минералогического фактора на характер распределения элементов-примесей в близких по составу осадках. С помощью этой диаграммы исследовалась самая распространенная в разрезе Кольской скв. СГ-3 группа метапесчаников, являющихся сквозным членом всех четырех осадочных толщ. На диаграмме четко обособились три поля, различающихся соотношением минералов обломочной части (кварц, плагиоклаз, микроклин), составом основной массы (слюды, хлорит, карбонаты) пород и уровнями концентрации в них Ba , Li , B , Zn и Ni . Первое занимают метапесчаники телевинской, второе — кувернеринийской и лучтомпольской и, наконец, третье — ждановской свит, полностью подтверждая правомерность выделения трех различных источников сноса для этого класса осадочных пород и отложению их в средах с различным тектоническим режимом.

Отличительной особенностью метаосадочных пород четвертой толщи (ждановской свиты) является также присутствие в них сульфидов и углестого вещества (вплоть до образования самостоятельных прослоев сульфидно-углеродистых сланцев), что обуславливает относительное обогащение их U (до 2,5–3,3 г/т) и Au (до 0,035 г/т). Туфы и туффиты характеризуются высокими содержаниями суммарного Fe (19,8%), Mo (7,04%), Cr (до 0,08%) и Ni (до 0,07%), сходными с вулканокластами вышележащей материнской свиты. Как уже отмечалось выше, это свидетельствует об активном проявлении вулканизма в этот период седиментации. В результате все метаосадочные породы четвертой толщи (и особенно метапелиты) по сравнению с однотипными образованиями нижележащих свит оказались обогащенными сульфидами и соответственно халько- и сидерофильными элементами (Cu – 130–165, Zn – 160–230, Pb – 17–25, Mo – 5–7, V – 190–225 г/т).

Сульфидная минерализация здесь образует рассеянную вкрапленность, а также мелкие прожилки и самостоятельные скопления. Рудные минералы представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом, пиритом и марказитом, изредка встречается магнетит. Определение типоморфных особенностей сульфидов включало минераграфические исследования, анализ распределения элементов-примесей и изучение изотопного состава серы. В результате среди метаосадочных пород ждановской свиты выделены две генетические группы сульфидов. Первая – сингенетическая группа представлена мономинеральными индивидами пирротина, пентландита, халькопирита и пирита. Пирротин характеризуется относительно низкими содержаниями S (36,4 мас.%) и Se (5 г/т), а пирит – низкими содержаниями Cu, Co, Se, Te, As, Cr и повышенными концентрациями Ti и Zn (табл. 3). В составе серы пирротина и пирита значительно преобладает тяжелый изотоп ^{34}S ; средние значения $\sigma^{34}\text{S}$ равны соответственно +16,6 и +17,24‰ (см. табл. 3), что с учетом обогащенности вмещающих пород органикой свидетельствуют об образовании этих сульфидов в восстановительной среде.

Для второй – эпигенетической группы обычными являются страдания пирротина с пентландитом по типу распада твердого раствора и развитие по пирротину тонкозернистого пирита. Повышенные количества S (38,5 мас.%) и Se (10 г/т) в пирротине и более высокие концентрации рудных компонентов в пирите (см. табл. 3) свидетельствуют об образовании их из растворов, обогащенных S, Cu, Ni, Co, Se, Cr и другими элементами-примесями. Изотопный состав серы эпигенетических сульфидов характеризуется большей гомогенностью и существенным обогащением легким изотопом ^{32}S . Средние значения $\sigma^{34}\text{S}$ пирротина и пирита составляют соответственно +4,03 и +4,88‰, что указывает на окислительную обстановку их формирования и позволяет предположить единый глубинный источник рудного вещества для этой группы сульфидов и медно-никелевых руд Печенгского района (для Ждановского месторождения средние значения $\sigma^{34}\text{S}$ + 5,2‰ и месторождения Каула – +1,4‰).

Минералого-геохимическая специализация выявленных трех этапов осадконакопления в ходе развития Печенгской структуры хорошо подтверждается различными уровнями содержаний и типами распределений редкоземельных и радиоактивных элементов (табл. 4).

Таблица 3

Средние содержания элементов-примесей (в г/т)
и изотопный состав серы пирита и пирротина метасадочных пород
ждановской свиты из разреза Кольской сверхглубокой

Минерал	Тип минерализации	Cu	Ni	Co	Se	As	Sn	Ag	Pb
Пирит	Сингенетический	773	1800	440	10	62	23	12	136
	Эпигенетический	3430	2150	997	30	607	32	15	143
Пирротин	Сингенетический	—	—	—	5	—	—	—	—
	Эпигенетический	—	—	—	10	—	—	—	—

Анализы выполнены в ИМГРЭ.

Таким образом, литолого-геохимический анализ глубинного разреза северной зоны печенгского комплекса позволяет исключить из его состава первую осадочную толщу (телевинскую свиту) и отнести ее к граувакковой формации допеченгского этапа стабилизации тектонического режима архейского фундамента, а также выделить две синпеченгские осадочные формации: первую — карбонатно-терригенную (кувернерийюкская и лучломпольская свиты), фиксирующую этап деструкции фундамента и заложения на нем Печенгской структуры, и вторую — туфогенно-терригенную (ждановская свита), характеризующую этап последующей тектономагматической активизации фундамента.

Выделение двух различных по времени и характеру проявления тектонических этапов формирования Печенгской структуры подтверждается и особенностями химического состава слагающих ее вулканогенных толщ.

Метаэффузивные породы (табл. 5). На классификационной петрохимической диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 7) фигуративные точки четырех вулканических толщ образуют соответственно четыре поля. Андезитобазальты первой вулканогенной толщи располагаются на границе областей нормальной и повышенной щелочности и в разрезе Кольской скв. СГ-3 (снизу вверх) обнаруживают отчетливый геохимический тренд последовательного роста железистости и щелочности. Метаэффузивы второй вулканогенной толщи частично перекрываются с андезитобазальтами первой, но сосредоточены главным образом в области субщелочных пород, в которых отчетливо проявлено (снизу вверх) несколько ритмов магматической дифференциации (базальты → щелочные базальты → трахибазальты), фиксируемые последовательным ростом железистости и общей щелочности.

Вулканиды третьей вулканогенной толщи образуют компактный рой в поле толеитовых базальтов нормальной щелочности, геохимические тренды которых в отличие от вулканидов нижележащих толщ характеризуются (снизу вверх) сначала последовательным ростом магнезиальности, а

Zn	Mn	V	Ti	Cr	Mo	Zr	Sb	Bi	$\sigma^{34}\text{S}, \text{‰}$	Число проб
1142	132	21	1690	83	14,05	56	4	1,8	+17,08 – +17,40	5
									+17,24	
3870	347	42	1170	4150	17,2	50	3,5	2,4	+2,58 – +6,38	5
									+4,88	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	+10,7 – +29,0	19
									+16,6	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	+1,02 – +9,08	15
									+4,03	

затем железистости и щелочности. Метаэффузивы четвертой вулканогенной толщи в значительной мере перекрываются с толеитовыми базальтами третьей толщи, смещаясь в область пикритобазальтов и пикритов. Для них характерно незначительное увеличение щелочности и магнезиальности в нижних частях толщ и отчетливые, ритмично повторяющиеся во времени тренды роста железистости в верхних.

Таким образом, особенности распределения петрогенных элементов в метаэффузивах первой и второй вулканогенных толщ обнаруживают ясные черты сходства, указывая на принадлежность их к андезитобазальтовой и трахибазальтовой формациям. Соответственно сходны между собой метаэффузивы третьей и четвертой вулканогенных толщ — толеит-базальтовая и пикрит-базальтовая формации. Для пространственно сопряженных пар этих формаций устанавливается, кроме того, закономерная периодичность химических типов дифференциации: кремнекислотный в нижних членах пар (т.е. в андезитобазальтовой и толеит-базальтовой формациях) и щелочно-кремнекислотный в верхних парах (трахибазальтовой и пикрит-толеитовой). Выявленная периодичность свидетельствует о наличии двух разновременных кульминаций вулканизма: первая — андезитобазальтовая, включающая андезитобазальтовую и трахибазальтовую формации, и вторая — пикрит-базальтовая (толеит-базальтовая и пикрит-базальтовая формации).

Каждая кульминация вулканизма при этом отчетливо фиксируется и по характеру распределения элементов-примесей в однотипных рядах пород сравниваемых формаций. Геохимический анализ последних проводился в зависимости от характера изменения их общей кислотности, выраженной параметром A_c^1 , и показал, что сопряженные тренды дифференци-

¹ Параметр A_c предложен Л.С. Бородиным [16] для количественной оценки изменения общей кислотности изверженных пород и магм в ходе кристаллизационной дифференциации.

Таблица 4

Распределение редкоземельных и радиоактивных элементов (в г/т)
в породах печенгского комплекса из разреза Кольской сверхглубокой

Элемент	Метаосадочные									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	33	34	23	9	18	23	28	53	17	4
Ce	68	64	64	27	31	44	49	67	36	11
Pr*	6,3	6,7	5,8	2,8	3,7	5,3	5,4	7,7	3,2	1,0
Nd*	25,2	30,6	22,7	12,6	18,9	26,6	25,7	38,3	12,6	4,2
Sm	4,3	6,6	3,7	2,7	5,1	7,1	6,0	9,8	2,0	0,7
Eu	1,0	2,2	1,0	1,0	1,1	1,5	1,6	1,4	0,7	0,3
Gd*	3,5	6,9	3,4	3,4	3,9	5,1	5,4	4,9	2,4	0,9
Tb	0,62	1,15	0,58	0,58	0,72	0,92	0,96	0,88	0,44	0,15
Dy*	4,1	6,9	3,7	3,7	4,9	6,0	6,2	5,8	2,9	0,88
Ho*	0,85	1,3	0,74	0,74	1,02	1,2	1,3	1,2	0,59	0,16
Er*	2,3	3,3	2,0	2,0	3,0	3,3	3,4	3,3	1,6	0,4
Tm*	0,36	0,43	0,28	0,28	0,43	0,47	0,48	0,47	0,23	0,05
Yb	2,1	2,5	1,7	1,7	2,8	3,0	3,0	3,0	1,5	0,3
Lu	0,3	0,5	0,1	0,4	0,5	0,7	0,5	0,6	0,2	0,1
U	0,2	2,6	3,7	1,5	1,8	2,5	2,4	3,3	0,2	0,4
Th	8,0	4,9	12,9	2,5	2,6	4,2	3,4	4,8	8,0	1,2
Число проб	3	5	1	1	24	7	15	3	2	5

Элемент	Метаэффузивные и метантрузивные					
	11	12	13	14	15	16
La	5	5	5	8	24	18
Ce	12	13	13	21	52	39
Pr*	1,7	1,8	1,7	2,6	6,1	4,0
Nd*	9,3	10,6	14,8	13,4	30,0	17,5
Sm	3,2	3,8	3,3	3,8	7,7	3,6
Eu	1,4	1,9	1,5	1,5	2,1	1,0
Gd*	4,8	6,1	5,5	5,2	8,1	3,5
Tb	0,84	1,0	0,88	0,80	1,6	0,74
Dy*	5,5	6,3	5,7	5,9	10,4	4,2
Ho*	1,1	1,2	1,1	1,2	2,1	0,85
Er*	3,0	3,2	3,0	3,3	5,6	2,3
Tm*	0,44	0,42	0,42	0,47	0,78	0,31
Yb	2,8	2,6	2,6	3,0	5,0	2,0
Lu	0,40	0,34	0,36	0,46	0,68	0,23
U	1,5	—	—	2,5	—	0,2
Th	1,5	0,9	2,5	1,5	4,7	3,8
Число проб	6	1	2	15	2	3

1, 2 — аркозовые метапесчаники: 1 — kw, 2 — lz; 3 — кварц-плагноклазовые метапесчаники (tlw); 4 — полевошпат-кварцевые метапесчаники (gd); 5 — метаалевропесчаники (gd); 6 — метаалевролиты и метаалевропелиты (gd); 7 — метаалевропесчаники с примесью туфогенного материала (gd); 8 — метатуффиты (gd); 9 — метапесчаники с карбонатным цементом (kw); 10 — метапесчаные доломиты (kw); 11, 12 — метабазальты: 11 — mt, 12 — gd; 13 — мегааббро-диабазы (gd); 14, 15 — плагноклаз-амфиболовые сланцы: 14 — апобазальтовые (zp), 15 — апотрахибазальтовые (pr); 16 — амфиболиты (апобазальтовые, ma).

* Значения получены интерполяцией; прочерк — содержания не определялись. Анализы выполнены С.М. Дянуновым и Ю.П. Сотсковым (БГГЭ ИМГРЭ).

Таблица 5

Средние составы* метаэффузивных пород различных свит печенгского комплекса из разреза Кольской сверхглубокой

Компонент	Матертинская						Ждановская			Заполярининская			
	1	2	3	4	5	7	5	6	10	3	4	5	7
SiO ₂	43,93	43,48	46,60	47,38	46,30	47,69	46,35	47,87	55,27	47,81	47,54	48,43	47,62
TiO ₂	1,40	2,22	1,06	1,33	1,78	1,19	2,74	3,24	1,38	1,17	1,45	1,64	1,55
Al ₂ O ₃	5,66	6,39	12,84	13,73	13,07	13,64	13,20	12,84	11,40	14,02	13,24	13,19	12,81
Fe ₂ O ₃	2,90	1,77	1,69	2,38	2,62	1,96	2,72	2,41	1,85	3,15	2,59	3,24	4,06
FeO	11,99	10,78	11,05	12,17	12,62	11,56	12,52	15,77	9,64	9,88	11,75	10,96	10,92
MnO	0,14	0,22	0,15	0,20	0,23	0,16	0,24	0,28	0,12	0,19	0,20	0,19	0,16
MgO	20,43	15,78	7,65	7,09	6,18	6,61	6,10	3,67	4,11	7,99	7,15	6,35	5,38
CaO	6,04	14,32	10,66	9,70	10,01	11,02	8,05	5,56	6,40	9,92	8,72	9,40	9,34
Na ₂ O	0,42	0,22	2,49	2,73	2,30	0,57	2,85	2,81	2,65	2,18	2,44	2,36	0,65
K ₂ O	0,06	0,06	0,26	0,34	0,34	0,45	0,25	0,33	0,76	0,29	0,29	0,27	0,31
P ₂ O ₅	0,38	0,25	0,13	0,16	0,24	0,27	0,10	0,39	0,13	0,09	0,14	0,13	0,14
H ₂ O ⁻	0,34	0,24	0,23	0,18	0,25	0,14	0,16	—	0,06	0,12	0,20	0,16	0,28
П.п.п.	6,32	4,05	4,02	3,40	3,83	3,97	3,72	4,88	4,22	3,18	4,25	3,50	7,19
Сумма	100,01	99,78	98,83	100,79	99,77	99,23	99,00	100,05	97,99	99,99	99,96	99,82	100,41
CO ₂	0,10	0,02	0,05	0,14	0,12	0,35	0,09	—	2,39	0,22	1,00	0,48	0,27
Li	14,5	15,5	14,0	12,5	9,2	14,1	32,3	16,6	18,5	11,8	12,9	10,6	5,9
Rb	12,7	8,7	11,7	11,1	11,3	15,0	10,6	16,2	8,8	5,2	5,1	6,0	10,8
Sr	13,4	7,1	41,6	68,4	86,4	80,0	80,0	44,2	103,8	36,9	40,5	45,2	52,3
Ba	10,0	12,6	21,6	32,5	27,1	62,9	27,1	55,0	87,5	108,8	103,8	74,7	49,2
B	16,0	13,6	93,4	54,5	10,4	13,3	7,0	6,4	12,0	14,7	6,8	6,8	6,8
Sc	4,1	6,7	8,0	8,9	7,5	8,4	9,6	17,0	6,8	14,8	16,2	17,4	15,5
Ga	10,6	13,1	13,8	17,2	13,5	18,4	22,0	22,7	22,5	14,4	17,5	17,9	13,9
Ge	1,9	2,0	1,0	1,1	1,2	1,1	1,5	1,5	2,2	0,90	0,94	0,76	0,71
Sn	4,1	5,2	5,2	3,4	3,6	3,1	3,4	3,4	2,9	5,9	5,0	5,2	3,3
Zr	48,9	72,9	37,1	43,9	45,7	42,9	44,3	55,0	45,0	42,9	49,9	57,1	52,3
Nb	3,9	8,2	6,2	2,7	2,9	2,2	2,2	2,3	3,5	2,2	3,4	3,0	1,6

Таблица 5 (окончание)

Компо- нент	Матергинская						Ждановская			Заполяринская			
	1	2	3	4	5	7	5	6	10	3	4	5	7
F	—	—	50,6	42,5	50,0	222,9	460,0	488,3	640,0	93,4	99,4	152,5	123,1
Cu	307,8	352,4	255,5	271,8	311,8	372,9	387,1	88,3	575,0	117,0	137,2	179,5	110,8
Zn	253,9	209,6	152,2	128,8	131,8	141,4	140,0	161,7	130,0	106,3	125,3	133,8	111,5
Pb	4,4	6,3	7,9	4,9	4,1	5,7	5,0	5,7	8,2	20,0	15,8	13,2	10,7
Mo	1,9	2,7	1,0	0,80	0,79	0,89	2,9	1,6	1,7	0,62	1,0	1,2	0,98
V	136,3	243,1	195,2	234,6	134,6	242,9	424,3	401,7	292,5	284,5	317,3	329,5	300,8
Cr	958,0	263,2	205,4	96,6	90,6	141,7	88,9	44,7	120,5	137,0	83,2	78,2	73,3
Co	137,5	80,1	60,7	42,0	46,4	47,0	48,3	51,8	45,5	47,9	47,2	49,2	42,8
Ni	1080,4	186,8	235,1	76,6	88,1	93,0	65,4	28,0	67,0	73,1	63,4	58,1	51,5
Число проб	28	35	31	85	28	7	7	6	4	86	83	177	13

Компо- нент	Пирттиярвинская								Маярвинская					
	2	3	5	6	8	9	10	12	13	5	10	11	12	13
SiO ₂	44,44	50,07	47,86	50,70	49,66	48,27	54,12	54,34	58,22	52,43	54,98	53,21	54,08	58,02
TiO ₂	3,12	1,41	2,27	4,00	1,73	2,27	1,55	2,48	1,90	0,86	1,04	0,75	0,95	1,19
Al ₂ O ₃	8,12	11,98	14,22	11,27	13,93	14,46	12,85	15,91	15,52	12,93	14,08	12,43	13,78	13,26
Fe ₂ O ₃	5,80	5,74	3,48	8,52	6,25	5,94	6,32	7,65	6,00	2,69	1,60	1,75	1,20	1,78
FeO	10,42	7,29	12,39	8,61	8,81	9,85	7,00	5,04	3,70	9,28	8,98	9,14	9,84	9,62
MnO	0,21	0,20	0,23	0,14	0,25	0,23	0,15	0,09	0,14	0,14	0,16	0,16	0,16	0,14
MgO	12,23	7,28	6,25	6,37	5,44	5,97	5,09	3,07	3,31	6,86	5,19	7,90	5,47	3,34
CaO	9,08	7,83	5,53	3,03	5,84	4,83	6,04	2,80	2,92	8,13	7,56	9,02	5,89	6,61
Na ₂ O	0,20	3,56	3,10	3,28	5,26	4,09	5,21	5,27	5,20	2,87	3,34	2,40	3,11	3,04
K ₂ O	0,01	0,37	0,55	1,30	0,47	1,63	0,33	2,12	1,32	1,42	1,38	1,05	2,68	1,46

P ₂ O ₅	0,26	0,11	0,20	0,29	0,28	0,22	0,13	0,26	0,18	0,12	0,15	0,18	0,15	0,17
H ₂ O	0,24	0,08	0,14	0,14	0,09	0,12	0,10	0,18	0,26	—	0,13	0,14	0,26	0,08
П.п.п.	4,75	3,54	3,10	2,50	2,02	2,23	1,35	1,13	1,23	1,94	1,65	1,64	2,48	1,44
Сумма	99,88	99,46	99,32	100,15	100,03	100,11	100,24	100,34	100,50	99,67	100,24	99,77	100,05	100,15
CO ₂	0,20	2,33	0,16	0,30	0,43	0,18	0,80	0,46	0,50	—	0,36	0,08	0,50	0,02
Li	19,8	12,5	10,5	22,0	9,1	12,5	16,3	16,4	16,3	14,8	12,6	13,4	13,4	10,5
Rb	20,0	15,0	5,5	20,0	14,2	37,5	27,5	46,2	30,0	53,3	43,4	31,8	72,5	44,0
Sr	25,1	75,0	30,0	0,5	36,8	28,1	56,8	39,3	46,7	36,7	39,3	50,5	15,5	31,4
Ba	201,2	300,0	25,0	100,0	223,5	195,9	300,0	510,2	366,7	100,0	280,3	148,1	353,7	154,7
B	7,0	7,5	2,2	6,0	8,0	100,6	6,8	7,4	8,3	3,5	6,5	5,4	7,7	5,0
Sc	7,5	13,0	10,5	10,0	11,2	9,2	9,0	6,2	10,0	2,3	4,2	3,2	3,8	5,0
Ga	20,0	20,0	11,5	30,0	16,2	16,4	20,0	19,5	16,7	15,0	18,5	17,8	13,7	20,1
Ge	0,79	0,05	1,8	0,05	0,08	0,74	0,28	0,18	0,12	0,37	0,6	1,2	0,05	0,51
Sn	3,0	3,0	2,0	3,0	3,0	3,2	3,8	2,8	—	3,0	2,8	2,6	2,9	2,9
Zr	50,0	70,0	40,0	130,0	53,8	48,8	73,3	83,0	86,7	33,3	43,7	44,8	38,7	52,7
Nb	2,4	0,5	1,5	3,0	0,62	1,0	2,3	1,4	0,5	2,8	1,8	2,4	1,4	2,4
F	—	—	480,0	—	46,9	205,9	360,0	55,0	—	—	25,3	171,4	—	—
Cu	242,5	150,0	410,0	500,0	76,2	164,0	205,0	68,0	66,7	93,3	126,6	212,9	172,5	151,5
Zn	30,0	30,0	105,0	30,0	40,0	62,4	51,7	38,0	30,0	96,7	78,5	80,5	60,7	91,7
Pb	11,0	13,0	7,5	26,0	14,5	21,0	18,0	16,3	15,0	22,3	25,3	18,6	46,6	25,9
Mo	1,2	1,0	0,38	1,0	0,98	1,1	1,1	0,99	1,0	0,83	0,89	0,75	1,0	1,8
V	250,0	95,0	170,0	400,0	182,3	520,6	205,0	206,1	146,7	196,7	236,1	172,4	189,3	238,2
Cr	220,0	620,0	30,0	90,0	207,3	116,1	282,2	51,0	39,0	426,7	116,0	571,9	90,1	39,7
Co	32,2	50,0	46,0	42,0	43,4	67,1	40,3	31,9	46,0	81,7	39,8	44,4	42,8	30,3
Ni	59,0	150,0	35,0	75,0	83,5	64,6	78,5	32,1	21,3	140,0	52,6	128,9	39,0	19,6
Число проб	4	2	2	1	13	17	6	20	3	78	21	15	15	

1 — метацикриты; 2 — пикритовые метапорфириты (пикритобазальты); 3—8 — метадиабазы, плагиоклаз-амфиболовые сланцы и амфиболиты (толеитовые базальты); 9 — оливиновые базальты, 4 — дифференцированные базальты, 5 — базальты, 6 — ферробазальты, 7 — низкощелочные базальты, 8 — спилитизированные базальты; 9—12 — биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы, в том числе с магнетитом; 9 — трахибазальты, 10 — андезитобазальты, 11 — пироксен-оливиновые андезитобазальты, 12 — трахиандезитобазальты; 13 — амфибол-биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы, в том числе с магнетитом (андезиты).

*Содержания петрогенных элементов даны в мас. %, элементов-примесей — в г/т; прочерк — содержания не определялись; анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

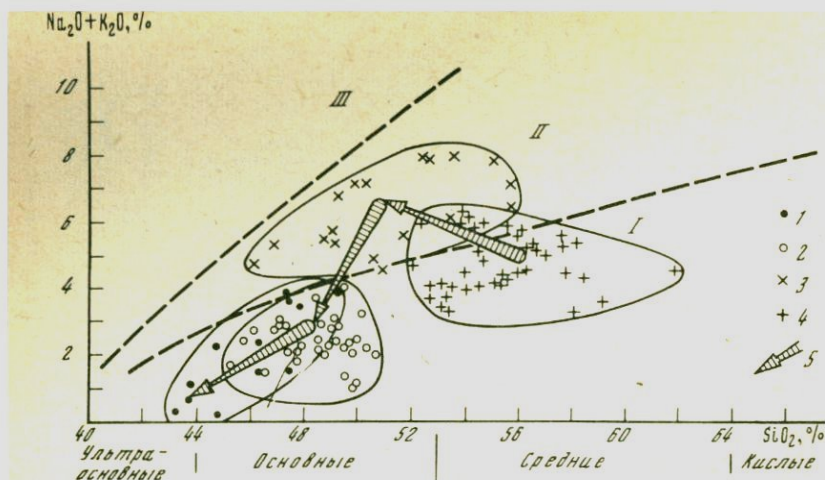


Рис. 7. Петрохимические типы метаэффузивных пород печенгского комплекса и тренды их дифференциации

1—4 — средние составы метаэффузивных потоков в свитах: 1 — матертинской, 2 — заполярнинской, 3 — пиртиярвинской, 4 — маярвинской; 5 — тренды дифференциации эффузивных серий при формировании Печенгской структуры: I—III — области пород: I — нормальной щелочности, II — субщелочных, III — щелочных

ции первой и второй кульминаций вулканизма резко различаются как по значениям A_c , так и по соответствующим им уровням концентрации литофильных и сидерофильных элементов. Относительно более высокие содержания Rb, Ba и Sr и пониженные Sc, Zr и V (рис. 8, см. вкл.) характерны, например, для пород первой кульминации, что сближает эти образования с вулканическими сериями континентальных рифтов, а вулканы второй кульминации с более глубинными образованиями типа океанических рифтов (рис. 9). Геотектоническая идентификация кульминаций вулканической активности подтверждается и резко различными трендами фракционирования редкоземельных элементов. Основные метаэффузивы первой кульминации (первая и вторая вулканогенные толщи) характеризуются относительно более высокими концентрациями легких лантаноидов (см. табл. 5) и по характеру их распределения близки континентальным толеитам (рис. 10). Метабазальты второй кульминации (третья и четвертая вулканогенные толщи), а также комагматичные им диабазы ждановской свиты, в свою очередь, имеют близкие друг другу типы распределения редкоземельных элементов, максимально приближающие их к океаническим толеитам (см. рис. 10).

Выявленные геохимические тренды, а также тенденция уменьшения кремнекислотности и общей щелочности в первых порциях расплавов каждой из четырех вулканогенных формаций свидетельствует об общем антидромном характере развития вулканизма в Печенгской рифтогенной структуре и, следовательно, о последовательном перемещении родоначальных магматических очагов из нижних зон сиалической коры в мантию.

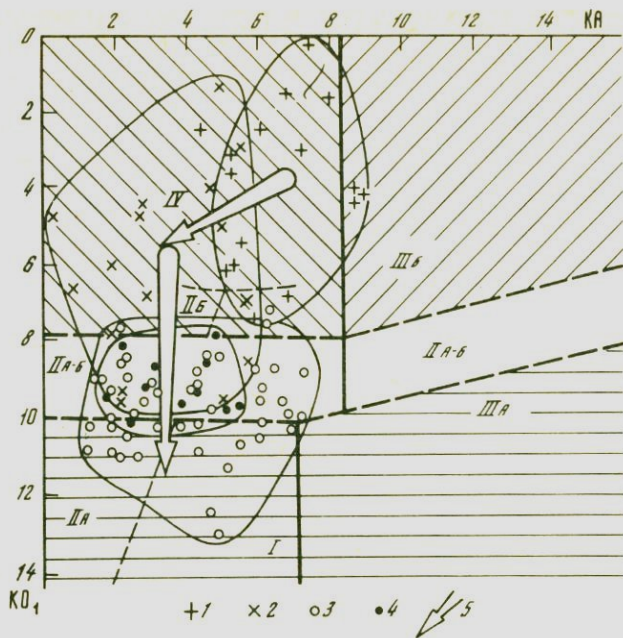


Рис. 9. Петрохимические типы и эволюция метабазальтов печенгского комплекса

1-4 - средние составы метабазальтоидов свит: 1 - материнской, 2 - заполяринской, 3 - пирттиярвинской, 4 - маярвинской; 5 - тренды дифференциации эффузивных серий при формировании Печенгской структуры; I - оливиновые толеиты гавайского типа; IIА - оливиновые щелочные базальты океанов; IIБ - оливиновые щелочные базальты континентов; IIА-Б - базальты рифтовых зон; IIIА - плагиобазальты срединно-океанических хребтов; IIIБ - высокоглиноземистые базальты андезитобазальтовых серий островных дуг; IV - траппы и платобазальты; $KA = Al_2O_3 - 0,5FeO - 2TiO_2$; $KO_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$, по [29]

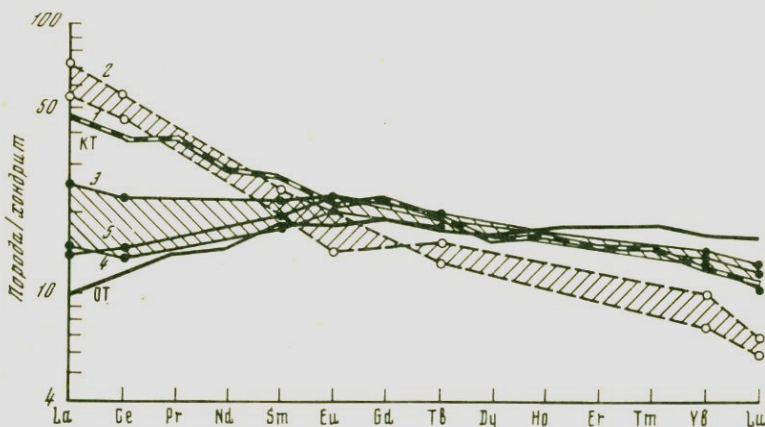


Рис. 10. Типы распределения редкоземельных элементов в метазэффузивных породах печенгского комплекса

1-5 - свиты: 1 - маярвинская, 2 - пирттиярвинская, 3 - заполяринская, 4 - материнская, 5 - ждановская; средние составы континентальных (КТ) и океанических (ОТ) толеитов по [118]

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР

Рассмотренные особенности строения, состава и эволюции метасадочно-вулканогенных и метайнтрузивных образований печенгского комплекса указывают на то, что образование их происходило в рифтогенных линейных структурах, заложенных на консолидированном архейском основании (внутриконтинентальный подвижный Печенгско-Варзугский пояс). В истории развития этого пояса, как было показано выше, отчетливо наблюдается смена геотектонического режима от рифтово-континентальной стадии к рифтово-океанической.

Анализ геологического строения метаморфических комплексов, подстилающих и обрамляющих Печенгскую осадочно-вулканогенную структуру с северо-востока [14] и юго-запада [11, 51], позволяет, кроме того, выделить и кратко охарактеризовать этапы, предшествующие заложению Печенгской рифтогенной структуры.

Консолидированный архейский фундамент восточной части Балтийского щита, как известно, имеет блоковое строение с отчетливо выраженной северо-западной ориентировкой структур: с севера на юг в его пределах выделяются Мурманский, Кольско-Норвежский, Беломорско-Лапландский и Централно-Карельский мегаблоки (кратоны). Каждый из них имеет длительную и автономную историю геологического развития. Тем не менее слагающие эти мегаблоки структурно-вещественные комплексы, несмотря на различия в составе, возрасте, степени метаморфизма и долевом соотношении исходных терригенных, эффузивных и интрузивных образований, обнаруживают единую для всех мегаблоков тенденцию последовательного развития на кислой протоконтинентальной коре.

Наиболее полно и обоснованно эволюция тектонического развития архейского (докарельского) фундамента Кольского полуострова изложена в работах И.Д. Батиевой и др. [4], О.А. Беляева и др. [11], В.Г. Загородного и А.Т. Радченко [38]. Ими, в частности, показано, что раннеархейский (< 3,5 млрд. лет) фундамент сложен специфическими безмикроклиновыми гранитоидными образованиями (тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, эндербиты, чарнокиты, биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы), образующими единый геохимический ряд магматических пород разных фаций глубинности. При этом плутонические фации слагают, по-видимому, нижнюю часть фундамента, а эффузивные (гнейсовые) — верхнюю. Согласно схеме районирования древнейшего фундамента Кольского полуострова [38], сохранившиеся в современном эрозионном срезе Печенгского района фрагменты раннеархейского гранитоидного комплекса представлены плагиогранитами и гранодиоритами фации средних глубин. В верхнеархейское время консолидированный древнейший фундамент испытал последовательно протогеосинклинальный, протоорогенный и протоплатформенный этапы активизации. В Печенгском районе первые два этапа выразились широким развитием серии синклинальных структур раннего заложения, выполненных соответственно терригенно-туфогенными и вулканогенными формациями (каскамская, аннамская и другие серии), а также терригенными и терригенно-вулканогенными (кольская, вырнимская, лоттинская серии). В результате неоднократных структурных, метаморфических и ультраметаморфических преобразований указанные формации совместно с подстилающими и окружающими их бло-

ками раннеархейского фундамента обособились в крупные блок-антиклинории, разделенные синклинорными зонами. В современном эрозионном срезе блок-антиклинориев гранитизированные и реоморфизованные породы раннеархейского фундамента обнажены в виде разрозненных купольно-блоковых структур среди обрамляющих их верхнеархейских гнейсовых толщ. Последние образовались синхронно с гнейсовыми и амфиболито-гнейсовыми толщами межблоковых синклинорных зон, но отличаются сравнительно стабильными условиями формирования и более глубоким уровнем эрозии.

Личные наблюдения авторов в значительной мере согласуются с указанными выше представлениями, что и нашло отражение в составленной нами структурно-геологической карте Печенгского рудного района (см. рис. 2). Так, на исследуемой территории в строении докарельского фундамента (в направлении с северо-востока на юго-запад) выделяются три крупные блок-антиклинорные зоны, имеющие северо-западную ориентировку: северная (Мурманский блок-антиклинорий); центральная (включает Борисоглебско-Луостаринский, Куэтъярвинский и Верхнетитовский блок-антиклинории) и южная (Хихнаярвинский и Аллареченско-Аннамский блок-антиклинории). Перечисленные выше блок-антиклинорные зоны отличаются друг от друга различным составом слагающих их толщ, степенью метаморфических и ультраметаморфических преобразований и разделены двумя синхронными с ними синклинорными зонами: Лиинахамарской (между северной и центральной) и Каскамско-Лоттинской (между центральной и южной). При этом в Лиинахамарской синклинорной зоне первично-терригенные толщи ассоциируют с глиноземистыми отложениями, а в Каскамско-Лоттинской — с основными вулканитами.

В свете изложенного анализ предлагаемой структурно-геологической карты позволяет вполне обоснованно предположить, что верхнеархейский комплекс, вскрытый Кольской сверхглубокой в интервале глубин 6842—12 064 м, должен коррелироваться на поверхности с гнейсово-мигматитовыми толщами центральной блок-антиклинорной зоны: к западу от Печенгской структуры — Куэтъярвинский блок-антиклинорий (IВ, см. рис. 2), а к востоку — Верхнетитовский (IГ, см. рис. 2).

В раннекарельское время (лопийская активизация) вдоль границ архейских мегаблоков были заложены линейные троговые зоны: Колмозеро-Вороньетундровская и Печенгско-Варзугская на Кольском полуострове и Ветренный пояс в Карелии. В результате троговые зоны получили генеральную северо-западную ориентировку с резко выраженным (10 : 1) отношением длины к ширине. В тектонической истории развития указанных зон можно выделить три крупных этапа: предрифтовый, рифтовый и послерифтовый (рис. 11).

Предрифтовый этап включает две стадии тектонического режима (см. рис. 11, а). В первую стадию произошло заложение троговых зон, выраженное линейными растяжениями архейского фундамента вдоль частей мегаблоков и заполнением погруженных частей фундамента незначительным количеством вулканогенных образований и преобладающими терригенными отложениями, в связи с чем указанные формации имеют ярко выраженный миогеосинклинальный облик (свита талья, серия колмозеро-воронья); однако сходство это формальное и не должно использоваться

в качестве признака, указывающего на геосинклиальный режим развития троговых докембрийских структур.

Во вторую стадию предрифтового этапа архейские мегаблоки испытали сжатие, а троговые зоны — складчатость и зональный метаморфизм (от серицит-хлоритовой зоны фации зеленых сланцев до силлиманит-мусковитовой зоны эпидот-амфиболитовой фации), например в метатерригенных образованиях свит талья — тольпвыд, обрамляющих Печенгскую структуру с юго-запада и юго-востока.

Завершился предрифтовый этап консолидацией зонально-метаморфизованных отложений троговых зон, которые, по-видимому, и следует рассматривать в объеме самостоятельного тундрового комплекса.

Рифтовый этап. После перерыва отдельные троговые пояса испытали последующее развитие (сумий-суйсарская активизация), наиболее полно проявленное в Печенгско-Варзугском и Ветренном поясах. Этот этап рассматривается нами как собственно рифтовый и подразделен на две стадии: рифтово-континентальную и рифтово-океаническую. Тектонически активные зоны этого этапа закладываются вдоль границ между кратонами, в том числе между архейскими мегаблоками и консолидированными отложениями тундрового комплекса. При этом происходит смещение троговых зон по латерали в сторону опускающихся блоков фундамента при его растяжении. Ниже более подробно рассмотрим историю развития рифтового этапа на примере Печенгской структуры.

Рифтово-континентальная стадия формирования Печенгской структуры характеризует последующее растяжение и более значительные перемещения ранее активизированных блоков архейского фундамента, сопровождаемые раскрытием глубинного корового магматического очага. Излияние однородной недифференцированной магмы непосредственно на поверхность погруженных блоков фундамента (андезитобазальтовый вулканизм) привело к перекрытию их и главным образом участков с сохранившейся корой выветривания (телевинская свита, см. рис. 11, б).

Последующая эволюция магмы (обогащение расплавов щелочными металлами и летучими компонентами) и ее дифференциация привели к излиянию вулканитов последовательно-ритмичной трахибазальтовой формации. В целом механизм образования этих формаций можно определить как синтексисный [31], согласно которому внедрение мантийной базитовой магмы в "холодную" кислую кору сопровождалось подплавлением и ассимиляцией корового материала и, следовательно, раскислением ее первоначального состава. Последующая дифференциация такого расплава привела к обособлению андезитов. Вулканическая деятельность этой стадии сопровождалась образованием комагматичного комплекса габбро-диабазовых (доматертинских) интрузий, внедрявшихся в породы первой вулканогенной толщи.

В итоге обе генетически связанные между собой формации — андезитобазальтовая и трахибазальтовая — образуют совместно с переслаивающимися второй и третьей осадочными толщами единую осадочно-вулканогенную ассоциацию, которая может быть отнесена к карбонатно-терригенному трахибазальт-андезитобазальтовому формационному ряду. На этом основании объем нижнепеченгской (луостаринской) серии должен быть ограничен подошвой первой вулканогенной толщи (маяр-

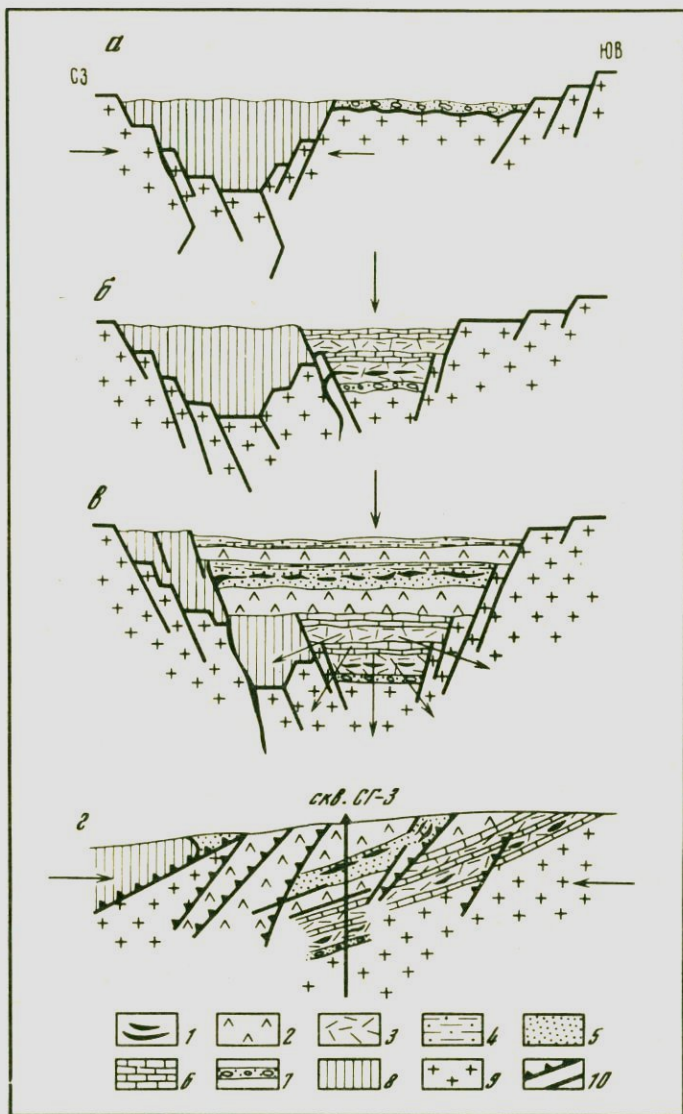


Рис. 11. Этапы формирования Печенгской рифтогенной структуры

a – дорифтовый (заложение структуры); *б, в* – синрифтовый: *б* – стадия андезитобазальтового вулканизма, *в* – стадия пикрит-базальтового вулканизма; *г* – послерифтовый (складчато-разрывные дислокации); 1 – базит-гипербазитовые интрузии; 2, 3 – эффузивные породы печенгского комплекса: 2 – базальты и пикриты, 3 – андезитобазальты, трахиандезитобазальты и трахибазальты; 4–7 – осадочные породы печенгского комплекса: 4 – алевролиты, пелиты, туфы и туффиты, 5 – песчаники, 6 – известняки, 7 – конгломераты и гравелиты; 8 – метатерригенный комплекс предрифтового трога (тальнинская свита); 9 – плагиогнейсы и гнейсы архейского фундамента; 10 – взбросы и надвиги

винской свиты) и кровлей третьей осадочной толщи (лучломпольской свиты).

Метаморфизм пород этой серии обусловлен тепловыми потоками, сопровождающими этап деструкции архейского фундамента и заложения на нем Печенгской рифтогенной структуры, и выразился формированием низкотемпературной зональности андалузитового типа по *P-T* параметрам не выше биотит-актинолитовой зоны зеленосланцевой фации.

Рифтово-океаническая стадия. После перерыва, оцениваемого нами в ~ 200 млн. лет, тектоно-магматическая деятельность возобновилась с более мощной силой, вследствие чего отдельные блоки архейского фундамента вместе с консолидированными на них осадочно-вулканогенными образованиями предшествующей стадии повторно испытали растяжение и еще более глубоко погружение (см. рис. 11, в), а в сферу магматической деятельности были вовлечены мантийные порции недифференцированной толеитовой магмы. Извержения последней, прорвав отложения нижнепеченгской серии, сформировали ритмичную толеит-базальтовую формацию с максимальной мощностью (около 2,0 км). Дальнейшая эволюция мантийного очага на глубину привела к появлению в нем пикритовой, а возможно, и так называемой коматитовой магмы, способной давать дифференциаты от ультраосновного до основного и даже кислого состава. В итоге были сформированы последовательно ритмичная пикрит (коматит)-толеитовая формация и сопровождающие ее интрузии габбро-диабазового и никеленосного габбро-верлитового (синматертинских) комплексов. Продукты вулканизма рифтово-океанической стадии в целом близки по химизму породам толеит-коматитовой ассоциации, широко представленной в докембрийских зеленокаменных поясах на Балтийском (Ветренный пояс) и других щитах мира (Украинском, Южно-Африканском, Канадском, Австралийском), что, таким образом, указывает на глобальный характер этого типа магматизма (а соответственно и металлогении) в докембрии.

Толеит-базальтовая и пикрит (коматит)-толеитовая формации печенгского комплекса вместе с переслаивающимися породами четвертой осадочной толщи (ждановской свиты) объединяются нами в единый туфогенно-терригенный пикрит (коматит)-базальтовый формационный ряд. Указанные образования, представленные в разрезе Кольской скв. СГ-3 заполяринской, ждановской, матертинской и развитой на поверхности коллояурской свитами, мы предлагаем рассматривать в объеме верхнепеченгской (никельской) серии.

Рифтово-океаническая стадия сопровождалась прогрессивным метаморфизмом (в условиях эпидот-амфиболитовой фации) нижнепеченгских образований и изофациальным регрессивным метаморфизмом подстилающего архейского фундамента и завершилась зональным зеленосланцевым метаморфизмом пород верхнепеченгской серии (см. главу IV).

Послерифтовый этап в разрезе Кольской скв. СГ-3 зафиксирован субвулканическим телом дацитовых метапорфиров, приуроченным к межформационному Лучломпольскому разлому (гл. 4673–4784 м) и относящимся к постматертинскому вулканоплутоническому комплексу. Субвулканические члены этого комплекса трассируют сочленяющиеся на глубине пологий Лучломпольский и крутопадающий Порыташский разломы (см. рис. 11, г), а эффузивные образуют в южной зоне Печенгской струк-

туры ритмичную базальт-андезитовую формацию, близкую по своему строению и составу к серии орогенных областей фанерозоя. Эта формация вместе с ассоциирующими осадочно-туфогенными отложениями пороярвинской и каплинской свит составляет терригенно-туфогенный базальт-андезитовый формационный ряд, объединяемый в южнопеченгскую (порыташскую) серию.

В северной зоне Печенгской структуры тектоническая активизация послерифтового этапа выразилась образованием взбросово-надвиговых перемещений, а в северо-восточном обрамлении — внедрением порфировидных гранитов лицко-арагубского комплекса, пересекающих четковидной полосой Кольско-Норвежский мегаблок в субмеридиональном направлении (см. рис. 2). Жильные тела этого комплекса, представленные также порфировидными гранитами, отмечаются и в разрезе Кольской скв. СГ-3, где они секут гнейсово-мигматитовые образования архейского фундамента. С этой стадией магматизма связан калиевый метасоматоз, наиболее интенсивно проявившийся в подошве печенгского комплекса (микроклинизация амфиболитов первой вулканогенной толщи) и вдоль тектонических зон, секущих и ограничивающих печенгский комплекс на поверхности (биотитизация metabазитов).

В других супракрустальных поясах, например Колмозеро-Вороньетундровском, с послерифтовым этапом связано образование полей редкометальных литиевых пегматитов с преимущественно субширотной ориентировкой вмещающих их разрывных структур (см. главу VI).

ГЕОХИМИЯ ЗОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА БАЗИТОВ

Метаморфическая зональность в породах печенгского комплекса впервые была охарактеризована В.Г. Загородным и др. [37] как одноэтапная и включала зеленосланцевую, эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую фации, изограды которых секут стратиграфические границы осадочно-вулканогенных толщ, образуя неправильные концентрические зоны на поверхности. Позднее Г.Г. Дук [35] выделила два этапа метаморфической зональности: раннюю зональность андалузит-силлиманитового типа, изограды которой совпадают со стратиграфическими границами, и более позднюю — кианит-силлиманитового типа с изоградами, секущими зональность первого типа.

Выполненное А.А. Глаголевым и др. [22] детальное изучение метаморфизма базитов по разрезу Кольской сверхглубокой подтвердило одноэтапную схему зональности В.Г. Загородного и вместе с тем позволило существенно уточнить пространственное положение температурных границ: 0—1400 м — пренит-пумпеллиитовая фация; 1400—4900 м — фация зеленых сланцев (в том числе субфации: 1400—3200 м — эпидот-хлоритовая, 3200—4340 м — биотит-актинолитовая и 4340—4900 м — биотит-амфиболовая); 4900—6000 м — эпидот-амфиболитовая фация и ниже 6000 м — амфиболитовая фация.

Данные, полученные нами при изучении минеральных парагенезисов в metabазальтах печенгского комплекса из разреза Кольской скв. СГ-3, в целом согласуются со схемой зональности А.А. Глаголева и др.; незначительное отличие состоит в том, что минеральную ассоциацию, состоящую

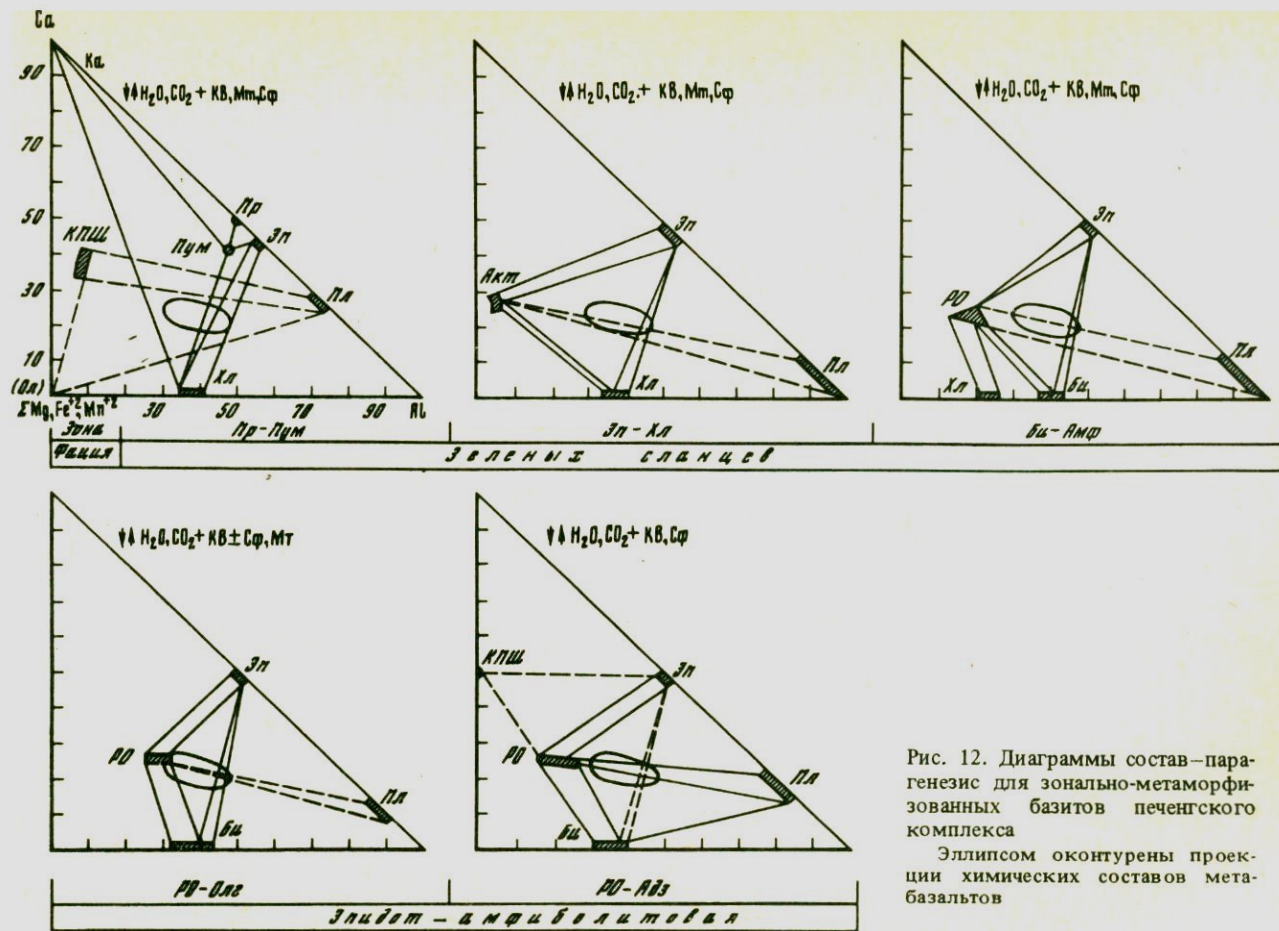


Рис. 12. Диаграммы состав-парагенезис для зонально-метаморфизованных базальтов печенгского комплекса

Эллипсом ооконтурены проекции химических составов metabазальтов

из пренита, пумпеллиита, хлорита, кальцита и эпидота, мы, согласно [33], рассматриваем в качестве самой низкотемпературной зоны фации зеленых сланцев, нижняя граница которой фиксируется на глубине 4563 м. Следует отметить, что между зеленосланцевой и расположенной ниже эпидот-амфиболитовой фациями (интервал 4563–4900 м) скважина пересекла надвиговую тектоническую зону рассланцевания (подошва заполярнинской, вся лучломпольская и кровля пирттиярвинской свит) с согласными телами синматертинских метаперидотитов и постматертинских андезитоацитовых метапорфиритов. Эпидот-амфиболитовая фация охватывает интервал глубин от 4563 до 9000 м, т. е. в отличие от схемы А.А. Глаголева и др. породы, развитые ниже 6000 м, мы относим не к амфиболитовой фации, а к роговообманково-андезиновой зоне эпидот-амфиболитовой фации (рис. 12). Верхняя граница амфиболитовой фации выделяется по исчезновению ставролита и появлению силлиманита и кианита в двуслюдяных плагиогнейсах на глубине 9000 м.

Формирование метаморфической зональности мы связываем с тремя разновозрастными этапами метаморфизма пород Печенгского района: дорифтовый (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации в породах архейского фундамента) и двумя синрифтовыми (ранний и поздний). Специфика геологических и термодинамических условий рифтогенного метаморфизма более подробно освещена в заключительном разделе настоящей главы и в главе IV; здесь же рассмотрим особенности изменения минерального и химического составов metabазитов из различных зон метаморфизма печенгского комплекса по разрезу Кольской скв. СГ-3. С целью исключения влияния флуктуаций первичного состава исходных пород на состав минеральных парагенезисов их метаморфических эквивалентов, а также на распределение петрогенных элементов и элементов-примесей при прогрессивном метаморфизме был выбран узкий класс пород – толеитовые базальты и их интрузивные аналоги – с ограничениями по SiO_2 от 46 до 51% и по железистости (F) от 60 до 73%. Прочие породы из рассмотрения исключались; это обусловило неравноценный объем выборок по зонам: более представительные из верхних и средних частей разреза и менее представительные из нижней части разреза. Метабазальты каждой зоны предварительно изучались петрографически; схема эволюции минеральных парагенезисов при прогрессивном метаморфизме и изменение количественного минерального состава рассматриваемых пород показаны на рис. 12 и 13.

Пренит-пумпеллиитовая и эпидот-хлоритовая зоны. Характеризуются сосуществованием двух парагенезисов – реликтового и метаморфического – с последовательным уменьшением доли первого вплоть до полного разложения на глубине ~ 2 км. Реликтовый парагенезис представлен первично-магматическими минералами: субкальциевым авгитом (обр. 2961; табл. 6): $(\text{Na}_{0,02}\text{Ca}_{0,84})_{0,86}(\text{Mg}_{0,79}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{0,46}^{2+})_{1,27}[(\text{Al}_{0,08}\text{Ti}_{0,02} \times \text{Si}_{1,86})_{1,96}\text{O}_6]$ с незначительными вариациями железистости ($F_{\text{общ}}$) по глубине – 44,8% (на гл. 264 м) и 36,7% (на гл. 1052 м); андезитом (№ 41–46) и ильменитом. Метаморфический парагенезис включает две группы минералов, являющихся продуктами замещения реликтовых пироксена (актинолит и хлорит), плагиоклаза (олигоклаз, альбит, пренит, клиноцоизит) и ильменита (сфен). Хлорит (обр. 1849): $(\text{Fe}_{2,33}^{2+}\text{Mn}_{0,04} \times$

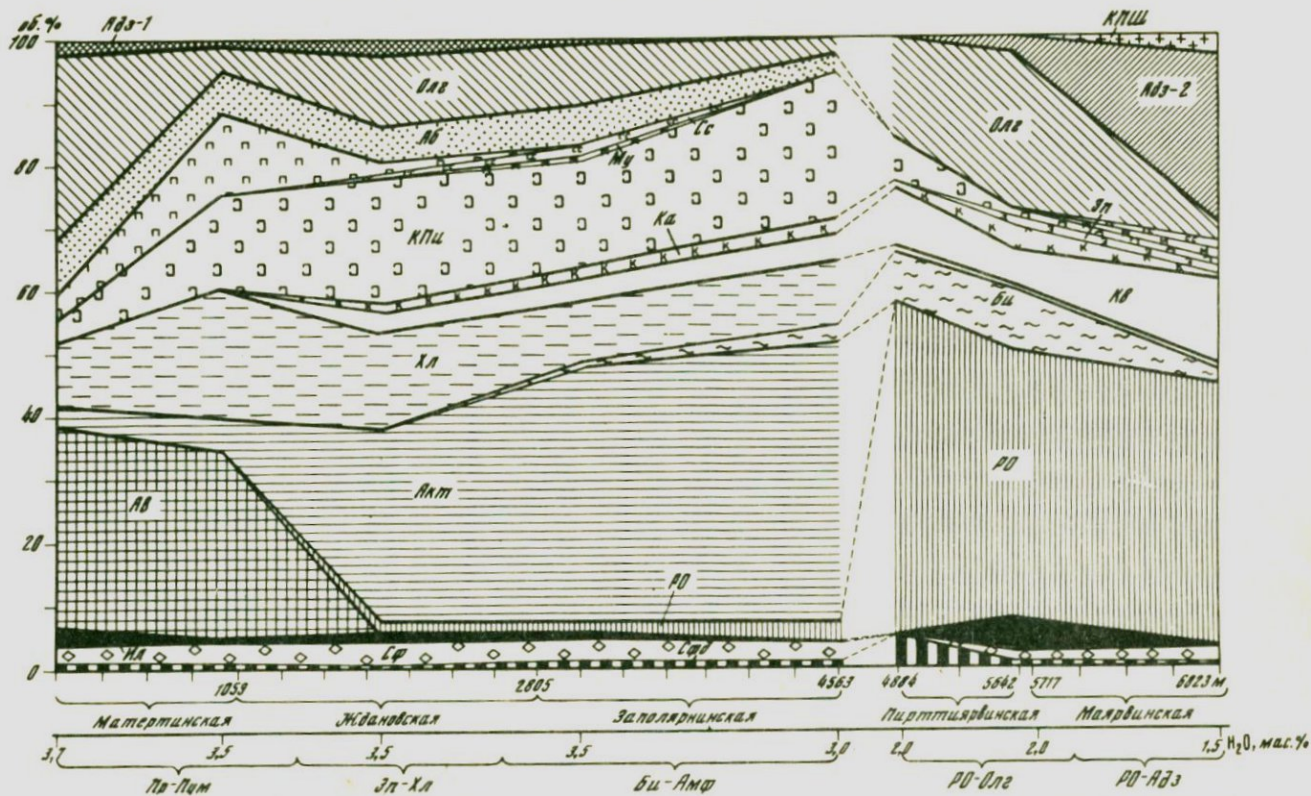


Рис. 13. Изменения минерального состава базальтов печенгского комплекса при прогрессивном зональном метаморфизме

$\times \text{Mg}_{1,08}\text{Ca}_{0,06}$) $3,51\text{Ti}_{0,02}[\text{Si}_{1,91}\text{Al}_{1,75}]_{3,66}\text{O}_{10}$ имеет идентичную железистость в пренит-пумпеллиитовой ($F_{\text{общ}} = 68,3\%$) и эпидот-хлоритовой ($F_{\text{общ}} = 69,1\%$) зонах. Актинолит в пределах обеих зон, в том числе и на поверхности, сосуществует с резко подчиненной по количеству роговой обманкой (обр. 366а): $(\text{Ca}_{1,65}\text{Na}_{0,38}\text{K}_{0,03})_{2,06}(\text{Mg}_{2,06}\text{Fe}_{2,14}^{2+}\text{Fe}_{0,16}^{2+}\text{Mn}_{0,03}\times \text{Ti}_{0,16}\text{Al}_{0,91})_{5,46}[(\text{Si}_{7,36}\text{Al}_{0,46})_8\text{O}_{22}]\text{OH}_{3,38}$; $F_{\text{общ}} = 52,5\%$. В нижней части эпидот-хлоритовой зоны в нацело метаморфизованных метабазитах появляются в заметных количествах кварц и кальцит, высвобождающиеся в результате полной деанортизации плагиоклаза.

Биотит-амфиболовая зона. Характеризуется полным разложением реликтовых минералов и появлением флогопит-аннитового биотита (обр. 12265): $\text{K}_{0,98}(\text{Mg}_{1,78}\text{Fe}_{1,51}^{2+}\text{Ti}_{0,11}\text{Mn}_{0,03})_{3,43}[(\text{Si}_{2,65}\text{Al}_{1,04})_{3,69}\times \text{O}_{10}]$, $F_{\text{общ}} = 62,9\%$. Содержание хлорита (обр. 12265) $(\text{Fe}_{1,94}^{2+}\text{Mn}_{0,03}\times \text{Mg}_{1,47}\text{K}_{0,005})_{3,45}[(\text{Si}_{1,90}\text{Al}_{1,84})_{3,47}\text{O}_{10}]$ несколько сокращается, сопровождаясь уменьшением железистости ($F_{\text{общ}} = 56,9\%$), а актинолита, наоборот, резко увеличивается, достигая 45–50 об.%. Актинолит (обр. 13902) имеет состав: $(\text{Ca}_{1,85}\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,02})_{1,90}(\text{Mg}_{2,90}\text{Fe}_{1,75}^{2+}\text{Fe}_{0,04}^{3+}\text{Mn}_{0,03}\times \text{Ti}_{0,08})_{4,80}[(\text{Si}_{7,20}\text{Al}_{0,55})_{7,75}\text{O}_{22}]$; $F_{\text{общ}} = 38,2\%$ и в пределах одного слоя сосуществует с роговой обманкой (обр. 13901): $(\text{Ca}_{1,64}\text{Na}_{0,43}\times \text{K}_{0,02})_{2,09}(\text{Mg}_{2,70}\text{Fe}_{1,61}^{2+}\text{Fe}_{0,10}^{3+}\text{Mn}_{0,03}\text{Ti}_{0,08}\text{Al}_{0,99})_{5,51}[(\text{Si}_{7,31}\times \text{Al}_{0,69})_8\text{O}_{22}]\text{OH}_{3,31}$; $F_{\text{общ}} = 38,7\%$. Сонахождение актинолита и роговой обманки в пределах *Би-Амф* и расположенной выше *Эп-Хл* зон (рис. 14), так же как и сосуществующих альбита и олигоклаза, определяется, по-видимому, не температурными изменениями, а разрывом смежности в изоморфных рядах этих минералов. Вместе с тем отсутствие резких скачков в составах и количественном содержании сосуществующих минералов в пределах описываемой части разреза (см. рис. 13) указывает на то, что базиты пикрит-базальтового этапа вулканизма были метаморфизованы в условиях только зеленосланцевой фации, охватывая весь ее температурный диапазон.

По данным И.В. Баншиковой [47], газовой-жидкие включения в минералах изофациальных жил в описанном интервале меняют свой фазовый состав (сверху вниз): от типа $\text{Ж} > \Gamma$ (0–1500 м) к типу $\text{Ж} > \Gamma + \text{К}$ или $\text{Ж} \geq \Gamma > \text{К}_{\text{л+т}}$ (1400–4000 м) и далее к типу $\Gamma \geq \text{Ж} + \text{К}$ или $\Gamma \geq \text{К} > \text{Ж}$ (4000–4563 м). Жидкая фаза включений (Ж) представляет собой солевой раствор с концентрацией около 30 мас.%, в газовой фазе (Γ) присутствует метан; углекислота отмечается лишь в связи с карбонатными породами; твердые фазы (К) представлены одним–тремя изо- и анизотропными кристаллами, температура растворения кристаллов на 30–40°С выше температуры гомогенизации жидкой и газовой фаз. Гомогенизация сингенетических включений в верхней части разреза происходит в жидкую фазу, а в нижней — в газовую, при этом концентрация солевого раствора и температура гомогенизации включений вниз по разрезу увеличиваются. Так, пренит-пумпеллиитовая субфация (0–1400 м) формировалась под влиянием водно-солевых растворов с концентрацией менее 30 мас.% и $T = 190\text{--}340^\circ\text{C}$. Эпидот-хлоритовая субфация (1400–2600 м) формировалась при участии также водно-солевых растворов с концентрацией 30 мас.% и росте температуры вниз по разрезу от 340 до 455°С. Биотит-актинолитовая субфация (2600–4563 м) формировалась под воздействием растворов с неоднород-

Таблица 6

Химический состав (в мас.%) минералов из метабазитов различных свит печенгского комплекса разреза Кольской сверхглубокой и окружающей поверхности

Окисел	Матертинская (гл. 0-1059 м)			Ждановская (гл. 1059-2805 м)			
	1	2	3	4	5	6	
	пироксен	роговая обманка	хлорит	пироксен	актинолит	биотит	хлорит
SiO ₂	48,13	47,86	25,80	50,33	53,50	33,76	23,06
TiO ₂	0,71	1,42	0,38	0,71	0,17	0,99	—
Al ₂ O ₃	1,72	8,58	20,09	1,72	2,10	17,00	19,66
Fe ₂ O ₃	—	1,34	—	—	—	—	—
FeO	14,25	16,61	37,69	10,91	15,60	26,60	34,06
MnO	0,73	0,24	0,58	0,52	0,25	0,16	0,39
MgO	13,78	9,02	9,82	15,89	14,80	7,02	8,54
CaO	20,26	10,00	0,81	20,04	12,60	—	0,05
Na ₂ O	0,39	1,29	—	0,31	0,27	0,06	—
K ₂ O	не обн.	0,16	—	Не обн.	0,10	11,11	0,07
H ₂ O ⁺	не обн.	3,30	—	Не обн.	—	—	—
H ₂ O ⁻	не обн.	—	—	Не обн.	—	—	—
П.п.п.	не обн.	—	—	Не обн.	—	—	—
Сумма	99,97	99,82	95,17	100,43	99,39	96,70	85,83

1-3 - метабазальты: 1 - обр. 2961, 2 - обр. 366а, 3 - обр. 1849; 4, 5 - метагаббро-нориты: 4 - обр. 7720, 5 - обр. 10274, 6 - обр. 10320; 7-12 - андезитобазальтовые плагиоклаз-амфиболовые сланцы: 7 - обр. 234а, 8 - обр. 13901, 18902, 9 - обр. 12265, 10 - обр. 18611, 11 - обр. 19100, 12 - обр. 2186; 13, 14 - апогаббро-но-

Таблица 6 (продолжение)

Окисел	Маярвинская (гл. 5717-6823 м)			
	12*	13	14	
	актинолит	роговая обманка	биотит	хлорит
SiO ₂	52,30	47,10	34,13	24,10
TiO ₂	0,13	0,78	1,40	0,55
Al ₂ O ₃	4,63	10,40	16,80	16,08
Fe ₂ O ₃	1,10	3,65	—	—
FeO	8,78	14,11	27,34	35,43
MnO	0,20	0,31	0,19	0,26
MgO	18,12	9,30	7,80	8,10
CaO	11,42	11,10	0,07	0,18
Na ₂ O	0,40	1,21	0,06	—
K ₂ O	0,07	0,39	7,44	0,01
H ₂ O ⁺	2,85	1,85	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—
Сумма	99,95	100,20	95,28	84,71

Заполяринская (гл. 2805–4673 м)			Пирттиярвинская (гл. 4884–5642 м)				
7*	8		9		10	11	
роговая обманка	роговая обманка	актино- лит	биотит	хлорит	биотит	роговая обманка	биотит
48,26	48,17	51,24	37,60	26,74	34,65	51,42	38,87
1,41	0,74	0,74	2,10	—	2,85	0,23	1,52
11,57	9,38	3,31	12,50	21,94	15,40	6,76	16,98
1,85	0,89	0,41	—	—	—	—	—
12,29	12,65	14,86	25,70	32,48	21,93	13,38	16,11
0,18	0,26	0,26	0,56	0,57	0,21	—	—
9,51	11,92	13,82	8,50	13,91	10,61	16,03	16,32
10,50	10,08	12,26	—	0,05	0,11	11,86	0,01
2,00	1,46	0,11	—	—	—	0,92	0,08
0,18	0,10	0,10	10,90	0,05	9,76	0,23	7,85
2,35	3,27	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	2,38	—	—	—	—	—
100,10	98,92	99,49	97,86	95,74	95,52	100,83	99,74

ритовые амфиболиты: 13 — обр. 19902, 14 — обр. 19943; прочерк — содержания не определялись.

*Анализы выполнены: с поверхности Э.К. Сазонтьевой, В.Ф. Гусевой (ИГГД АН СССР [35]); все остальные — из скв. СГ-3 В.С. Беловой, А.Б. Герман (ВСЕГЕИ).

ным агрегатным состоянием и солевой концентрации более 30 мас.% при $T = 455\text{--}510^\circ\text{C}$ у верхней границы субфации и при воздействии газообразных растворов с солевой концентрацией (значительно выше 30 мас.%) при $T = 500\text{--}560^\circ\text{C}$ у нижней границы.

Резко отличный состав минеральных парагенезисов характерен для metabазитов нижней части разреза (4563–6842 м).

Роговообманково-олигоклазовая зона. Здесь исключительным развитием пользуются амфиболиты, состоящие из роговой обманки, олигоклаза (№ 20–27), эпидота, кварца и биотита. Последний (обр. 18611) имеет следующий состав: $(\text{K}_{0,88}\text{Ca}_{0,01})_{0,89}(\text{Mg}_{1,12}\text{Fe}_{1,30}^{2+}\text{Ti}_{0,15}\text{Mn}_{0,01})_{2,58} \times [(\text{Si}_{2,45}\text{Al}_{1,28})_{3,73}\text{O}_{10}]$; $F_{\text{общ}} = 53,7\%$. Следует заметить, что исходные эквиваленты амфиболитов данной зоны имели более кремнекислый и субщелочной характер (см. рис. 7), вследствие чего из большого числа проанализированных из этой зоны амфиболов граничным условиям исследуемой группы metabазитов удовлетворительным можно признать лишь один анализ роговой обманки (обр. 19100; см. табл. 7): $(\text{Ca}_{1,70}\text{Na}_{0,25} \times \text{K}_{0,04})_{1,99}(\text{Mg}_{3,21}\text{Fe}_{1,50}^{2+}\text{Ti}_{0,02})_{4,73}[(\text{Si}_{6,90}\text{Al}_{1,07})_{7,97}\text{O}_{22}]$; $F_{\text{общ}} = 31,9\%$.

Роговообманково-андезиновая зона. В амфиболитах, соответствующих по составу нормальным базальтам, железистая роговая обманка (обр. 19902): $(\text{Ca}_{1,73}\text{Na}_{0,34}\text{K}_{0,07})_{2,14}(\text{Mg}_{2,02}\text{Fe}_{1,72}^{2+}\text{Fe}_{0,40}^{3+}\text{Mn}_{0,04} \times$

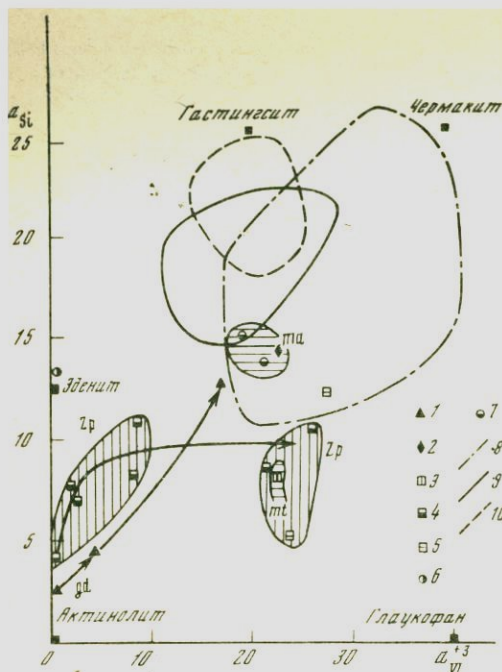


Рис. 14. Эволюция составов амфиболов при прогрессивном метаморфизме metabазитов печенгского комплекса

1, 2 — метагаббро-диабазы интрузивных комплексов: 1 — синматертинского, 2 — доматертинского; 3–7 — metabазальты свит: 3 — матертинской (поверхность), 4, 5 — заполярной; 6 — св. СГ-3, 5 — поверхность, 7 — пиритярвинской (скв. СГ-3), 8 — маярвинской (скв. СГ-3); 9–10 — области состава амфиболов фаций: 8 — эпидот-амфиболитовой, 9 — амфиболитовой, 10 — гранулитовой

$$a_{Si} = \frac{Al_{VI} + Ti_{IV}}{Al_{IV} + Ti_{IV} + Si_{IV}} \cdot 100\%$$

где a_{Si} обозначает замену кремнезема в группе Z алюминием или титаном;

$$a_{VI}^{+3} = \frac{Al_{VI} + Ti + Fe^{+3}}{Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Al_{VI} + Ti + Mn} \cdot 100\%$$

где a_{VI}^{+3} обозначает замену двухвалентных металлов трехвалентными (или титаном) в группе Y

$X Ti_{0,08} Al_{0,66})_{4,92} [(Si_{6,87} Al_{1,13})_8 O_{22}] OH_{1,80}$; $F_{общ} = 51,2\%$, равновесна с истонит-сидерофиллитовым биотитом (обр. 19943): $(K_{0,68} Na_{0,01} X Ca_{0,005})_{0,695} (Mg_{0,83} Fe_{1,64}^{2+} Ti_{0,08} Mn_{0,01})_{2,56} [(Si_{2,44} Al_{1,42})_{3,86} X O_{10}]$; $F_{общ} = 66,2\%$ и железистым эпидотом ($F_{общ} = 37,1\%$). Отличие этой зоны от предыдущей отчетливо фиксируется широким развитием новообразованного андезина (№ 35–40). Отсутствие в обеих указанных выше зонах нормальных сингенетических включений не позволяет пока экспериментально оценить P - T параметры метаморфизма нижней части разреза. Экстраполируя тренд палеотемпературного градиента верхней части разреза, температуру образования роговообманково-олигоклазового парагенезиса можно оценить в 610 – $650^\circ C$, а роговообманково-андезинового — 610 – $685^\circ C$. Полученные значения оказались несколько завышенными относительно температур, рассчитанных [22] по плагиоклазо-роговообманковому геотермобарометру ($T = 500$ – $560^\circ C$, $P = 0,2$ – $0,4$ ГПа), тем не менее из приведенной характеристики минеральных парагенезисов следует, что прогрессивный метаморфизм пород андезитобазальтового этапа вулканизма проходил в условиях средне- и высокотемпературной зон эпидот-амфиболитовой фации.

В низах разреза, кроме того, появляется метасоматический калиевый полевой шпат (см. рис. 13). Согласно И.В. Банщиковой [47], метасоматические растворы имели существенно углекислый состав и высокую плотность. Давление флюидной фазы (P_{CO_2}) по данным включений из зон грануляции в кварце оценивается в $0,37$ – $0,55$ ГПа.

Граница между эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациями

резкая (без каких-либо признаков постепенного перехода) и имеет тектоническую природу. Последнее подтверждается наличием в подошве заплярнинской свиты мощной (более 100 м) зоны рассланцевания и милонитизации по синматертинским ультрабазитам, а также приуроченностью к этой зоне субвулканического тела андезитодацитовых порфириров. Наличие в тектонической зоне незначительных количеств хлорита и карбоната связано с регрессивной стадией метаморфизма. Хлоритизация, карбонатизация пород и сосуществующих с ними прожилков происходили при воздействии существенно хлоридно-натриевых растворов, концентрация которых также увеличивалась вниз по разрезу.

Повсеместное распространение в разрезе Кольской скв. СГ-3 метабазитов, близких по исходному составу толеитовым базальтам (см. рис. 13), позволяет использовать эту группу пород для выявления закономерностей перераспределения петрогенных элементов и элементов-примесей при прогрессивном метаморфизме и для решения тем самым одной из кардинальных проблем метаморфической петрологии — природы геохимического режима (изохимического или аллохимического) регионального метаморфизма.

Для определения возможного влияния неоднородностей состава исходных пород на распределение химических элементов (метабазиты в верхних частях разреза ассоциируют с метапикритобазальтами, а в нижних — с апоандезитобазальтовыми амфиболитами) предварительно были оценены средние содержания петрогенных элементов и элементов-примесей в ряду пикриты → андезиты (см. табл. 5). Затем только для узкого петрохимического класса пород, соответствующего толеитовым базальтам, был проведен анализ распределения этих же элементов в зависимости от степени метаморфизма (табл. 7).

Выявленные тренды и статистическая оценка их значимости однозначно свидетельствуют в пользу изохимического режима поведения всех петрогенных элементов, включая калий и натрий. Как и следовало ожидать, существенное влияние метаморфизм оказывает лишь на поведение химически связанной воды (см. рис. 13), содержание которой резко увеличивается (до 6,8%) в пренит-луппеллитовой зоне за счет замещения первично-магматических пироксена и плагиоклаза водосодержащими минералами. В пределах зеленосланцевой фации содержание химически связанной воды постепенно уменьшается до 3,0%; резкий скачок в содержании воды (от 3,0 до 1,5%) отмечается на границе между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями.

Распределение элементов-примесей имеет гетерогенный характер. Анализ их трендов сверху вниз по разрезу Кольской скв. СГ-3 позволяет наметить три области изменений содержания для большинства элементов-примесей.

Первая область (гл. 1060—1800 м) совпадает с зоной полного разложения первично-магматических минералов и характеризует преимущественное уменьшение (вынос) содержаний Cr, Ni, Cu и Rb на фоне относительного накопления Ba и Sc.

Вторая область (гл. 4563—4884 м) фиксируется на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и совпадает с зоной контакта между андезитобазальтовой и пикрит-базальтовой формациями. Она характеризуется резким изменением концентраций всех без исключения элементов-при-

Таблица 7

Средние составы* метабазитов печенгской серии из различных зон прогрессивного регионального метаморфизма по разрезу Кольской сверхглубокой

Компонент	Пр-Пум	Эп-Хл	Би-Амф	РО-Олг	РО-Адз
SiO ₂	49,35	50,07	50,38	50,52	49,58
TiO ₂	1,40	1,87	1,44	1,59	1,65
Al ₂ O ₃	14,17	13,55	14,05	14,15	13,76
Fe ₂ O ₃	2,22	2,80	3,24	4,95	2,22
FeO	12,33	13,01	10,95	9,38	13,66
MnO	0,20	0,23	0,19	0,26	0,25
MgO	7,25	6,63	7,38	6,96	6,52
CaO	9,96	8,54	9,77	8,12	9,04
Na ₂ O	2,70	2,98	2,32	3,68	2,65
K ₂ O	0,42	0,32	0,28	0,39	0,67
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
P ₂ O ₅	0,17	0,15	0,11	0,14	0,14
Li	13	17	13	7	8
Rb	11	6	7	16	18
Sr	58	41	54	36	5
Ba	20	82	106	192	5
B	9	7	6	7	5
Sc	8	13	15	13	3
Ga	15	19	16	17	16
Ge	1	1	1	0,2	0,6
Sn	4	3	4	4	2
Y	5	5	8	4	5
Yb	1	2	3	0,1	0,4
Zr	43	47	66	38	24
Nb	3	4	3	0,5	5
Cu	271	190	120	74	156
Zn	120	130	100	20	50
Pb	6	6	7	7	15
Mo	1	1	1	0,8	0,05
V	240	280	380	340	220
Cr	92	57	105	191	29
Co	54	44	38	47	15
Ni	77	43	49	60	34
Число проб	173	118	162	15	16

* Химические анализы пересчитаны на "сухое" вещество и приведены к 100%; содержания элементов-примесей даны в г/т; анализа выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

месей в метабазальтах. Аналогичная тенденция проявлена и для других петрохимических типов вулканитов (например, метаандезитобазальтов), что, таким образом, свидетельствует о влиянии на перераспределение химических элементов как метаморфизма, так и геохимической специализации исходных магматических пород.

Третья область (гл. 5642–6823 м) перераспределения исходных концентраций элементов отмечается на границе роговообманково-олигоклазовой и роговообманково-андезиновой зоны эпидот-амфиболитовой фации и определяется преимущественным влиянием метаморфизма. При этом сле-

дует отметить, что высокие и аномально высокие концентрации Pb и Ba в апобазальтовых амфиболитах нижней части первой вулканогенной толщи (маярвинской свиты) связаны с поздним калиевым метасоматозом.

Сравнительный анализ количественных оценок перераспределения элементов-примесей при прогрессивном метаморфизме metabазальтов (см. табл. 7) с учетом занимаемого ими объема в современном строении Печенгской структуры (см. рис. 2, 3) позволяет заключить, что дегидратация пород при переходе от зеленосланцевой фации к эпидот-амфиболитовой сопровождалась выносом Cu, Ni, Mo, Sn, Li и других рудных элементов в количестве десятков и сотен миллионов тонн. Специфика термодинамических условий протекания прогрессивного метаморфизма в рифтогенных структурах и его следствия более подробно рассмотрены в главе IV.

Сходный характер поведения элементов-примесей при метаморфизме базитов устанавливается и для других зональных комплексов, характеризующихся в отличие от печенгского наличием более высокотемпературных зон (сортавальская серия в Северном Приладожье, Криворожско-Кременчугская зона Украинского щита, Лапландский гранулитовый пояс на Кольском полуострове, субгаґский → унгринский → алданский комплексы Алданского щита). Выполненное нами ранее [53] геохимическое изучение базитов указанных выше комплексов, метаморфизованных в диапазоне от зеленосланцевой до гранулитовой фаций умеренных и высоких давлений, выявило в целом изохимический режим в отношении петрогенных элементов и два типа перераспределения элементов-примесей:

1) в низко- и среднетемпературных зонах устанавливается статистически незначимое изменение исходных концентраций практически всех химических элементов;

2) в высокотемпературных зонах, начиная с эпидот-амфиболитовой фации, наблюдается статистически значимое накопление Nb, Pb и Mn на фоне резкого уменьшения исходных содержаний Sr, B, Sc, Ge, Sn, Zr, Cu, Zn, Mo, Ti, Cr, Co и Ni.

Аналогичные закономерности, но выраженные более контрастно, свойственны и для зонально-метаморфизованных осадочных комплексов, подробная характеристика которых приведена в следующем разделе.

ГЕОХИМИЯ ЗОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА ПЕЛИТОВ

Проблема поведения вещества в процессе прогрессивного метаморфизма осадочных пород является одной из спорных. Причину наблюдаемых изменений химического состава, например, в метапелитах из различных зон прогрессивного метаморфизованных комплексов обычно либо связывают с неоднородностью состава их исходных аналогов, либо объясняют перераспределением (или привносом) вещества при изменении *P-T* условий. Существующие представления о геохимическом режиме и масштабах миграции химических компонентов при метаморфизме сводятся, как известно, к трем главным точкам зрения.

Первая отстаивает классические представления об изохимическом характере (за исключением H_2O и CO_2), не отрицая возможности незначительных перемещений компонентов на небольшие расстояния между соседними зернами в пределах одного слоя. При этом одни исследователи доказыва-

ют изохимический характер метаморфизма только до границы амфиболитовой фации, а другие — включая и гранулитовую фацию, что нередко дает основание для безапелляционных палеогеографических реконструкций, базирующихся на геохимических данных.

Вторая точка зрения допускает относительную миграцию некоторых химических компонентов между соседними и более удаленными слоями (имеющими в том числе различный состав), но обязательно ограничивает эту миграцию замкнутым объемом метаморфизируемой толщи.

Сторонники третьего направления постулируют аллохимический характер метаморфизма, опираясь на допущение Д.С. Коржинского о вполне подвижном поведении щелочей при метаморфизме в условиях инфильтрации осадочно-вулканогенных толщ высокотемпературными глубинными растворами подкорового происхождения.

Характер и интенсивность перераспределения химических компонентов при метаморфизме, определяемые в общем случае как привнос — вынос (а точнее, концентрирование — рассеяние), доказываются обычно либо георетически (парагенетический анализ, расчет переходных реакций между последовательными ступенями минеральных равновесий и т. д.), либо эмпирическим путем, например сравнением химических анализов крайних членов исходных осадков и предполагаемых продуктов их гранулитового метаморфизма. В последние годы появились примеры сравнения химических данных в рядах последовательно измененных пород, однако и здесь не всегда выполняются ограничения, обеспечивающие максимальную достоверность опыта. К этим ограничениям относятся, во-первых, постоянство химического состава исходных пород в пределах всего метаморфического ряда, во-вторых, статистический характер геохимической информации, т. е. массовое геохимическое изучение различно метаморфизованных пород конкретного комплекса и "статистика статистик" путем сравнения полученных тенденций с таковыми других метаморфических комплексов, и, в-третьих, отсутствие признаков послеметаморфических изменений (диафторез, грейзенизация и т. п.), приводящих к избирательному привносу — выносу химически активных компонентов.

Принимая во внимание эти ограничения, мы считаем, что относительно надежные данные о подвижности химических компонентов при метаморфизме и факторах, обуславливающих синметаморфогенное рудообразование, могут быть получены при сравнительном петролого-геохимическом изучении древних зонально-метаморфизованных комплексов и их молодых дометаморфических эквивалентов. Поскольку указанные комплексы никогда не встречаются вместе, исследование их следует проводить независимо, но обязательно как единую систему "минеральный парагенезис—поровый раствор" или в общем случае "порода—вода". Ниже рассмотрим несколько примеров подобного подхода.

Петролого-геохимические исследования протерозойских метасадочных комплексов проводились в пределах Балтийского и Украинского щитов, Воронежского кристаллического массива, а также Хамар-Дабанского и Южно-Чуйского хребтов. При этом решались два главных вопроса, имеющих прикладное значение: 1) каковы возможности и ограничения геохимических методов для реконструкции и корреляции протосостава древних супракрустальных комплексов и 2) каковы природа и масштабы

перераспределения (рассеяния и концентрации) породообразующих элементов и элементов-примесей при прогрессивном метаморфизме и могут ли супракрустальные толщи выступать в роли рудогенерирующих систем.

Ниже кратко охарактеризуем принципиальные черты геологического строения и метаморфизма изученных зональных комплексов.

Северное Приладожье является классическим примером проявления метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа. Нижнепротерозойские метаморфические породы ладожской формации занимают площадь около 15 тыс. км² и подразделяются [84] на две серии (рис. 15): сортавальскую (метаэффузивно-осадочную мощностью до 1600 м) и ладожскую (метатерригенную мощностью до 4000 м). Согласно Д.А. Великославинскому, А.А. Предвоскому, Г.М. Друговой, В.А. Глебовицкому, Ю.В. Нагайцеву и др., степень метаморфизма пород ладожской формации последовательно нарастает (с северо-востока на юго-запад) от биотитовой зоны зеленосланцевой фации до гиперстеновой зоны гранулитовой фации, что позволило Н.Л. Добрецову и др. [32] выделить данную зональность в собственно "ладожский" подтип зональности андалузит-силлиманитового типа. Исследования, проведенные авторами настоящей работы в Приладожье, подтвердили принципиальную схему метаморфической зональности только до гранат-кордиеритовой зоны амфиболитовой фации (см. рис. 15); выделение же гиперстеновой зоны гранулитовой фации считаем ошибочным на следующем основании.

К критическим парагенезисам гранулитовой фации Ю.В. Нагайцев [75] относит $Gr + Gln + Bu + Pl_{30-47} + Kв \pm КПШ$ в метапелитовых породах и $(Di + PO + Pl_{30-48}) \pm Gln, Bu, Gr, Kв$ — в метабазитах. В породах основного состава гиперстен появляется еще в условиях амфиболитовой фации $(PO + Kв \rightleftharpoons Di + Gln + Pl + H_2O)$. То же относится и к породам смешанного состава (кислые метатерригенные отложения с примесью основного вулканомиктового материала), для которых в эпидот-амфиболитовой фации устойчива ассоциация $PO + Bu + Pl + Kв \pm Gr$. В условиях же $Gr-Kд$ зоны амфиболитовой фации указанная ассоциация замещается Gln -содержащими парагенезисами, например, по реакции: $PO + 1,39 Gr + Bu + 6 Kв = 5,8 Gln + КПШ + 2,5 Pl_{88} + H_2O$. Метапелитовые породы, отвечающие по химическому составу таковым из более низкотемпературных зон, в условиях амфиболитовой фации образуют ассоциацию $Gr + Kд + Bu + КПШ$, что нами оценивается по $Gr-Bu$ термометру в 660–725°С. Появление в метапелитах того же состава Gln -содержащих парагенезисов возможно лишь либо при $T > 800^\circ\text{C}$ и $P = 0,3-0,7 \text{ ГПа}$ по реакции $Bu + Gr + Kв = Kд + Gln + КПШ + H_2O$ [50], либо при $P > 0,95 \text{ ГПа}$ и $T = 800^\circ\text{C}$ по реакции $Gr + Kд = Gln_{A1} + Sil + Pl_{100} + Kв + H_2O$ [70]. Полное разложение биотита ($Bu + Kв = Gln + КПШ + H_2O$) должно происходить при еще более высоких температурах. Однако результаты выполненного нами изучения реальных ассоциаций метапелитовых и ассоциирующих с ними пород иного состава из оконтуренных Ю.В. Нагайцевым областей развития Gln зоны (районы пос. Лахденпохья и Куркийоки) однозначно свидетельствуют об отсутствии Gln -содержащих парагенезисов в нормальных метапелитах (обычной является ассоциация $Bu + Gr + Pl + КПШ + Kв$, температура образования которой по $Gr-Bu$ термометру оценивается в 650–700°С); Gln -содержащие парагенезисы развиты исключительно в пре-

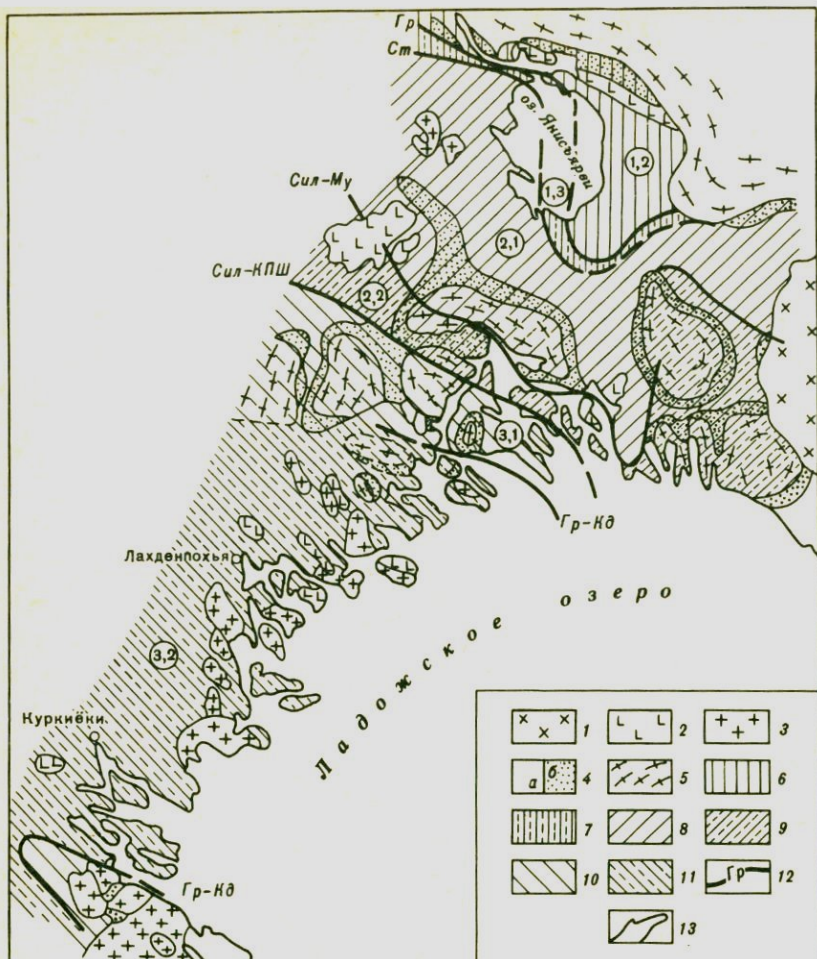


Рис. 15. Схема метаморфической зональности Северного и Северо-Западного Приладожья по [75] с уточнениями авторов

1 - граниты рапакиви; 2 - интрузии базит-гипербазитов; 3 - плагиоклазовые и микроклиновые граниты; 4 - протерозойские метаморфические породы: а - метасадочные, б - карбонатные породы и метавулканы; 5 - гнейсограниты архейского основания; 6-11 - метаморфические зоны: 6 - Би, 7 - Гр, 8 - Ст-Анд, 9 - Сил-Му, 10 - Сил-КПШ, 11 - Гр-Кд; 12 - изограды в метапелитах; 13 - геологические границы

обладающих здесь блоках пород среднего и основного составов. Таким образом, все вышесказанное, а также сходство составов сосуществующих биотита и граната (в метапелитах из Гр-Кд зоны (Би₄₆₋₅₃; Гр₆₉₋₈₁) и так называемой Гип зоны (Би₄₃; Гр₆₈₋₇₄) позволяют сделать вывод об отсутствии в нижнепротерозойских образованиях ладожской формации локально проявленной гранулитовой фации и ограничить верхний температурный предел так называемого ладожского типа метаморфической зональности областью устойчивости Гр + Кд + Би + КПШ парагенезиса (рис. 16). Следует заметить, что сделанный вывод согласуется со схемой

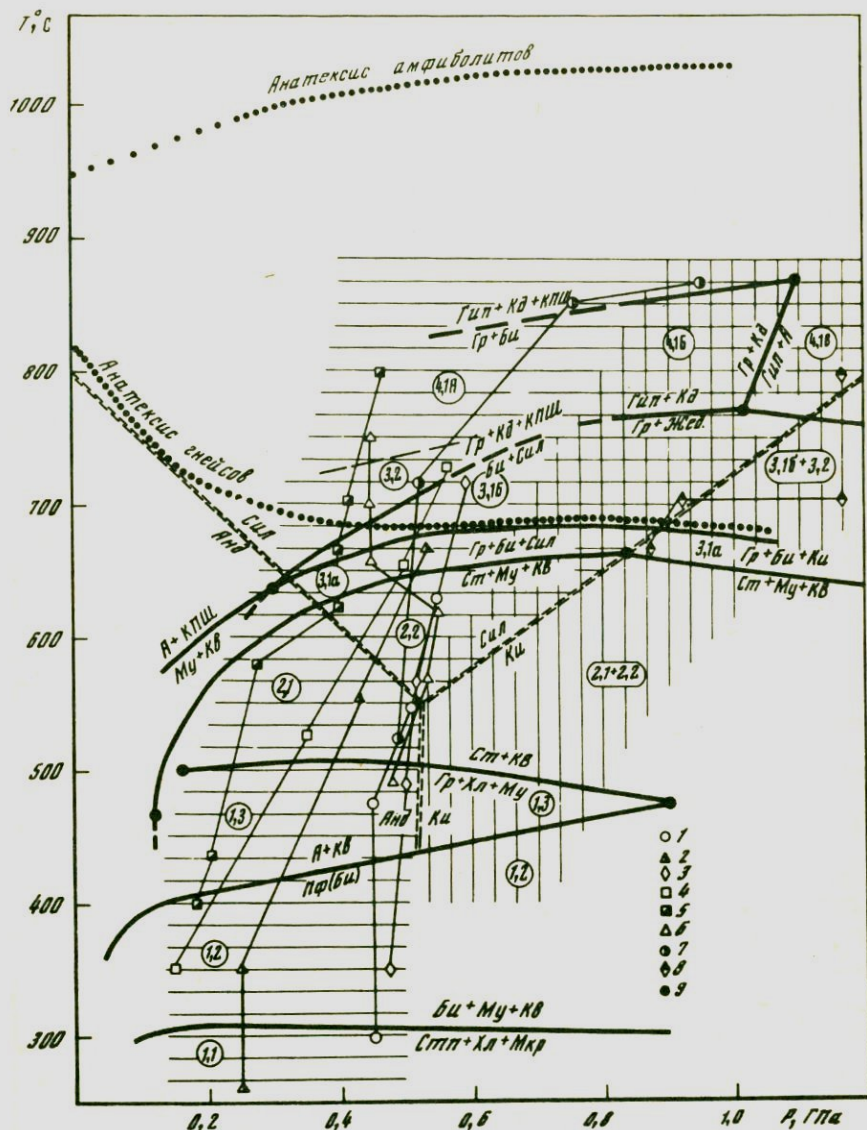


Рис. 16. P - T диаграмма прогрессивного зонального метаморфизма пелитов
 Цифры в кружках соответствуют номерам диаграмм состав-парагенезис на рис. 19; линии моновариантных равновесий даны по [45, 50, 75]
 1 - Южно-Чуйский хребет; 2 - Печенгская структура; 3 - хр. Хамар-Дабан; 4 - Воронежский кристаллический массив; 5 - Северное Приладожье; 6 - Украинский щит; 7 - Алданский щит; 8 - Лапландский пояс; 9 - невариантные точки

метаморфической зональности, предложенной еще в 1954 г. Н.Г. Судовиковым, а также со стратиграфическим расчленением докембрия Приладожья, выполненным в 1979 г. Л.И. Салопом. Согласно Л.И. Салопу, зонально-метаморфизованные образования ладожской серии относятся к нижнепротерозойскому (карельскому) комплексу, а глубокометаморфизованные (в том числе *Gln*-содержащие) породы гнейсо-гранулитового комплекса — к более древнему архейскому фундаменту (районы пос. Лахденпохья, Куркийоки и др.).

Воронежский кристаллический массив (ВКМ). Около половины его юго-восточной части (более 70 тыс. км²) занимает раннепротерозойский комплекс преимущественно метаосадочных пород, объединяемых в воронцовскую серию. В стратиграфическом разрезе серии различаются четыре вулканогенно-терригенные толщи, общая мощность которых оценивается в 10–12 км. Отчетливо выражена правильная метаморфическая зональность страто- и латеральнозонального типов, нарушенная блоковыми подвижками отдельных участков фундамента. Согласно И.П. Лебедеву [63], наиболее высокотемпературные зоны — области развития пород амфиболитовой фации — образуют изолированные выходы на погребенной поверхности кристаллического фундамента площадью до 600 км². По мере удаления от них наблюдается последовательная смена более низкотемпературных фаций вплоть до *Би* изограды (см. рис. 16). В наиболее высокотемпературных зонах амфиболитовой фации (зоны *Сил-КПШ* и *Гр-Кд*) среди гнейсов развиты поля мигматитов и автохтонные тела реоморфических гранитоидов мигматит-тоналит-плаггиогранитной формации, образованных в результате анатексиса пород нижних частей разреза воронцовской серии. Кроме того, в пределах исследуемой территории выделяются [36] аллохтонные тела гранитоидов, относимые к продуктам интрузивно-магматического гранитообразования за счет тех же глубокометаморфизованных отложений воронцовской серии. Таким образом, формирование зонально-метаморфического комплекса и развитие гранитоидного магматизма в юго-восточной части ВКМ представляются последовательными звеньями в цепи эндогенных преобразований раннепротерозойских терригенных отложений.

Украинский щит (УЩ). Занимает площадь около 400 тыс. км² и сложен преимущественно гранитоидами. Последние слагают блоки архейского (2,8–3 млрд. лет) фундамента и относятся к нижнему структурному этажу. Метаморфические породы составляют не более 20% площади УЩ. Они образуют пространственно разбитые полосы, выполняющие межблоковые раннепротерозойские (1,7–2,3 млрд. лет) синклинали и относятся к верхнему структурному этажу. Межблоковые синклинали имеют псевдомоноклинальную структуру с крутопадающими крыльями; мощность метаосадочно-вулканогенных толщ ограничивается шириной синклиналей и достигает 5–6 км. Картирование и петрологическое изучение метаморфических комплексов УЩ, проведенные Р.Я. Белевцевым [8], показали, что зеленосланцевая фация коррелируется с протерозойскими эвгеосинклиналями, эпидот-амфиболитовая — с миоэвгеосинклиналями, а амфиболитовая — с миогеосинклиналями. Гранулитовая фация фиксируется исключительно на блоках архейского фундамента. Метаморфические зоны имеют ширину от 1–2 до 50 км с преобладающим северо-восточным простиранием. Границы метаморфических зон секут как ранне-

протерозойские межблоковые синклинали, так и блоки архейского фундамента. По мнению Р.Я. Белевцева, протерозойский региональный метаморфизм и связанная с ним в высокотемпературных зонах мигматизация были проявлены одновременно, но в различных структурах и при различной температуре: тепловые купола в пределах архейских блоков и тепловые депрессии в протерозойских межблоковых синклиналях. В частности, в Криворожско-Кременчугской зоне выявлена и прослежена метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа от *Gr* до *Сил-КПШ* зоны (см. рис. 16). Зональность в целом является изобарической, температурной и нарастает с востока на запад с горизонтальным геотермическим градиентом 10–25°С/км; вертикальный градиент не превышает 20°С/км. В наиболее высокотемпературных зонах развиты венитовые послойные и/или полосчатые мигматиты, образовавшиеся при анатексисе нижнепротерозойских метапелитов. В блоках архейского фундамента, расположенных к востоку и западу от Криворожско-Кременчугской зоны, развиты огромные поля порфиروبластических теневых мигматитов амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Юго-Западное Прибайкалье. Нижнепротерозойские метаморфические образования хамар-дабанской серии слагают обширный участок (около 18 тыс. км²), расположенный на стыке саянских и байкальских структур. Хамар-дабанская серия, по данным А.А. Шафеева [99], представляет собой образование единого седиментационного цикла, в составе которого выделяются слюдянская и хангарульская подсерии. Слюдянская подсерия имеет преимущественно метатерригенно-карбонатный состав, хангарульская — метатерригенный. Формационно хамар-дабанская серия близка к миогеосинклинальным образованиям и имеет мощность от 8 до 13 км. Породы серии испытали два типа метаморфизма: региональный стратозональный метаморфизм от зеленосланцевой фации в верхней части серии (шубутуйская и верхи корниловской свит) до гранулитовой (низы хангарульской подсерии) и локальный латеральнозональный метаморфизм (приосевая часть Утуликского синклинория, фиксируемая узкой субширотной полосой пород шубутуйской свиты). В латеральнозональном комплексе проявлена метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа (см. рис. 16), отчетливо секущая вкрест простирания одни и те же пласты пород от *Би* до *Би-Сил* зоны (рис. 17). В пределах *Ст-Анд* зоны распространены пологосекущие микроклин-альбитовые пегматиты со сподуменом, бериллом и касситеритом, а в зоне между изоградой *Сил* и появлением кварцевых мигматитов наблюдаются мусковитовые пегматиты. Наличие маломощных околопегматитовых ореолов и четкая приуроченность различных типов пегматитов к определенным метаморфическим зонам, по мнению В.А. Макрыгиной, свидетельствуют о том, что процесс пегматитообразования следует во времени сразу за метаморфизмом пород и контролируется длительным сохранением распределения температур, достигнутых на прогрессивном этапе.

Южно-Чуйский хребет. Представляет собой уникальный пример метаморфической зональности. Отличается последовательным усилением метаморфизма в пределах антиклинальной структуры от периферии ее к замковой части, сосуществованием андалузита и кианита и полным отсутствием калиевого полевого шпата. В структурном отношении метаморфические

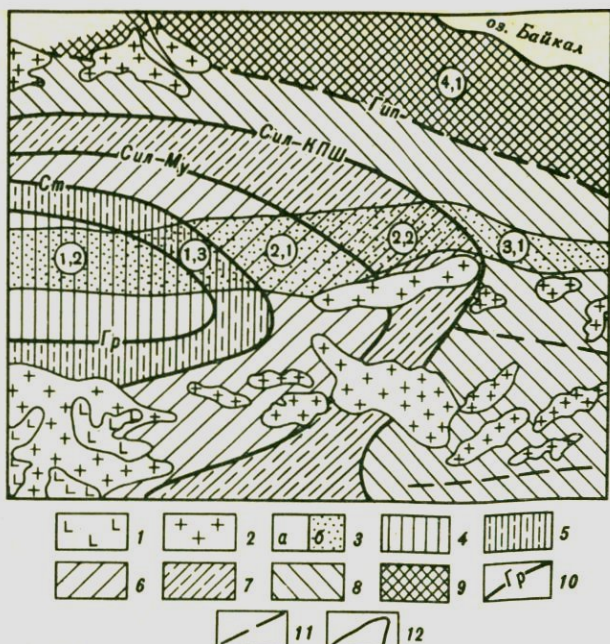


Рис. 17. Схема метаморфической зональности Юго-Западного Прибайкалья по [99]

1 – интрузии базит-гипербазитов; 2 – интрузии гранитоидов; 3 – протерозойские метаморфические породы (а – метасадочные, б – основные метавулканыты); 4–9 – метаморфические зоны: 4 – Би, 5 – Гр, 6 – Ст-Анд, 7 – Сил-Му, 8 – Сил-КПШ, 9 – Гип; 10 – изограды в метапелитах; 11 – тектонические нарушения; 12 – геологические границы

породы образуют линейную приразломную шовную антиклиналь с развитой вдоль ее осевой части мощной зоной смятия, протягивающейся в виде узкой (10–15 км) полосы на расстояние до 60 км. Позднедокембрийские флишоидные отложения горноалтайской серии подразделяются на две свиты: нижнюю преимущественно аркозовую песчано-алевролитовую и верхнюю пестроцветную с повышенной известковистостью. Общая мощность обеих свит 5,5–6,5 км. Принципиальная схема метаморфической зональности метапелитов Южно-Чуйского хребта впервые была установлена А.С. Митропольским и др. в 1967 г. Уточнивший позднее эту схему К.Б. Кепежинскас [45] выделяет пять зон, развитых вкрест простирания полосы и характеризующихся различным минеральным составом пород при сходном валовом составе. Эти зоны откартированы по индекс-минералам с учетом структурных взаимоотношений и подтверждены детальным микроскопическим изучением, обнаружившим закономерную смену минеральных парагенезисов (от *Ср-Хл* до *Сил-Му* зоны) прогрессивного метаморфизма, которая соответствует последовательности полей петрогенетической решетки, без пропуска какого-либо из них (см. рис. 16). Границы зон грубо параллельны и приблизительно совпадают со стратиграфическими. Общая ширина зонального комплекса не более 10 км.

Характерной особенностью Южно-Чуйского хребта является то, что наряду с отчетливо выраженной температурной зональностью андалузит-

силлиманитового типа здесь зафиксирована и зональность по давлению. Последняя не повторяет контуров температурной зональности и проявляется преимущественно в западной части района, где развиты парагенезисы с кианитом. В наиболее высокотемпературной части толщи появляются мигматиты, мелкие тела гранитоидов и обособления пегматоидного типа. Послойные тела гранитоидов (мощностью до 8 м) приурочены главным образом к замковой части антиклинали Южно-Чуйского хребта и через мигматизированные гнейсы связаны постепенными переходами с обычными гнейсами.

Согласно приведенным данным, метapelиты описанных выше пяти регионов имеют протерозойский возраст и относятся к андалузит-силлиманитовому типу прогрессивного метаморфизма (см. рис. 16); исключение составляют локальные зоны повышенного давления в Южно-Чуйском хребте.

При проведении петролого-геохимических исследований в указанных районах составлялись детальные геологические разрезы метapelитовых толщ и осуществлялась корреляция этих разрезов при прослеживании их через различные зоны метаморфизма. В отдельных случаях, когда это было возможно (см. рис. 17), через различные зоны метаморфизма прослеживался один и тот же пласт. Массовое геохимическое опробование проводилось точечно-сколковым методом с последующим петрографическим изучением каждой геохимической пробы (выполнялись диагностика фаций и субфаций метаморфизма и отбраковка от наложенных процессов). В высокотемпературных зонах метаморфизма, характеризующихся широким развитием мигматизации, составлялись еще более детальные разрезы, а опробование проводилось пропорционально мощности составных частей мигматита по схеме палеосома → неосома → (лейкосома + меланосома).

С целью уточнения термина "метapelит", охватывающего широкий диапазон разновидностей исходных осадочных пород (глины, алевролиты, алевро-песчаники и т. п.), в группу нормальных метapelитов включались только те сланцы и гнейсы, в химических анализах которых после пересчета на сухое вещество содержание SiO_2 оставалось в пределах 57–67 мас.% при содержании CaO меньше 3 мас.% [45]. Элементы, ограничивающие рамки данной петрохимической группы, из дальнейшего рассмотрения исключались. Введение такого ограничения позволило нам, с одной стороны, резко снизить флуктуации исходного состава, с другой – усилить корректность сравнительного анализа пород, отобранных из разных петрофациальных зон и стратиграфических уровней их образования. Последнее особенно важно при изучении труднодиагностируемых образований из высокотемпературных зон метаморфизма. Первично-осадочная природа исследованных метатерригенных образований устанавливалась на основании анализа условий их залегания (слоистое строение серий, ритмичность, выдержанность состава и мощности слоев по латерали), структурно-текстурных признаков пород (микрослоистость, blastopсаммитовые структуры и т. п.) и морфологии реликтовых обломков кварца и плагиоклаза.

Анализ особенностей изменения минерального и химического состава метapelитов при прогрессивном метаморфизме проводился отдельно для каждого из названных выше районов. Ниже излагаются обобщенные выводы.

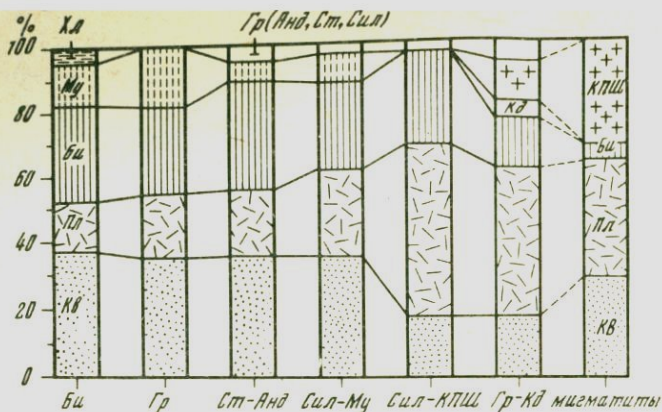


Рис. 18. Изменение минерального состава пелитов ладожской серии при прогрессивном зональном метаморфизме. Северное Приладожье

Геохимия петрогенных элементов. При прогрессивном метаморфизме во всех исследованных комплексах отчетливо проявлено коренное изменение минерального состава исходных терригенных пород (рис. 18). Эти изменения демонстрируются серией диаграмм $Al-Mg-Fe^1$ (рис. 19), где показаны соответственно схемы эволюции составов породообразующих минералов и слагаемых ими парагенезисов от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Вынесение на эти диаграммы фигуративных точек химических анализов реальных метапелитов из различных зон метаморфизма позволяет заключить, что их проекции на соответствующих диаграммах занимают одни и те же поля относительно химических координат треугольников и, таким образом, подтверждают тезис об изохимичности рассматриваемого процесса в отношении Al, Ca, Mg и Fe на всех ступенях прогрессивного метаморфизма.

Фактическое распределение петрогенных элементов, включая K и Na , также проявляет характер, близкий к изохимическому (табл. 8), и, таким образом, не согласуется с представлением ряда исследователей о существенном привносе щелочей извне в процессе регионального метаморфизма терригенных пород. Решение этого вопроса имеет принципиальное значение для познания геохимической природы регионального метаморфизма, а следовательно, и для совершенствования модели (гранитизационной или анатектической) формирования гранито-гнейсового слоя континентальной коры. Как было показано выше, при изучении геохимии прогрессивного метаморфизма метапелитов, наряду с геологическими, структурно-текстурными и т. п. признаками, ограничивающими флуктуации первичного состава пород, были приняты ограничения и по их составу. Практическая реализация такого подхода при прослеживании всего объема толщи (начки) метатерригенных отложений через зоны прогрессивного метаморфиз-

¹ На диаграммах $Al-Mg-Fe$ полевые шпаты также входят в треугольник, что позволяет более достоверно оценивать изменения минерального состава метатерригенных пород при метаморфизме.

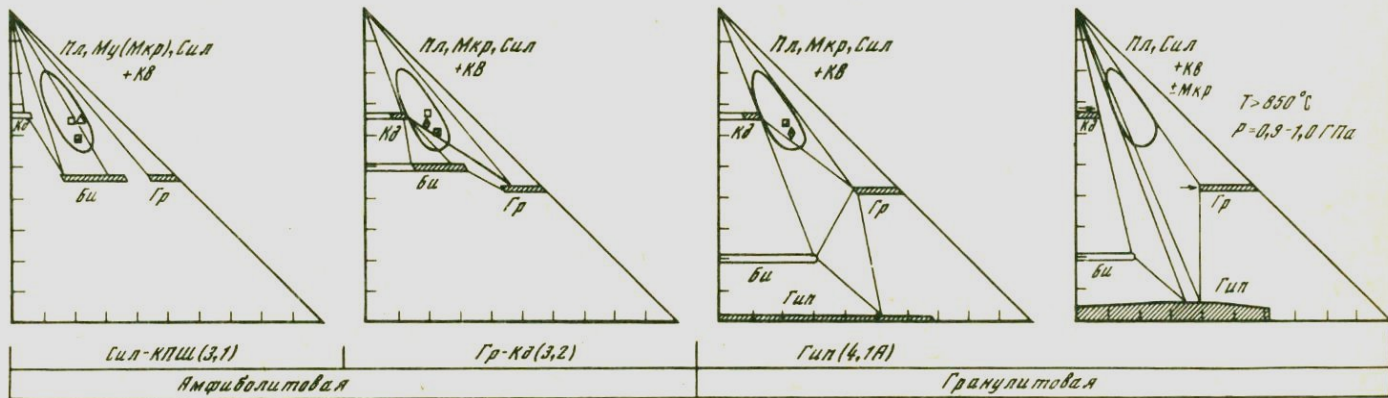
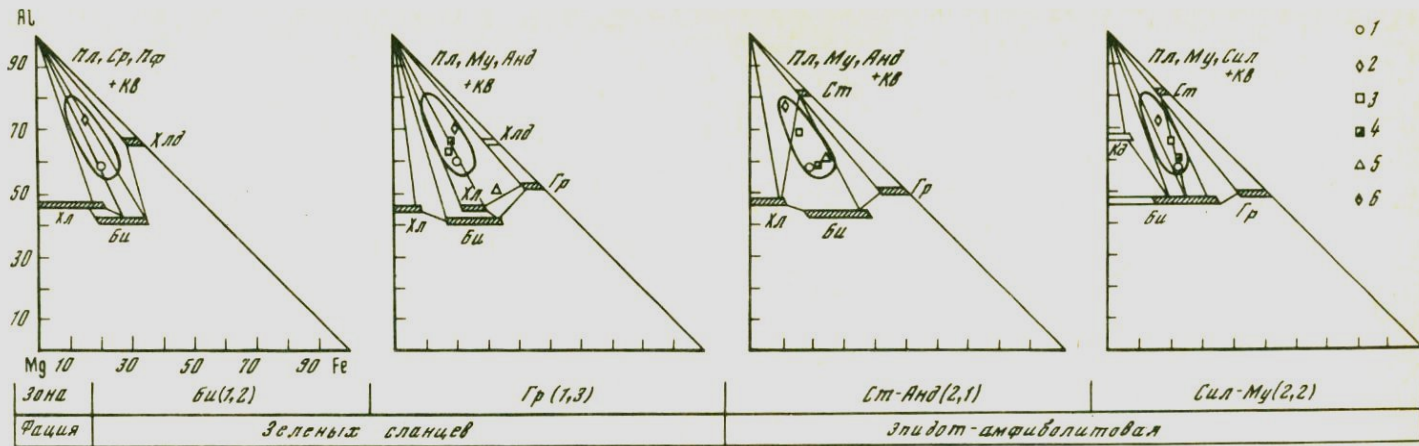
ма позволила выявить резко различную степень проявленной в них дифференциации вещества. Максимальная устойчивость исходных структурно-текстурных признаков и общего минерального состава отмечается для металевропсаммитов и метасаммитов вплоть до гранулитовой фации; минимальная — для металевропелитов и метапелитов, которые уже на уровне *Сил-КПШ* изограды отчетливо дифференцируются на лейко- и меланосому мигматитов. Это, а также отсутствие, как правило, возможности непосредственного прослеживания одного и того же пласта (пачки) на большие расстояния приводят нередко к ошибочным заключениям, так как при геохимическом опробовании зонально-метаморфических комплексов исследователь вынужден отбирать пробы пород из низко- и среднетемпературных зон, отвечающие по составу метапелитам (сланцы), а из высокотемпературных — металевропсаммитам (гнейсы). Сравнительный анализ таких выборок неизбежно покажет ложный "привнос" натрия, кремния и других элементов подобно тому, как это впервые было показано П. Лападю-Аргом при формальном сопоставлении литературных данных по средним составам глин, сланцев и гнейсов.

Геохимия элементов-примесей. В качестве меры, характеризующей степень перераспределения исходных концентраций элементов-примесей при метаморфизме, был использован коэффициент относительного накопления $K = \bar{x}_1 / \bar{x}_i (i \neq 1)$, где \bar{x}_1 — среднее содержание микроэлемента в начальной зоне метаморфизма; \bar{x}_i — содержание этого же микроэлемента в каждой последующей зоне.

Этот коэффициент позволяет на единой основе проводить сравнение трендов для различных регионов вне зависимости от вариаций местного геохимического фона. Проверка статистической однородности выборок по зонам осуществлялась с помощью *M*-критерия Диксона: $M = (x_2 - x_1) / (x_n - x_1) = (x_n - x_{n-1}) / (x_n - x_1)$. Средние содержания (x_{1-IV}) микроэлементов рассчитывались в зависимости от сложности объектов исследования: $\bar{x}_I = x_i / N$; $x_{II} = \bar{x}_i n_i / N$; $\bar{x}_{III} = x_i m_i / m_i$; $\bar{x}_{IV} = x_i h_i / h_i$, где x_i — содержание элемента в пробе; n_i — число проб в *i*-выборке; $N = n_i$; m_i — мощность *i*-разреза; h_i — относительная доля (%) породы в разрезе ($h_i = 100$).

Сравнение средних проводилось с помощью параметрического *t*-критерия Стьюдента и линейного корреляционного анализа. Детальные микроскопические наблюдения указывают на то, что в ряде зональных комплексов отсутствуют признаки прямого замещения низкотемпературных минералов все более высокотемпературными, например: *Хл* → *Гр*, *Би* → *Гр*, *РО* → *Пи* и т. п. Это позволяет высказать предположение об одновременном (а не последовательном!) формировании разнотемпературных парагенезисов в каждой зоне единого метаморфического комплекса. Несомненно, что одновременность формирования парагенезисов всех метаморфических зон обусловлена относительно малой величиной скоростей образования минералов по сравнению с длительностью в миллионы лет "экспозиции" разделяющих их изоград. Однако в зависимости от градиента температуры скорость метаморфических реакций в разных типах зональных комплексов будет резко различной: минимальной в стратозональных и максимальной в рифто- и латеральнозональных.

Максимальная скорость реакций в пределах последних двух типов зональности характерна, очевидно, для их эпицентральных участков, что обус



ловливает образование основной массы подвижных соединений, образующих синметаморфогенный флюид. При этом вектор изменения химического состава пород при прослеживании одной и той же пачки по простиранию в латеральнозональных комплексах или в вертикальном сечении стратозональных комплексов следует понимать только как направление, определяемое движением синметаморфогенного флюида из высокотемпературных зон в сторону исходного состава.

Для метapelитов отчетливо выявляются три статистических тренда распределения относительных содержаний элементов-примесей (см. табл. 8): 1) незначимые изменения исходных содержаний Pb, Ba, Be, Ga, Ge, Sn, Zr, Nb, F, Cu, Zn, Ag, Pb, Mo, Ti, Cr, Co, Ni, устанавливаемые при сравнении низко-, средне- и высокотемпературных зон всех типов метаморфически-зональных комплексов; аналогичную тенденцию проявляют и элементы редкоземельной группы (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Tm, Yb, Lu), определения которых выполнены с помощью нейтронно-активационного анализа (рис. 20); 2) значимое уменьшение (так называемый вынос) из высокотемпературных зон Li, B, Sc, Zn, V и Mn; 3) значимое накопление Sr в средне- и высокотемпературных зонах.

Природа выявленных геохимических трендов определяется сменой минеральных парагенезисов, приводящей к скачкообразному изменению количественных содержаний породообразующих минералов и изоморфной емкости последних. Известно, что в метapelитах главными минералами-концентраторами элементов-примесей являются слюды; остальные минералы по этому признаку (в порядке уменьшения в них средних концентраций элементов) можно расположить следующим образом: *Хл, РО, Акт, Ст, Гр, Пл, КШШ* и *Кв* (табл. 9).

Рассмотрим наиболее существенные особенности эволюции минерального и химического состава осадочных пород в ходе седиментации, диагенеза и прогрессивного метаморфизма. Большинство минеральных реакций, происходящих в условиях последовательного повышения температуры, вызывают выделение воды из твердых фаз и могут быть проиллюстрированы на примере глинистых пород, бедных кальцием и богатых калием. Рыхлые пелитовые осадки этого типа содержат максимальное количество воды, фиксированное как в самих глинистых минералах, так и в межгранулярном флюиде ($H_2O^+ + H_2O^- = 6,0-12,0\%$). Эти осадки, как известно, накапливаются в морских бассейнах, куда транспортируются поверхностными водами с континента, а также поступают вместе с продуктами подводного вулканизма. Состав осаждаемого вещества при этом находится в прямой зависимости от палеогеографической обстановки и интенсивности химического выветривания. Так, например, глубокое выветривание кристаллических пород независимо от исходного состава приводит, как правило, к выносу Si, Mg, Ca, Na и K, которые растворяются поверхностными водами и, поступая в морские бассейны, накапливаются там (табл. 10). Что касается твердых фаз выветривания то они образуют осадки с различными

Рис. 19. Диаграммы состав-парагенезис для зонально-метаморфизованных пелитов
1-6 - проекции химических составов пород: 1 - Южно-Чуйского хребта, 2 - хр. Хамар-Дабан, 3 - Воронежского кристаллического массива, 4 - Северного Приподожья, 5 - Украинского щита, 6 - Лапландского пояса

Таблица 8

Средние составы* метapelитов из различных зон прогрессивного метаморфизма

Компонент	Южно-Чуйский хребет			Хребет Хамар-Дабан		
	Би-Гр	Ст-Анд	Сил-Му	Би	Гр	Ст-Анд
SiO ₂	63,27	63,08	63,22	63,24	67,32	61,96
TiO ₂	0,80	0,72	0,90	0,93	0,82	0,82
Al ₂ O ₃	15,74	15,94	15,30	20,39	17,09	23,01
Fe ₂ O ₃	2,89	2,43	2,61	1,11	0,62	1,10
FeO	4,78	6,00	5,93	4,78	6,32	3,34
MnO	0,12	0,14	0,12	0,11	0,08	0,10
MgO	4,71	4,47	4,55	2,64	1,75	2,30
CaO	2,51	2,15	2,07	0,62	0,87	0,96
Na ₂ O	2,51	2,39	2,45	2,19	2,44	2,41
K ₂ O	2,67	2,68	2,86	3,94	2,71	3,98
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
P ₂ O ₅	0,42	0,15	0,15	0,13	0,02	0,08
Li	36	46	37	63	109	81
Rb	91	106	97	78	130	96
Sr	73	59	71	70	55	30
Ba	300	241	209	250	250	405
B	37	24	21	83	82	82
Sc	10	9	9	9	7,6	7,4
Ga	15	18	19	28	30	36
Ge	0,7	0,7	0,7	0,3	—	0,2
Sn	4,0	5,0	5,0	4,6	5,0	7,2
Zr	50	56	80	71	87	87
Nb	8	7	9	7	10	10
F	487	451	373	—	—	—
Cu	49	41	51	12	45	57
Zn	121	124	131	120	170	270
Ag	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04
Pb	23	40	34	32	44	37
Mo	0,3	0,3	0,3	0,5	1,0	0,2
V	114	130	109	180	220	205
Cr	85	101	107	300	150	155
Co	22	25	25	17	20	24
Ni	109	101	103	80	42	57
Число проб	18	27	22	39	32	43

* Химические анализы пересчитаны на "сухое" вещество и приведены к 100%; содержания элементов-примесей даны в г/т; анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

пропорциями глинистых минералов и тонкозернистого кварца, обогащенных окислами и гидроокислами железа. В ходе седиментации осаждаемое вещество стремится к химическому равновесию с морской водой путем растворения и новообразования минеральных компонентов. Образующиеся в итоге глинистые илы отличаются максимально высокой начальной пористостью (70–80%), заполненной раствором морской воды. При уплотнении осадка пористость его последовательно уменьшается (до 10–15%), а поро-

		Воронежский кристаллический массив					
	Сил-Му	Би-Сил	Би-Гр	Ст-Анд	Сил-Му	Сил-КПШ	Гр-Кд
	61,37	62,05	63,89	66,69	60,50	60,71	56,93
	1,00	0,98	0,56	0,57	0,70	0,73	1,03
	20,93	20,50	17,12	16,34	18,40	17,92	20,46
	0,59	0,58	2,16	1,37	1,80	1,87	2,11
	5,63	5,51	4,57	3,92	6,35	6,44	6,99
	0,14	0,14	0,07	0,05	0,08	0,09	0,17
	2,68	2,62	3,83	2,81	3,40	3,60	3,50
	1,53	1,50	2,18	1,89	2,22	2,68	3,39
	2,76	2,42	1,55	2,29	2,07	3,12	2,60
	3,33	3,70	4,07	4,07	4,40	2,84	2,82
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	0,05	0,05	0,62	0,17	0,34	0,16	0,14
	—	82	56	72	115	58	43
	—	94	122	130	153	109	125
	55	45	37	38	45	93	55
	160	275	333	197	280	256	283
	88	83	90	28	66	14	10
	6,5	7	3,6	3,4	4,5	5,0	5,8
	42	28	28	27	32	30	30
	2,0	0,2	0,6	0,6	0,6	0,7	0,8
	6,6	5,7	2,9	3,4	4,1	2,7	2,3
	86	69	82	75	97	105	92
	6	10	4	4	4	4	4
	—	—	552	501	523	616	545
	41	38	69	44	65	65	67
	400	123	127	167	175	196	167
	0,02	0,02	0,06	0,04	0,06	0,04	0,06
	42	35	40	28	32	22	17
	0,3	0,3	0,9	1,0	1,9	0,9	1,2
	110	220	227	176	169	188	217
	180	160	215	178	134	216	233
	20	15	23	24	20	28	35
	39	43	80	79	66	100	80
	38	24	44	20	28	16	6

вый раствор меняет свой солевой состав и благодаря фильтрационному эффекту обогащается различными элементами-примесями. Характер и степень этих изменений определяются многими факторами, но в первую очередь температурой и давлением регулирующих растворимость химических компонентов. Сказанное подтверждается фактическими данными, полученными М.В. Ториковой при палеогидрохимическом анализе солевого состава вод Припятского солеродного бассейна. Так, в условиях континентального

Таблица 8 (продолжение)

Компонент	Северное Приладожье					Украинский щит		
	Бу-Гр	Ст-Анд	Сил-Му	Сил-КПШ	Гр-Кд'	Гр	Ст-Анд	Сил-КПШ
SiO ₂	63,92	61,11	62,52	62,48	60,97	66,78	63,74	65,71
TiO ₂	0,83	1,05	0,94	1,00	1,06	0,36	0,55	0,59
Al ₂ O ₃	17,89	17,50	16,52	16,11	17,46	14,10	15,75	16,34
Fe ₂ O ₃	1,93	1,70	1,28	1,04	1,30	2,21	1,94	1,78
FeO	5,74	7,52	7,40	7,58	8,14	9,05	6,83	6,06
MnO	0,09	0,09	0,08	0,08	0,13	0,14	0,14	0,11
MgO	2,92	4,38	3,77	4,05	3,72	2,45	3,27	2,59
CaO	1,17	1,52	1,68	1,53	1,70	0,23	2,73	1,27
Na ₂ O	1,75	1,84	2,24	2,79	1,86	0,36	1,01	1,60
K ₂ O	3,76	3,29	3,57	3,34	3,66	4,32	4,04	3,95
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
P ₂ O ₅	0,09	0,12	0,14	0,34	0,07	—	—	—
Li	55	57	62	30	29	32	48	34
Rb	164	151	129	81	140	184	158	193
Sr	33	30	37	200	40	20	31	33
Ba	439	292	309	880	350	213	333	338
B	63	85	25	6	5	247	62	5
Sc	4,2	4,5	7,0	9,6	6,6	5,0	3,5	3,0
Ga	24	26	25	29	31	26	30	29
Ge	0,9	0,9	1,1	0,8	1,1	2,0	1,3	1,4
Sn	2,5	1,7	5,3	3,6	2,6	3,0	4,0	3,3
Zr	97	115	184	170	160	98	157	110
Nb	10	10	15	16	14	5	9	7
F	467	529	263	—	—	260	425	651
Cu	42	55	38	29	37	25	39	43
Zn	196	315	152	155	135	104	118	108
Ag	0,04	0,04	0,07	0,09	0,09	0,03	0,05	0,05
Pb	19	21	32	30	36	16	49	52
Mo	0,7	0,5	1,5	1,3	0,8	0,8	1,1	1,2
V	233	318	201	190	150	382	186	185
Cr	130	178	142	170	138	144	255	165
Co	22	33	14	16	10	23	23	22
Ni	58	88	40	23	37	54	88	58
Число проб	49	31	27	26	45	19	37	23

режима седиментации в толще осажденного вещества (от поверхности до регионального водоупора) циркулируют пресные воды гидрокарбонатно-натриевого состава с крайне низкой минерализацией — в среднем 1 г/л, редко до 10 г/л (см. табл. 10). Недосыщенность этих вод Na, Mg, Ca и K, а также Li, Rb, Sr, Cu, Pb и другими компонентами способствует тому, что промываемые такими водами осадки выщелачиваются, но не накапливаются в воде из-за активного режима водообмена. Воды этого типа захороняются крайне редко, но в случае захоронения их анионный состав меняется по схеме $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CO}_3^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$, т.е. образующийся поровый раствор постепенно приобретает существенно хлоридный состав, а при уплотнении осадков

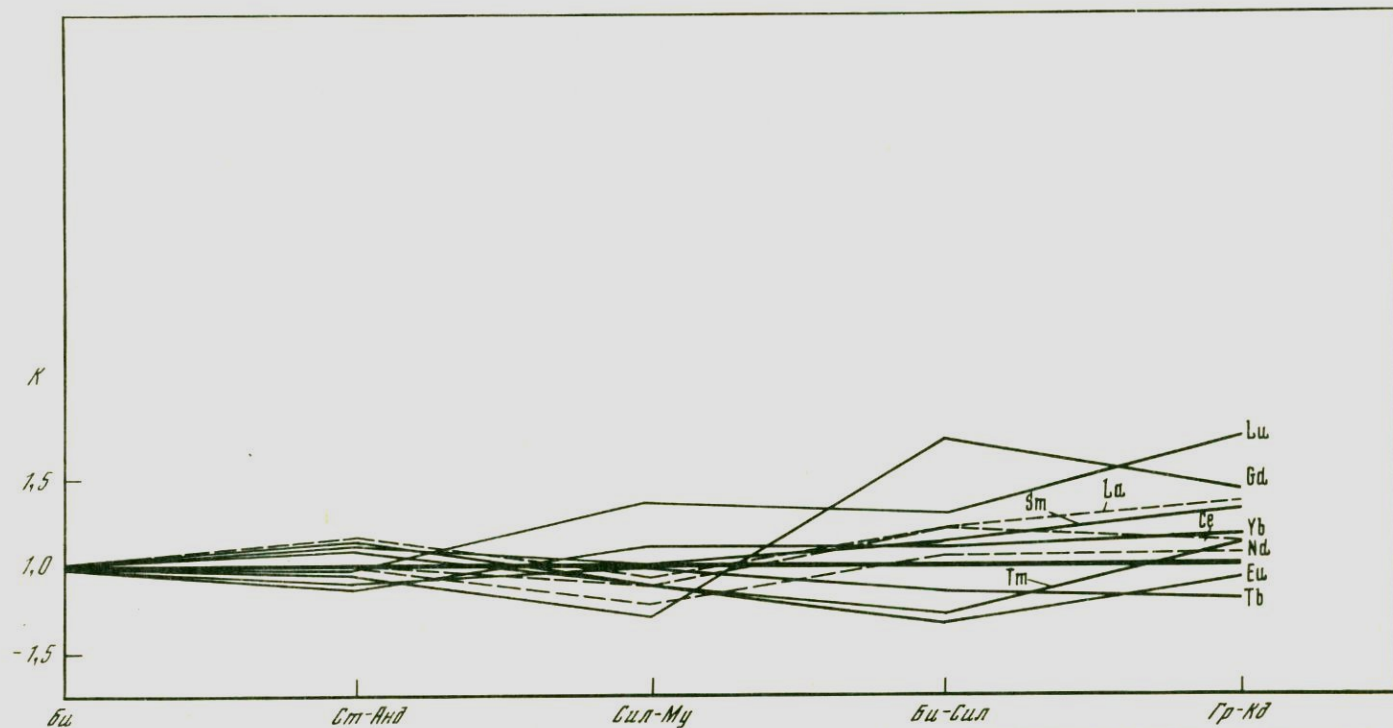


Рис. 20. Перераспределение редкоземельных элементов при прогрессивном метаморфизме пелитов воронцовской серии. Воронежский кристаллический массив

K – коэффициент относительного накопления

Таблица 9

Средние содержания элементов-примесей (в г/т), Na и K (в мас.%) в породообразующих минералах метapelитов из различных зон прогрессивного метаморфизма ВКМ

Минерал	Зона	Число проб	Na	K	Li	Rb	Cs	Sr	Ba
Плагиоклаз	<i>Ст-Анд</i>	2	4,45	3,31	19	5	2,5	75	100
	<i>Сил-Му</i>	3	5,80	1,86	16	5	2,5	1000	130
	<i>Сил-КПШ</i>	1	3,59	1,77	17	50	2,5	80	50
	<i>Гр-Кд</i>	4	6,04	0,68	13	20	2,5	530	300
Мусковит	<i>Ст-Анд</i>	10	1,25	6,97	38	160	2,5	40	430
	<i>Сил-Му</i>	6	1,09	7,45	73	190	2,5	29	680
Биотит	<i>Ст-Анд</i>	6	0,71	5,75	400	320	6,0	15	80
	<i>Сил-Му</i>	18	0,64	5,96	280	330	3,1	16	157
	<i>Сил-КПШ</i>	10	0,78	6,32	152	290	2,5	35	246
	<i>Гр-Кд</i>	3	0,63	6,54	43	270	2,5	15	272
Гранат	<i>Ст-Анд</i>	3	0,03	0,05	32	—	—	15	50
	<i>Сил-Му</i>	3	0,43	0,43	24	5	2,5	15	100
	<i>Сил-КПШ</i>	6	0,27	0,23	20	5	2,5	15	75
	<i>Гр-Кд</i>	2	0,31	0,39	21	160	2,5	15	75
Ставролит	<i>Ст-Анд</i>	4	—	—	—	—	—	15	—

Анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

Минерал	Зона	Число проб	Be	B	Sc	Ga	Ge	Sn	Y
Плагиоклаз	<i>Ст-Анд</i>	2	1,5	6	11	15	1,5	4,3	19
	<i>Сил-Му</i>	3	3,3	12	5	13	1,5	0,5	14
	<i>Сил-КПШ</i>	1	1,0	30	2	30	1,0	8,0	5
	<i>Гр-Кд</i>	4	1,3	10	5	17	1,5	2,9	8
Мусковит	<i>Ст-Анд</i>	10	2,6	50	4	19	1,5	4,5	5
	<i>Сил-Му</i>	6	2	45	3	23	1,5	6,0	4
Биотит	<i>Ст-Анд</i>	6	1,7	—	2	11	1,5	1,2	5
	<i>Сил-Му</i>	18	1,8	8	3	16	1,5	4,3	7
	<i>Сил-КПШ</i>	10	1,7	9	5	20	1,5	3,0	4
	<i>Гр-Кд</i>	3	2,0	3	2	19	1,5	2,8	4
Гранат	<i>Ст-Анд</i>	3	1,5	25	4	7	9,0	2,7	26
	<i>Сил-Му</i>	3	1,5	7	20	10	7,0	5,0	56
	<i>Сил-КПШ</i>	6	1,5	11	21	9	9,0	6,3	77
	<i>Гр-Кд</i>	2	1,5	8	37	10	3,7	0,5	65
Ставролит	<i>Ст-Анд</i>	4	8,3	—	2	53	8,0	7,5	10

последовательно обогащается Na, Mg, Ca и различными элементами-примесями.

В условиях морского режима седиментации в толще осажденного вещества (до регионального водоупора) распространены сульфатно-хлоридно-натриевые воды с минерализацией 35–50 г/л (см. табл. 10). Господствуют

Таблица 9 (окончание)

Минерал	Зона	Число проб	Yb	Zr	Nb	Cu	Zn	Ag	Pb
Плагиоклаз	<i>Ст-Анд</i>	2	2,3	40	5	37	60	0,25	25
	<i>Сил-Му</i>	3	1,5	150	5	28	15	0,35	35
	<i>Сил-КПШ</i>	1	1,5	20	5	50	15	0,1	30
	<i>Гр-Кд</i>	4	1,4	63	5	30	15	0,29	25
Мусковит	<i>Ст-Анд</i>	10	1,5	40	6	24	160	0,10	30
	<i>Сил-Му</i>	6	30	30	5	19	110	0,08	43
Биотит	<i>Ст-Анд</i>	6	1,2	13	3	17	160	—	—
	<i>Сил-Му</i>	18	1,8	26	4	30	200	0,20	34
	<i>Сил-КПШ</i>	10	1,5	30	6	20	230	0,18	15
	<i>Гр-Кд</i>	3	1,5	15	7	30	210	0,37	200
Гранат	<i>Ст-Анд</i>	3	4,7	16	5	45	174	0,28	8
	<i>Сил-Му</i>	3	4,7	40	5	51	150	0,11	9
	<i>Сил-КПШ</i>	6	8,7	30	5	61	250	0,21	25
	<i>Гр-Кд</i>	2	5,5	35	5	50	300	0,05	4
Ставролит	<i>Ст-Анд</i>	4	1,3	10	—	49	4000	0,17	—

Минерал	Зона	Число проб	Mo	W	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
Плагиоклаз	<i>Ст-Анд</i>	2	1,1	5	330	17	80	1500	3	19
	<i>Сил-Му</i>	3	0,2	5	870	8	20	200	2	8
	<i>Сил-КПШ</i>	1	2,0	5	200	30	30	40	1	20
	<i>Гр-Кд</i>	4	0,2	5	570	21	50	87	2	6
Мусковит	<i>Ст-Анд</i>	10	0,6	5	2200	160	110	58	3	17
	<i>Сил-Му</i>	6	0,8	5	1800	230	150	27	2	11
Биотит	<i>Ст-Анд</i>	6	0,7	—	2000	160	170	360	17	30
	<i>Сил-Му</i>	18	0,7	5	3300	210	240	700	17	44
	<i>Сил-КПШ</i>	10	0,7	5	1760	229	232	620	22	53
	<i>Гр-Кд</i>	3	1,2	5	4790	363	267	270	20	67
Гранат	<i>Ст-Анд</i>	3	1,5	5	600	47	24	4600	10	10
	<i>Сил-Му</i>	3	0,7	5	600	73	110	5000	15	16
	<i>Сил-КПШ</i>	6	1,3	7	380	62	122	5100	24	17
	<i>Гр-Кд</i>	2	0,2	5	570	70	150	7000	17	9
Ставролит	<i>Ст-Анд</i>	4	0,8	—	2200	120	163	1200	45	40

щий здесь режим замедленного водообмена способствует установлению равновесия между морской водой и осадком и, таким образом, препятствует активному выщелачиванию последних. Сокращение объема морского бассейна сопровождается изменением солевого состава воды по схеме $(Cl-SO_4-Na-Mg) \rightarrow (Cl-SO_4-Mg-Na) \rightarrow (Cl-SO_4-Mg)$. При захоронении этих вод, особенно на больших глубинах (около 5–6 км), образующийся поровый раствор приобретает хлоридный состав, а при последующем уплотнении осадков в поровом растворе происходят преимущественное концентрирование Са относительно Mg и накопление рудных компонентов.

Таблица 10

Средний состав поверхностных вод (по Ч. Дрейку и др., 1982) и эволюция химического состава поровых растворов с ростом температуры (по М.В. Ториковой, 1983 г.)

Тип воды	Речная		Поровая		
	Речная	Морская	80	100	≥ 100
Температура, °С	25	25	80	100	≥ 100
Солевой состав	HCO ₃ - Na	Cl-SO ₄ - Na-Mg	Cl-Na-Ca	Cl-Ca-Na	Cl-Ca-Mg
Минерализация, г/л	1	35	350	400	450
Na, мгл	6,3	11000	95000	60000	35000
K	2,3	390	5500	16500	15000
Mg	4,1	1300	6000	17000	>17000
Ca	15,0	410	50000	100000	80000
Si	6,5	3	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ²⁺	0,67	Не обн.	750	12300	То же
Al	0,01	0,001	Не опр.	Не опр.	”
Li	0,003	0,17	30	60	90
Rb	0,001	0,12	10	25	60
Cs	0,00002	0,0003	1	2	2
Cu	0,001	0,00025	3	1,7	0,5
Zn	0,02	0,003	100	167	1,2
Pb	Не опр.	Не опр.	5	5,5	3,4
Sr	0,07	0,0075	760	2000	2600

В глубинных частях формирующихся осадочных толщ, в частности под соленосными отложениями, поровое пространство пород заполнено хлоридно-кальциево-натриевыми рассолами с минерализацией от 50 до 600 г/л. С ростом температуры поровые рассолы концентрируются по схеме (Cl-Na-Ca) → (Cl-Ca-Na) → (Cl-Ca-Mg) → (Cl-Mg-Ca), обогащаясь при этом Ca, Mg и рудными компонентами (см. табл. 10). Накопление последних регулируется их химической активностью и растворимостью.

Таким образом, поверхностные воды независимо от их типа и исходного состава по мере захоронения на различных глубинах трансформируются в поровые растворы (и/или рассолы), приобретая при этом всегда хлоридный состав. Катионный состав поровых растворов зависит от степени их концентрирования и определяется длительностью существования раствора и изменениями *P-T* условий. Минерализация поровых растворов, кроме того, в значительной мере зависит от присутствия в формирующейся осадочной толще соленосных отложений и колеблется в среднем от 400 г/л (при наличии соленосных отложений) до 200 г/л без них.

Поровые растворы, ведущие свою историю от формирования осадков в поверхностных водоемах до глубинных метаморфических преобразований, по-видимому, и представляют главный внешний источник флюида в системе "порода-вода". При повышении температуры взаимодействие высоко-натриевых поровых растворов, например, с калиевыми глинистыми минералами будет стремиться к относительному выравниванию их составов и,

следовательно, постепенному обогащению натрием продуктов прогрессивного метаморфизма. Таким образом, вполне подвижное поведение щелочей при метаморфизме, устанавливаемое многими исследователями на примере как метавулканогенных, так и метаосадочных комплексов, может вполне обеспечиваться ресурсами поровых растворов, захороненных в этих комплексах. При последующем метаморфизме вулканогенно-осадочных комплексов сохранившийся в них первичный (остаточный) поровый раствор будет пополняться и смешиваться с новообразованным (метаморфогенным) флюидом, выделяющимся при дегидратации водосодержащих твердых фаз. Здесь следует заметить, что при метаморфизме пород, содержащих остаточные поровые растворы, рост температуры (в условиях равновесной системы) будет способствовать относительно увеличению пористости в метаморфизируемых породах за счет сокращения объема твердых фаз. Выделяемый при дегидратации флюид (в зависимости от исходной водонасыщенности осадков и активности тектонического режима в ходе метаморфизма) будет либо захороняться в новообразуемом поровом пространстве, либо частично перемещаться внутри метаморфизируемой системы, либо фильтроваться по тектонически ослабленным зонам в область пониженного давления (как правило, на регрессивном этапе метаморфизма).

В результате процессы регионального прогрессивного метаморфизма завершаются формированием крупных водонапорных систем мощностью в несколько километров. Естественно, что такая система должна оказывать решительное влияние на всю геологическую обстановку, в том числе на процессы глубинного породо- и рудообразования, поскольку "вода — это главный флюид... главный растворитель, главный агент химической транспортировки вещества, главный катализатор реакций силикатов и главный катализатор деформации горных пород в земной коре" [95, с. 67].

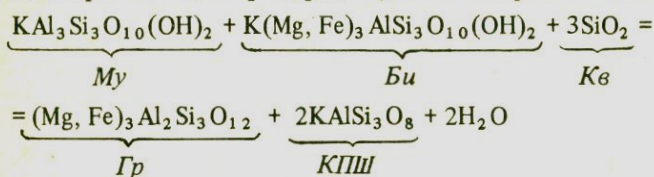
Представляется, однако, естественным, что геологическая роль воды будет различной в открытых и закрытых системах. При этом под открытой системой мы понимаем такую, из которой ремобилизованная в процессе метаморфических реакций вода может относительно свободно удаляться, а закрытой — такую, удаление воды из которой в значительной мере затруднено. Примером открытых систем могут служить крупные провинции углекислых вод, примером закрытых — зеленокаменные пояса древних щитов, и в частности Печенгская структура (см. главу IV). Конечно, такое разделение достаточно условно, так как реально имеет место весь спектр переходов между этими двумя крайними случаями.

Общим же для всех типов метаморфогенных водонапорных систем является их формирование за счет воды, свободно выделяющейся сначала при диагенезе, а затем при реакциях дегидратации в процессе прогрессивного метаморфизма. Диагенетические преобразования осадков, выражающиеся в их уплотнении и цементации (фактор давления), сопровождаются резким сокращением первичной пористости (от 70–80 до 5–10%) и переходом части сорбированных ионов металлов в остаточные поровые растворы. Переход от фации зеленых сланцев к эпидот-амфиболитовой (фактор температуры) сопровождается выделением химически связанной воды из решеток силикатов (в среднем 2% по массе воды) и реализуется в сравнительно небольшом интервале глубин. Поскольку суммарный объем выделившейся

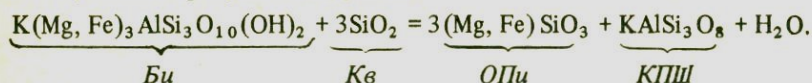
воды и новообразованных минералов больше, чем объем исходного вещества, реакции дегидратации всегда приводят к разуплотнению метаморфизуемых толщ за счет их разрыва и растворения. Оба эти процесса ведут к увеличению общей пустотности пород и возможности экстракции из них, переноса и переотложения различных компонентов.

Рассмотрим эволюцию состава твердых фаз. На стадии диагенеза исходное содержание ряда химических элементов остается практически неизменным, так как преобладающее количество, например, Rb и Li входит в решетки глинистых минералов, а Sr зафиксирован в реликтовых зернах плагиоклаза и биогенных карбонатах. Затем по мере увеличения температуры в интервале от фации зеленых сланцев ($T = 350^\circ\text{C}$) до амфиболитовой фации ($T = 650^\circ\text{C}$) минеральные преобразования идут по схеме $Gr \rightarrow St \rightarrow Анд \rightarrow Сил$, средние содержания каждого из которых в породе не превышает 5–10 об.% (см. рис. 18). Общее количество ассоциирующихся с ними слюд изменяется незначительно и составляет в среднем 30–45 об.%. В итоге это является решающим фактором для сохранения в метапелитах исходных концентраций элементов-примесей вплоть до амфиболитовой фации (изохимическая стадия прогрессивного метаморфизма).

Однако в условиях повышенной температуры (амфиболитовая и гранулитовая фации) слюды становятся неустойчивыми и разлагаются по следующим реакциям, например, для условий амфиболитовой фации:



или для условий гранулитовой фации:



Разложение слюд, являющихся главным минералом-концентратом редких щелочных металлов (до 2000 г/т Li, до 800 г/т Rb и до 500 г/т Cs), и новообразование за счет них калиевого полевого шпата (до 100 г/т Li, до 600 г/т Rb, до 150 г/т Cs) и пироксена (до 20 г/т Li, до 400 г/т Rb, до 5 г/т Cs) должны неизбежно сопровождаться выносом части редких щелочных металлов из высокотемпературных зон. Кроме того, ряд элементов, в том числе литий, цезий и др., дополнительно выносятся из системы благодаря сокращению изоморфной емкости биотита после его перекристаллизации в $P-T$ условиях $Gr-Kd$ зоны (см. табл. 9).

Таким образом, при метаморфизме пелитов ведущим фактором экстрагирования элементов-примесей является удаление сначала физически связанной, а затем и химически связанной воды (на стадии диагенеза и метagenеза) с образованием так называемых истощенных пород. Коренная перекристаллизация последних (сопровождаемая также дегидратацией) начинается с $Сил-КПШ$ зоны. Выявленные закономерности распределения элементов-примесей при прогрессивном метаморфизме терригенных пород

полностью согласуются с гипотезой изохимического поведения петрогенных элементов только в низко- и среднетемпературных зональных комплексах, т.е. комплексов с неполным набором метаморфических зон; в полнотемпературных комплексах, включающих обязательно высокотемпературные зоны, элементы-примеси в отличие от петрогенных проявляют резко неизохимический характер, начиная с *Сил-КПШ* изограды. На этом основании весь комплекс исследованных химических элементов можно подразделить на две группы.

Условно-инертные элементы характеризуются статистически незначимыми изменениями исходных концентраций. Данные элементы, а также различные виды индикаторных отношений, рассчитываемые с помощью этих элементов, могут быть рекомендованы для реконструкции и корреляции древних супракrustальных комплексов. Конкретный пример практического использования условно инертных элементов при корреляции и оконтуривании слепых рудных амфиболитовых залежей на Ктитебердинском вольфрамовом месторождении подробно рассмотрен в главе V.

Условно-подвижные элементы характеризуются статистически значимым перераспределением исходных концентраций и преимущественно переходом этих элементов из твердых фаз в сосуществующий с ними (а также новообразующийся) поровый флюид. Элементы этой группы экстрагируются синметаморфогенными флюидами в зонах термальных аномалий и на регрессивном этапе могут либо перемещаться по ослабленным тектоническим зонам в верхние структурные этажи с образованием жильных гидротермалитов [78], либо (в пределах того же комплекса) рассеиваться в породах средне- и низкотемпературных фаций. Принципиальная схема перераспределения условно-инертных элементов при диагенезе, метагенезе и прогрессивном зональном метаморфизме пелитов показана на рис. 21, из которого следует, что метапелиты низкотемпературных зон по отношению к их исходным "истощенным" эквивалентам могут быть существенно обогащены некоторыми условно-подвижными элементами; последнее, безусловно, следует учитывать как дополнительный фон при геохимических реконструкциях палеогеографических обстановок в докембрии.

В зонах ультраметаморфизма элементы-примеси, унаследованные твердой фазой, могут экстрагироваться анатектическими выплавками при условии, что соответствующий коэффициент распределения между расплавом и материалом субстрата существенно больше единицы. Однако из-за различной степени водонасыщенности анатектических выплавков степень экстрагирования редких металлов в различных фашиальных сериях будет неодинаковой, что, по-видимому, может объяснить преимущественную приуроченность, например, редкометалльных пегматитов к *Анд-Сил* типу метаморфизма. Сказанное подтверждается ранее установленными нами закономерностями перераспределения элементов-примесей при ультраметаморфогенном гранитообразовании на примере Алданского щита и Воронежского кристаллического массива. Сравнительный геохимический анализ различных фаций ультраметаморфических и интрузивно-магматических гранитоидов, связанных постепенными переходами между собой и вмещающими их глубоко-метаморфизованными метапелитами, показал, что преобладающее количество проанализированных элементов наследуется как анатектическими (Rb, Ba, Be, B, Ga, La, Cu, Zn, Ag, Pb, Mo, Ti, Co, Ni), так и реоморфически-

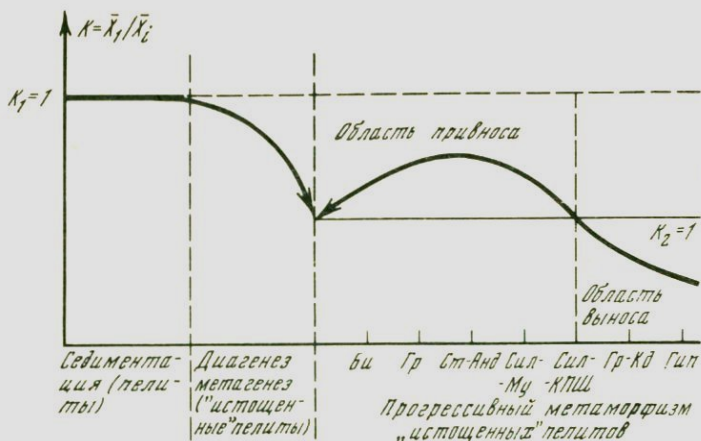


Рис. 21. Перераспределение условно подвижных элементов-примесей при прогрессивном зональном метаморфизме пелитов

ми (Rb, Ba, Be, B, Sc, Ga, Sn, La, Ti, Mn, Ni) автохтонными гранитоидными расплавами из метаморфических пород. Это свидетельствует об изохимическом характере начальных этапов докембрийского корового гранитообразования и, таким образом, ставит под сомнение необходимость привлечения подкоровых флюидов в качестве ведущего фактора формирования гранитных расплавов в глубинных зонах метаморфизма. В процессе последующей кристаллизационной, а в мезоглубинных условиях, по-видимому, и в процессе эманационной дифференциации (аллохтонные фации гранитоидов) отчетливо проявлены два взаимопротивоположных тренда: статистически значимые увеличение содержаний литофильных и уменьшение содержаний халькофильных и сидерофильных элементов. Еще более четко прослеживается тенденция последовательного накопления редких литофильных элементов (Li, Rb, Be, Sn, Nb) в остаточно-магматических фазах, представленных легматоидными жилами. Последние, как правило, являются постскладчатыми, залегают среди среднетемпературных метаморфических пород основного состава и в пределах ВКМ иногда ассоциируют с альбит-сподуменовыми (с колумбит-танталитом и бериллом) и микроклин-альбитовыми (со сподуменом и колумбитом) пегматитами.

В результате выполненных исследований получены три вывода, имеющих принципиальное значение.

1. На примере пяти районов СССР показано, что при прогрессивном метаморфизме метапелитовых пород (от зеленосланцевой до гранулитовой фаций) главные породообразующие элементы, включая натрий и калий, проявляют в целом изохимический характер; существенное перераспределение установлено для ряда элементов-примесей, выраженное переходом последних из твердых фаз в сосуществующие с ними остаточные (и новообразуемые) поровые растворы. Поскольку суммарный объем выделившейся воды и новообразованных минералов больше, чем объем исходного вещества, реакции дегидратации всегда приводят к разуплотнению метаморфизуемых толщ за счет их разрыва и растворения. Оба эти процесса

ведут к увеличению общей пустотности пород и возможности экстракции из них, переноса и переотложения различных компонентов.

2. Имеющийся фактический материал опровергает участие ювенильных флюидов в метаморфизме как вулканических, так и осадочных пород. Вместе с тем глубинные зоны метатерригенных толщ могут рассматриваться как местные источники рудных, редких и рассеянных элементов, а также калия и фтора в процессе формирования достаточно мощных обособлений синскладчатых мигматит-гранитоидов и мигматит-пегматитов, в том числе редкометальных. Процессы дегидратации и гидрогенного разуплотнения являются одними из эффективных механизмов и источников метаморфогенного рудообразования с учетом значительного объема выделяющегося флюида, его свойств и длительности существования в глубоких недрах. При этом на прогрессивном этапе метаморфизма происходят мобилизация рудных компонентов в поровые растворы и захоронение их здесь же на глубине внутри разуплотненных толщ; на регрессивном этапе эти растворы могут перемещаться по трещинам в верхние этажи коры с образованием месторождений реометаморфического типа¹.

3. Обосновано предположение о преимущественном наследовании большинства элементов примесей (Rb, Ba, Be, Sc, Ga, Yb, Nb, Cu, Zn, Pb, Ti, Mn, Co, Ni) из метаморфических пород при их частичном и полном плавлении.

¹ Этот тип впервые был выделен Е.М. Салье и достаточно полно охарактеризован в ряде ее публикаций (1974, 1985 гг.).

ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ ЗОН АРХЕЙСКОЙ КОРЫ

Представление о строении и химическом составе глубинных зон архейской коры является одной из фундаментальных проблем современной геологии, поскольку служит отправным моментом для объективной оценки глобальной направленности эволюции вещественного состава земной коры в ходе ее развития, особенно на ранних стадиях. С этой проблемой тесно связан один из спорных вопросов метаморфической петрологии: изохимизм — аллохимизм архейского метаморфизма и сопровождающих его мигматито- и гранитообразования. Решение этих проблем должно наметить тенденцию изменения химического состава глубинных пород в ряду от протокры до современной континентальной коры, установить специфику флюидного режима и *P-T* условий метаморфизма и ультраметаморфизма на каждом этапе развития континентальной коры и как следствие определить связанные с этими процессами источники эндогенного рудообразования.

На континентах, как известно, сосредоточено около 60% объема всей земной коры; при этом, согласно имеющимся расчетам (например, А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский [87], С. Тейлор [94]), средний состав современной континентальной коры отвечает андезиту-тоналиту. Это, естественно, не означает, что магматические породы указанного состава являются преобладающими коровыми образованиями. Геологические наблюдения свидетельствуют, что в целом в континентальной коре главную роль играют основные и кислые магматиты и продукты их преобразования.

Широко распространены представления, связывающие становление континентальной коры с тектонической трансформацией и гранитизацией первичного базитового слоя, близкого по составу к коре океанического типа. В качестве реликтов базитовой протокры рассматривают архейские зеленокаменные пояса, гранулит-базитовые и габбро-анортозитовые комплексы. Они рассматриваются в качестве выведенных на поверхность близмантийных горизонтов первичной коры, период формирования которых совпадает с лунной стадией развития Земли. Многие полагают, что превращение океанической коры в континентальную происходило на протяжении всей геологической истории Земли.

Данные сравнительной планетологии указывают, однако, на то, что на планетах земной группы самые ранние корообразующие процессы приводили к образованию относительно кислого (существенно полевошпатового) слоя, а базальтовые "моря" возникали позднее. Преобладание кислых ортопород и продуктов их размыва в древнейших метаморфических комп-

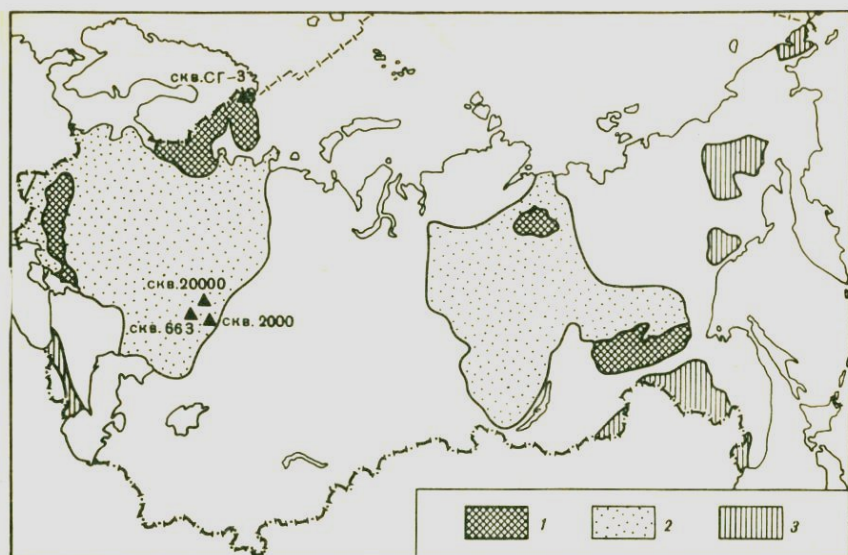


Рис. 22. Фрагменты докембрийской коры на территории СССР и размещение глубоких и сверхглубоких скважин в пределах Восточно-Европейской платформы

СГ-3 – Кольская сверхглубокая скважина; 20000 – Миннибаевская параметрическая скважина; 2000 – Туймазинская глубокая скважина, 663 – Ульяновская скважина; 1 – щиты; 2 – древние платформы; 3 – срединные массивы

лексах, известных на Земле, также противоречит модели базитовой протокры.

В последние годы представление о химическом составе древнейших образований Земли и их доле в строении континентальной коры подверглись существенной переоценке. Появились сведения, согласно которым аналогами первичной коры следует считать не базиты, а более кислые магматические образования, например андезиты [30] или первично-коровые граниты [4], выплавляющиеся из водонасыщенной мантии. Тем не менее вопрос о химическом составе первичной коры континентов до сих пор остается открытым.

Бурение глубоких и сверхглубоких скважин в кристаллическом фундаменте европейской части СССР (рис. 22) и увязка современных геофизических данных с геологическими разрезами этих скважин дают важный фактический материал, позволяющий по-новому оценить глубинное строение континентальной коры и наметить пути ее формирования. На рис. 23 показан архейский разрез Кольской сверхглубокой скважины, пробуренной на Балтийском щите до глубины 12 064 м, а ниже – разрезы Миннибаевской скв. 20000 (глубина 5099 м), Ульяновской скв. 663 (глубина 2516 м) и Туймазинской скв. 2000 (глубина 4042 м) скважин, пробуренных в кристаллическом фундаменте Татарского свода Русской плиты. Эти разрезы характеризуют разные уровни эрозионного среза докембрийского фундамента, поэтому используются нами в качестве опорных компонентов условного глубинного разреза докембрия Восточно-Европейской платформы с суммарной вертикальной мощностью 20–25 км (см. рис. 23,б). При-

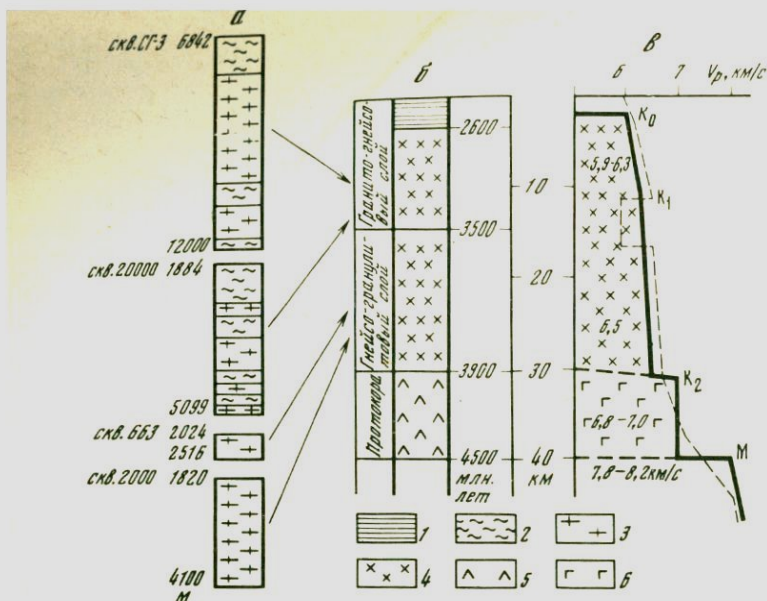


Рис. 23. Геолого-геофизическая модель глубинного строения фундамента Восточно-Европейской платформы

а — фактические разрезы глубоких и сверхглубоких скважин; *б* — геологический разрез фундамента; *в* — сейсмический разрез фундамента по [88, 112]

1 — метаосадочно-вулканогенные породы PR; 2 — мезо-, меланократовые двуслюдяные сланцы и плагиогнейсы AR; 3 — лейкократовые биотитовые плагиогнейсы (в том числе эндрбиты) и гнейсы (в том числе чарнокиты); 4 — граниты, плагиогнейсы и эндрбиты; 5 — биотит-амфиболовые плагиогнейсы и гипертеновые диоритогнейсы; 6 — "базальтовый" слой

нимая во внимание новую сейсмическую модель земной коры, предложенную Н.И. Павленковой для древних платформ (см. рис. 23, в), полученный разрез экстраполирован до поверхности Мохо и подразделен на три слоя: гранито-гнейсовый (0–15 км); гнейсо-гранулитовый (15–30 км); протокора или ее автохтонные реститы (30–40 км, рис. 23, б). Подошва первого слоя фиксируется границей K_1 ($V_p = 6,4–6,5$ км/с) и является наиболее устойчивой областью обмена упругих волн в земной коре; второй и третий слои разделяются границей K_2 ($V_p = 6,8–6,9$ км/с). Третий слой, кроме того, отличается резко повышенными величинами пластовых скоростей ($V_p = 6,8–7,7$ км/с) и значительным градиентом увеличения их с глубиной.

ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЙ СЛОЙ

Гранито-гнейсовый слой имеет неоднородное строение. На поверхности древних щитов для этого слоя характерна блоковая отдельность, фиксируемая латеральным чередованием пород различного возраста, состава и фациальной принадлежности; в глубинных разрезах наблюдается смена протерозойских низко- и среднетемпературных метаморфических комплексов архейскими, а в архейских блоках — смена амфиболитовой фации грану-

литовой. Сейсмическая граница между протерозойскими и архейскими образованиями в разных районах устанавливается на глубине от 5 до 14 км. Достоверно установленный контакт между ними вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной на глубине 6842 м, где, в частности, зафиксирован стратиграфический перерыв между основными метавулканитами печенгской серии и кислыми плагииогнейсами кольской серии (см. рис. 3); в зоне непосредственного контакта выше- и нижележащие породы изофациально метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Подробная характеристика пород печенгского зонально-метаморфического комплекса приведена в главе I. Подстилающий архейский комплекс вскрыт Кольской скв. СГ-3 в интервале 6842–12 064 м.

Кольская сверхглубокая скважина СГ-3

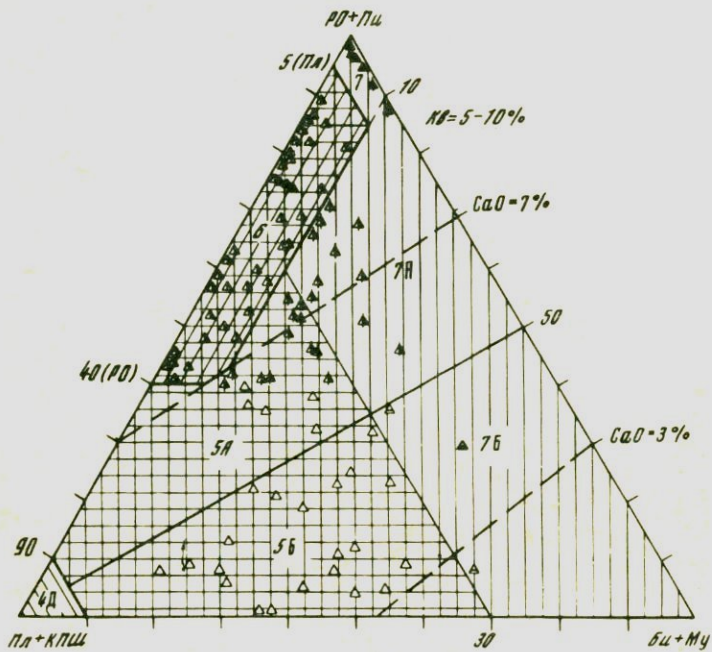
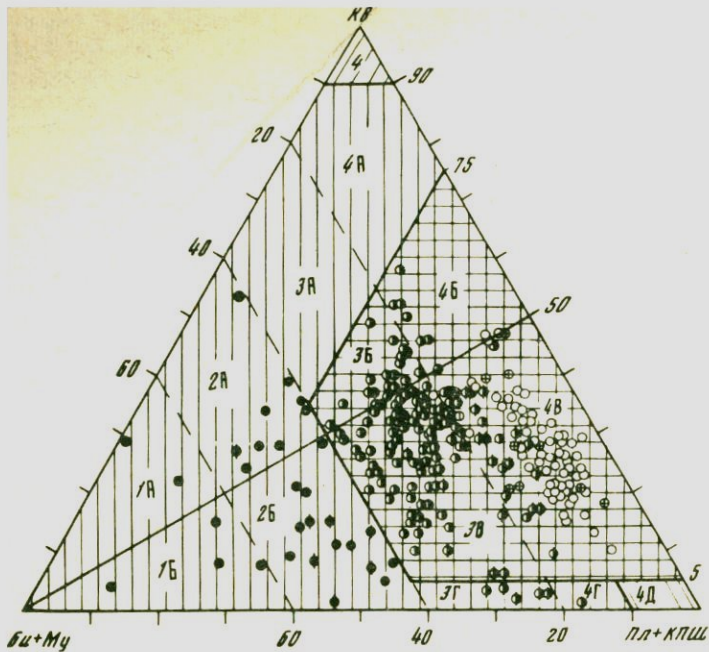
Архейский разрез имеет отчетливо выраженное ритмичное строение и в соответствии с принятой схемой расчленения [62] подразделяется на восемь толщ (сверху вниз, см. рис. 3): *I толща* (гл. 6842–7622 м) – двуслюдяные плагииогнейсы и сланцы с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ): *Анд, Ст, Сил, Гр*; *II толща* (гл. 7622–9456 м) – биотитовые плагииогнейсы, гнейсы и амфиболиты; *III толща* (гл. 9456–9573 м) – двуслюдяные плагииогнейсы с ВГМ (*Сил, Гр*); *IV толща* (гл. 9573–10 144 м) – биотитовые, роговообманково-биотитовые плагииогнейсы, гнейсы и амфиболиты; *V толща* (гл. 10 144–10 601 м) – двуслюдяные плагииогнейсы с ВГМ (*Ки, Сил, Гр*); *VI толща* (гл. 10 601–11 416 м) – биотитовые плагииогнейсы и гнейсы; *VII толща* (гл. 11 416–11 708 м) – биотитовые плагииогнейсы с ВГМ (*Гр, Сил*); *VIII толща* (гл. 11 708–12 064 м) – биотитовые и эпидот-биотит-амфиболовые плагииогнейсы.

Такое расчленение архейского разреза, естественно, является условным. Наличие признаков двояности ритмов в разрезе, изменение по разрезу углов наклона контактов пород и их сланцеватости (от субгоризонтальной до субвертикальной) к оси керна и, наконец, преимущественно согласное (реже секущее) положение мигматитов относительно метаморфической сланцеватости указывают на то, что породы архейского комплекса, в отличие от печенгского, смяты в сложные складки, синхронные с региональным допеченгским метаморфизмом.

В архейском комплексе установлены [22] минеральные парагенезисы, отвечающие амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. Последняя по времени проявления совпадает с этапом прогрессивного метаморфизма печенгского комплекса (1,8 млрд. лет). Радиологический возраст кульминации архейского метаморфизма определен Pb/Pb методом по циркону (2,75 млрд. лет [62]); возраст образования первичных пород предположительно оценивается в 3 млрд. лет.

Архейский разрез слагают в основном породы плагииогнейсовой группы – 66%, амфиболиты и амфиболовые сланцы составляют 30%, а гранитоиды – 4%.

Петрографическая классификация метаморфических пород осуществлялась с помощью оригинальных треугольных диаграмм (рис. 24), отражающих количественные соотношения между кварцем, полевыми шпатами и слюдами (для пород, бедных СаО) или кварцем, полевыми шпатами и



○ 4 ○ 5 ○ 6 ○ 7 ○ 8 ○ 9 ○ 10 ● Ж ▲ 3 ▲ 4 ▲ 5 ▲ 6 ▲ 7 ▲ 8 ▲ 9 ▲ 10

минералами групп амфиболов и пироксенов (для пород, богатых СаО). В обеих диаграммах разграничены поля, соответствующие главным группам метаморфических пород: слюдяные сланцы (в том числе с ВГМ); плагиогнейсы ($KПШ < 5\%$) и гнейсы ($KПШ > 5\%$); амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Сланцы, плагиогнейсы и мигматиты. В разрезе Кольской скв. СГ-3 лейкократовые биотитовые плагиогнейсы и гнейсы занимают 34% от объема архейского комплекса, переслаивающиеся с ними двуслюдяные сланцы и плагиогнейсы с ВГМ — 20%. Резко подчиненное значение имеют эпидот-биотитовые (8%) и роговообманково-биотитовые (4%) плагиогнейсы, слагающие разрозненные слои в толщах лейкократовых биотитовых плагиогнейсов.

Неизменные разновидности лейкократовых биотитовых плагиогнейсов имеют мелко- и среднезернистое строение, лепидогранобластовую, участками порфиробластовую структуру и простой минеральный состав: зональный плагиоклаз (ядро № 27, кайма № 11), кварц и биотит (обр. 39957, табл. 11) — $(K_{0,91}Ca_{0,1}Na_{0,03})_{0,95} \times (Fe_{1,07}^{2+}Mg_{0,79}Fe_{0,34}^{3+}Ti_{0,16}Mn_{0,02}Al_{0,05})_{2,43} \times [(Si_{2,62}Al_{1,38})_4O_{10}] \times (OH_{1,28}F_{0,05})_{1,33}$; $F_{общ} = 64,1\%$, характеризующийся равным соотношением слагающих минералов (%): истонит — 21,3, сидерофиллит — 28,8, флогопит — 21,2, аннит — 28,7. Второстепенными (до 5%) являются микроклин и минералы группы эпидота; последние нередко образуют сростки с ортитом. При содержании эпидота более 5% породы относятся к группе эпидот-биотитовых плагиогнейсов, а при содержании микроклина более 5% — к биотитовым гнейсам.

Характерной особенностью мезо- и меланократовых плагиогнейсов является присутствие в них ВГМ: андалузита, ставролита, силлиманита, граната и кианита, общее количество которых редко выше 3–8%. Незменные разновидности имеют гранолепидобластовую и порфиробластовую структуры; главные породообразующие минералы представлены зональным плагиоклазом (ядро № 20–28, кайма № 9–11), кварцем, истонит-си-

Рис. 24. Минералогическая классификация метаморфических пород

I–V — группы пород: I — сланцы, II — гнейсы и плагиогнейсы, III — кварциты, IV — полевошпатовые породы, V — амфиболиты; 1А–7Б — типы пород: 1А, 1Б — анхислюдистые сланцы (1А — ПШ-Кв; 1Б — Кв-ПШ); 2А, 2Б — меланократовые слюдяные сланцы (2А — ПШ-Кв; 2Б — Кв-ПШ); 3А, 3Г — мезократовые слюдяные сланцы (3А — ПШ-Кв; 3Г — ПШ); 3Б, 3В — мезократовые гнейсы и плагиогнейсы (3Б — ПШ-Кв; 3В — Кв-ПШ); 4А, 4Г — лейкократовые сланцы (4А — ПШ-Кв; 4Г — ПШ); 4Б, 4В — лейкократовые гнейсы и плагиогнейсы (4Б — ПШ-Кв, 4В — Кв-ПШ); 4Д — полевошпатовые породы (плагиоклазиты); 5А — слюдяно-амфиболовые (пироксеновые) гнейсы и плагиогнейсы; 5Б — амфибол (пироксен)-слюдяные гнейсы и плагиогнейсы; 6 — амфиболиты; 7, 7А, 7Б — амфиболовые сланцы (7 — анхиамфиболовые сланцы, горнблендиты, пироксениты; 7А — слюдяно-амфиболовые (пироксеновые) сланцы; 7Б — амфибол (пироксен)-слюдяные сланцы);

а–н — метаморфические породы архейского комплекса (и их исходные аналоги) из разреза Кольской скв. СГ-3: а, б — лейкократовые плагиогнейсы (а) и гнейсы (б), в том числе мусковитизированные (метаэффузивы и метапесчаники); в, г — мезократовые биотитовые, биотит-мусковитовые (в) и эпидот-биотитовые (г) плагиогнейсы (метаэффузивы, метаалевролиты); д–ж — слюдяные (д), эпидот-слюдяные (е) и анхислюдистые (ж) сланцы (метапелиты); з, и — актинолитовые и тальк-актинолитовые сланцы (з) и их биотитизированные (флогопитизированные) разновидности (и) (метаультрамафиты); к, л — амфиболиты (к) и их биотитизированные разновидности (л) (метабазиты); м, н — биотит-амфиболовые (м) и амфибол-биотитовые (н) сланцы (метавулканогенные породы)

Таблица 11

Химический состав (в мас.%) слюд из плагиогнейсов и гнейсов архейского комплекса разреза Кольской сверхглубокой

Окисел	Двуслюдяные сланцы и меланократовые плагиогнейсы с ВГМ					
	1		2		3	
	биотит	мусковит	биотит	биотит	мусковит	биотит
SiO ₂	36,27	44,39	35,40	34,52	44,37	34,72
TiO ₂	1,76	0,58	2,03	1,89	0,57	2,03
Al ₂ O ₃	13,55	35,46	19,80	20,50	35,30	19,82
Fe ₂ O ₃	8,90	1,24	3,88	3,54	1,41	3,50
FeO	13,68	0,28	14,87	14,94	He обн.	14,65
MnO	0,11	0,21	0,18	0,29	0,28	0,38
MgO	11,82	0,88	9,49	9,27	0,30	9,33
CaO	1,55	1,23	1,16	0,96	1,32	1,07
Na ₂ O	0,49	0,81	0,61	0,37	1,08	0,39
K ₂ O	8,78	10,17	9,60	9,60	9,60	9,60
H ₂ O ⁺	2,63	3,88	2,33	2,39	5,23	2,74
H ₂ O ⁻	0,45	0,96	0,49	0,74	0,94	0,83
F	0,26	—	0,11	0,16	—	0,35
Сумма	100,25	100,20	99,95	99,42	100,53	99,50
F ₂ =O	0,11		0,05	0,07		0,15
Сумма	100,14		99,90	99,35		99,35

1 — обр. 23995, гл. 7434—7440 м; 2 — обр. 37801, гл. 10 156—10 164 м; 3 — обр. 38200, гл. 10 254—10 260 м; 4 — обр. 37919, гл. 10 181—10 210 м; 5 — обр. 37912, гл. 10 181—10 210 м; 6 — обр. 37866, гл. 10 181—10 210 м; 7 — обр. 23825, гл. 7366—7387 м; 8 — обр. 35942, гл. 9478—9485 м; 9 — обр. 25158, гл. 7757—7806 м; 10 — обр. 34652, гл. 9227—9253 м; 11 — обр. 39957, гл. 10 937—10 962 м; 12 — обр. 41434, гл. 11 411—11 427 м; 13 — обр. 38279, гл. 10 285—10 308 м; прочерк — содержания не определялись.

* Анализы выполнены А.Б. Герман, К.К. Гумбар, Г.Ф. Петровой (ВСЕГЕИ); все остальные — В.Д. Богомоловой, Н.Н. Павловой, В.А. Фадеевой (ИМГРЭ).

дерофилитовым биотитом (обр. 37801): $(K_{0,87}Ca_{0,09}Na_{0,08})_{1,04}(Mg_{1,01}Fe_{0,88}^{2+}Fe_{0,21}^{3+}Ti_{0,11}Mn_{0,01}Al_{0,19})_{2,41}[(Si_{2,53}Al_{1,47})_4O_{10}](OH)_{1,10}$; F_{общ.} = 52,0% и мусковитом (обр. 37801): $(K_{0,86}Na_{0,10}Ca_{0,09})_{1,05} \times (Mg_{0,09}Fe_{0,06}^{3+}Ti_{0,03}Fe_{0,02}^{2+}Mn_{0,01}Al_{1,74})_{1,95} \times [(Si_{2,96}Al_{1,04})_4O_{10}](OH)_{1,72}$; F_{общ.} = 47,1%.

Для этих пород устанавливается сходный в целом видовой состав акцессорных минералов. В ряду пород меланократовые плагиогнейсы → мезократовые плагиогнейсы → лейкократовые биотитовые плагиогнейсы обнаруживается постепенное уменьшение содержания пирита (55 → 49 → 6 г/т), пирротина (1410 → 1078 → 220 г/т), халькопирита (24 → 7 → ед. зн., г/т), циркона (18 → 17 → 6 г/т) и монацита (50 → 20 → 3 г/т) и, наоборот, увеличение содержания ильменита + сфена (155 → 284 → 297 г/т) и ортита (4 → 8 → 27 г/т). Указанные закономерности свидетельствуют о генетической близости исходных аналогов сравниваемых пород. Последнее подтверждается и идентичностью изотопного состава серы сульфидов: в мезократовых

Таблица 11 (окончание)

Окисел	Мигматит		Мезократовые плагиогнейсы с ВГМ		
	лейкосома	меланосома			
	5	6	7*		8
	биотит	биотит	мусковит	биотит	биотит
SiO ₂	34,97	36,41	47,00	35,50	35,29
TiO ₂	2,76	0,57	0,44	1,88	2,10
Al ₂ O ₃	19,62	17,19	35,17	19,82	17,92
Fe ₂ O ₃	3,42	3,44	0,42	1,14	6,83
FeO	15,73	11,60	1,25	17,25	13,72
MnO	0,12	0,34	0,09	0,14	0,34
MgO	9,08	15,05	0,80	11,43	8,48
CaO	1,07	1,09	0,10	0,05	1,20
Na ₂ O	0,22	0,24	1,38	0,30	0,46
K ₂ O	9,60	9,60	8,80	8,40	9,60
H ₂ O ⁺	2,30	3,38	3,30	3,39	2,64
H ₂ O ⁻	0,36	0,78	0,42	0,80	0,91
F	0,10	0,14	—	0,20	0,34
Сумма	99,39	99,91	99,17	100,30	99,97
F ₂ =O	0,04	0,06		0,08	0,14
Сумма	99,35	99,85		100,22	99,83

Окисел	Лейкокраповые биотитовые плагиогнейсы				Роговообманково-биотитовые гнейсы
	9*	10	11	12	13
	биотит	биотит	биотит	биотит	биотит
SiO ₂	37,50	35,31	35,42	35,31	35,70
TiO ₂	2,40	2,19	2,77	2,06	2,57
Al ₂ O ₃	16,00	12,10	16,37	17,30	14,50
Fe ₂ O ₃	2,75	9,46	6,07	4,62	6,72
FeO	16,68	17,02	17,31	14,00	15,80
MnO	0,17	0,08	0,25	0,11	0,19
MgO	9,23	9,94	7,15	9,73	8,39
CaO	0,49	0,36	1,29	0,89	0,90
Na ₂ O	0,39	0,27	0,24	0,19	0,19
K ₂ O	8,51	9,60	9,60	13,95	13,50
H ₂ O ⁺	4,19	2,29	2,60	1,65	1,67
H ₂ O ⁻	0,82	0,58	0,45	0,45	0,15
F	—	0,80	0,21	0,25	0,33
Сумма	99,13	100,00	99,74	100,51	100,61
F ₂ =O		0,33	0,09	0,10	0,14
Сумма		99,67	99,65	100,41	100,47

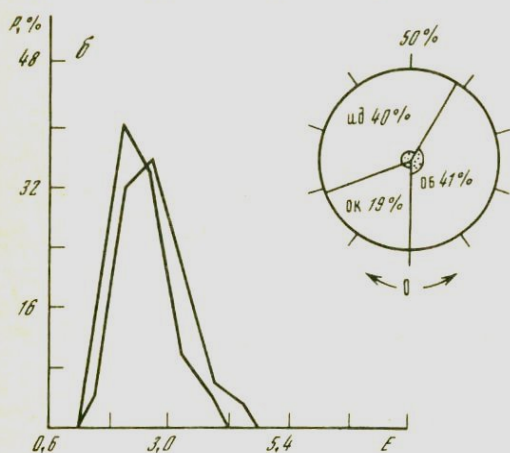
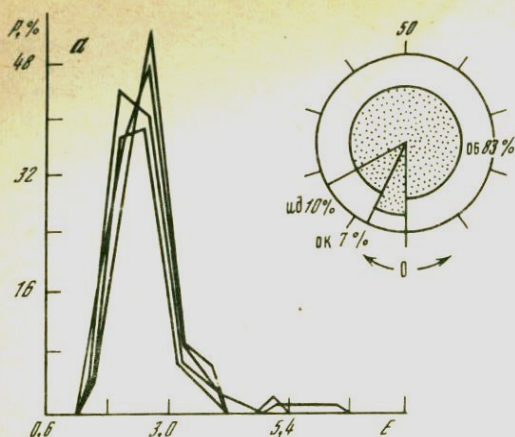


Рис. 25. Гистограммы удлинений (L) и циклограммы типов акцессорного циркона из плаггиогнейсов архейского комплекса

a — двуслюдяные сланцы и плаггиогнейсы с ВГМ; b — лейкократовые биотитовые гнейсы

Типы кристаллов: ид — идиоморфные, ок — окатанные, об — обломочные

плаггиогнейсах с ВГМ и в лейкократовых биотитовых плаггиогнейсах значения $\sigma^{34}\text{S}$ пирита соответственно равны $+4,88$ и $+3,38^0/00$, а пирротина — $+3,41$ и $+4,78^0/00$. В лейкократовых биотитовых гнейсах отмечается некоторое "облегчение" серы ($\sigma^{34}\text{S}$ пирита — $+1,69^0/00$, а пирротина — $+0,52^0/00$), что может указывать на частичное плавление последних при метаморфизме. Процесс плавления, возможно, сопровождался изотопным обменом между сосуществующими пиритом и пирротиним и установлением между ними изотопного равновесия, когда $\sigma^{34}\text{S}$ пирита больше $\sigma^{34}\text{S}$ пирротина.

Температура образования указанной ассоциации рассчитана по соотношению изотопов в пирит-пирротиновой паре (обр. 36025) и составляет $585 \pm 40^\circ\text{C}$.

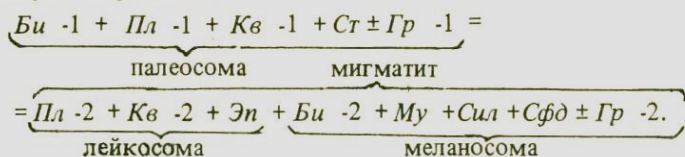
По данным кристалломорфологического анализа акцессорного циркона, в лейкократовых биотитовых плаггиогнейсах и мезократовых плаггиогнейсах с ВГМ отмечается резкое преобладание обломочных кристаллов (41–83%) над идиоморфными. Они имеют мелкие размеры ($0,09 \times 0,03$ мм) и относятся к гиацинтовому типу с примерно одинаковым соотношением прозрачных и непрозрачных разновидностей (рис. 25). Это, а также отчетливо унимодальное распределение удлинений кристаллов циркона свидетельствуют о присутствии эффузивного материала в исходных аналогах плаггиогнейсов; наличие регенерированных обломочных зерен циркона указывает на то, что этот эффузивный материал в дометаморфический этап подвергался выветриванию и переотложению.

Неизменные разновидности плаггиогнейсов (палеосомы) встречаются в разрезе Кольской скв. СГ-3 довольно редко; обычно они в разной степени перекристаллизованы (неосомы) вплоть до образования характерных

мигматитовых текстур. Последние представлены закономерным чередованием меланосом и лейкосом в следующих пропорциях: 1:1 – в меланократовых плагиогнейсах, 1:2, 3 – в мезократовых плагиогнейсах и 1:4, 5 – в лейкократовых биотитовых плагиогнейсах. Минеральный состав меланосом полностью соответствует составу ассоциирующих с ними палеосом, отличие состоит в более высоком содержании слюд (до 60–80% – в мезо- и меланократовых разновидностях). Мощность лейкосом варьирует от первых миллиметров до 5–10 см. Они состоят из плагиоклаза (№ 16–23) – 25–69%, кварца – 20–35%, биотита – до 3%, эпидота – до 2% и микроклина – до 10% (плагиоклазовые мигматиты). В лейкосомах лейкократовых биотитовых плагиогнейсов, и особенно гнейсов, обычным является микролин, содержание которого колеблется соответственно от 10 до 30% (микроклин-плагиоклазовые мигматиты).

Биотит мигматитовых лейкосом (обр. 37912): $(K_{0,89}Ca_{0,08}Na_{0,03})_{1,0} \times (Mg_{0,97}Fe_{0,94}^{2+}Fe_{0,18}^{3+}Ti_{0,15}Al_{0,18})_{2,42} [(Si_{2,52}Al_{1,48})_4O_{10}] \times (OH)_{1,1}F_{0,02}O_{1,12}$; $F_{обш.} = 53,7\%$ имеет состав, близкий таковому из меланосом (обр. 37866): $(K_{0,90}Ca_{0,08}Na_{0,03})_{1,01} (Mg_{1,64}Fe_{0,71}^{2+}Fe_{0,19}^{3+} \times Ti_{0,03}Mn_{0,02}Al_{0,16})_{2,75} [(Si_{2,68}Al_{1,32})_4O_{10}] (OH)_{1,65}F_{0,03}O_{1,68}$; $F_{обш.} = 35,4\%$ и характеризуются преобладанием истонитового (61,9 и 35,9% соответственно) и флогопитового (22,4 и 33,9%) миналов. Биотит из вмещающих эти мигматиты палеосом меланократовых плагиогнейсов имеет истонит-сидерофиллитовый состав (обр. 38200): $(K_{0,89}Ca_{0,07}Na_{0,05})_{1,01} \times (Mg_{1,0}Fe_{0,9}^{2+}Fe_{0,19}^{3+}Ti_{0,1}Mn_{0,02}Al_{0,25})_{2,46} [(Si_{2,5}Al_{1,5})_4O_{10}] (OH)_{1,15}$; $F_{обш.} = 52,3\%$.

Плагиоклазовые мигматиты залегают в разрезе всегда складчато. Это, а также равновесность биотита в меланосоме этих мигматитов с гранатом, ставролитом и другими индекс-минералами, типичными и для парагенезисов палеосомы, указывают на синметаморфогенное образование плагиоклазовых мигматитов путем дифференциации исходного материала на лейко- и меланосому. Схематически этот процесс можно выразить следующей реакцией:



В ходе этой реакции наблюдается ряд замещений ($Bi \rightarrow Сил$, $Bi \rightarrow Анд$, $Ст \rightarrow Анд$), сопровождающихся перераспределением главным образом калия и железа. Следует также заметить, что указанная выше реакция, как правило, не доходит до конца, вследствие чего в меланосоме наряду с новообразованными парагенезисами сохраняются ставролит, биотит, гранат и другие минералы палеосомы.

На диаграмме альбит – кварц – ортоклаз (рис. 26) фигуративные точки лейкосом плагиоклазовых мигматитов перекрываются полями природных плагиогранитов, температура плавления которых не ниже $690^{\circ}C$ при $P_{H_2O} = 0,5$ ГПа (кварц-альбитовая эвтектика). Однако парагенезисы меланосом этих мигматитов и ассоциирующих с ними палеосом ($Pl +$

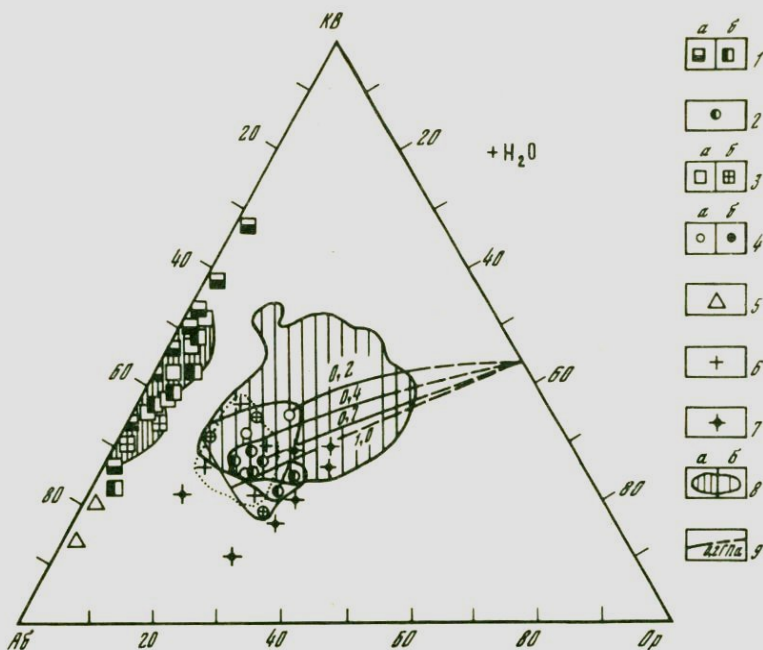


Рис. 26. Модальные составы мигматитов и гранитоидов архейского комплекса на диаграмме кварц-альбит-ортоклаз по [18]

1 – лейкосомы плагиоклазовых мигматитов: *a* – двуслюдяных плагиогнейсов и сланцев с ВГМ, *b* – лейкократовых биотитовых и эпидот-биотитовых плагиогнейсов; 2 – лейкосомы микроклин-плагиоклазовых мигматитов; 3–5 – архейский комплекс гранитоидов: 3*a* – плагиограниты, 3*b* – плагиопегматоиды, 4*a* – граниты, 4*b* – гранитные пегматоиды, 5 – гранодиориты; 6 – позднескладчатые граниты; 7 – порфирировидные граниты и пегматиты; 8 – поля составов: *a* – плагиогранитов и гранодиоритов, *b* – гранитов; 9 – проекции котектических линий в системе кварц-альбит-ортоклаз – вода при $P_{H_2O} = 0,2; 0,4; 0,7 \text{ ГПа}$ [18]

+ $Kв + Би + Анд + Ст \pm Му \pm Гр \pm Сил$) соответствуют температуре не более 550–650°C, что, таким образом, свидетельствует о невозможности плавления плагиоклазовых мигматитов.

Лейкосомы микроклин-плагиоклазовых мигматитов образуют поле вблизи котектических линий области магматогенных гранитоидных пород. Это, а также близость условий метаморфизма описываемого комплекса и *P*, *T* параметров начала анатексиса указывают на возможность образования этих лейкосом путем частичного плавления лейкократовых биотитовых гнейсов.

Во всех типах пород плагиогнейсовой группы, включая мигматиты, отмечаются наложенная мусковитизация с явным замещением биотита и плагиоклаза и частичная перекристаллизация кварца вплоть до образования тонкополосчатой текстуры. Наиболее интенсивно мусковитизация и окварцевание проявлены в лейкократовых биотитовых плагиогнейсах и гнейсах и по характеру минеральных замещений ($Би \rightarrow Му$, $Пл \rightarrow Му + Кв$) имеют максимальное сходство с региональной грейзенизацией слабой интенсивности. Более поздними являются хлоритизация, серицитизация

и слабо проявленная карбонатизация, приуроченные, как правило, к зонам катаклаза, в которых, кроме того, наблюдается повторная перекристаллизация мусковита и кварца.

Средние химические составы неизмененных плагиогнейсов (палеосомы) архейского комплекса приведены в табл. 12. В ряду лейкократовые биотитовые плагиогнейсы → лейкократовые и мезократовые плагиогнейсы с ВГМ → меланократовые плагиогнейсы с ВГМ наблюдается постепенное увеличение содержаний окислов Σ Fe (от 2,7 до 6,94 мас.%), K_2O (от 1,48 до 3,67 мас.%) и MgO (от 0,58 до 3,66 мас.%), сопровождаемое уменьшением Na_2O (от 7,76 до 3,08 мас.%), CaO (от 2,42 до 1,74 мас.%) и Al_2O_3 (от 20,17 до 16,40 мас.%). Аналогичные закономерности проявляют и элементы-примеси (см. табл. 12), имеющие геохимическое средство с указанными выше петрогенными элементами: увеличение в 3,5–7 раз Rb, Li, Cr, V, Co, Sc, Zn и уменьшение в 1,4–2,6 раз Sr, В и отчасти Ва. Выявленные тенденции определяются ростом содержания биотита на фоне уменьшения количества плагиоклаза в породах рассматриваемого ряда.

Таким образом, наличие единой геохимической тенденции, связывающей породы толщ лейкократовых биотитовых плагиогнейсов в один ряд с переслаивающимися с ними в разрезе толщами мезо- и меланократовых плагиогнейсов с ВГМ, указывает на возможную близость составов их исходных пород.

Лейкократовые биотитовые гнейсы, лейко- и мезократовые эпидот-биотитовые и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы образуют разрозненные слои среди описанных выше лейкократовых биотитовых плагиогнейсов. Их геохимические особенности (табл. 13) также четко определяются вариациями минерального состава. Так, по сравнению с биотитовыми плагиогнейсами лейкократовые биотитовые гнейсы (микроклина более 5%) отличаются более высокими средними содержаниями K_2O (2,8%) и соответственно Rb (95 г/т), Ва (559 г/т) и Pb (31 г/т). Для эпидот-биотитовых плагиогнейсов и особенно роговообманково-биотитовых плагиогнейсов и сланцев характерны относительно более высокие средние содержания CaO (4,0–4,5 мас.%), MgO (1,8–8,0 мас.%), Fe_2O_3 (4,3–8,7 мас.%), K_2O (1,6–4,5 мас.%) и геохимически связанных с ними Li, Rb, F, V, Zn, Cr и Ni (см. табл. 13). Перечисленные ассоциации элементов характерны для пород основного состава и, по-видимому, указывают на наличие примесей туфогенного материала в исходных аналогах рассматриваемых образований.

Сравнение мезократовых и меланократовых плагиогнейсов, развитых на различных глубинах разреза Кольской скв. СГ-3, показывает, что распределение в них Zr, Pb, V и других элементов характеризуется минимальными вариациями средних значений по каждому слою относительно генерального среднего для всего разреза. Вместе с тем ряд элементов (Ba, Sr, Sc) имеет более широкие колебания средних значений, обусловленные различными пропорциями плагиоклаза и кварца в различных толщах разреза.

Вопрос о первичной дometаморфической природе описываемых пород весьма сложен. Сохранность почти в каждом слое разреза Кольской скв. СГ-3 не затронутых мигматизацией и метасоматозом метаморфических пород позволила реконструировать их первичный состав с помощью ори-

Таблица 12

Средние составы* двуслюдяных сланцев, плагиогнейсов и гнейсов архейского комплекса из разреза Кольской сверхглубокой

Компонент	Двуслюдяные сланцы с ВГМ				Мезократовые двуслюдяные плагиогнейсы с ВГМ			
	П	МГ	Л	М	П	МГ	Л	М
SiO ₂	61,91	61,14	72,29	58,17	64,17	65,23	74,38	54,55
TiO ₂	0,68	0,73	0,24	0,85	0,68	0,55	0,12	0,92
Al ₂ O ₃	16,50	18,53	15,38	17,84	16,34	16,92	14,35	20,42
Fe ₂ O ₃	1,19	1,06	0,46	1,82	0,87	0,73	0,24	1,76
FeO	5,69	6,34	1,44	6,91	5,54	4,71	1,50	7,95
MnO	0,07	0,07	0,03	0,09	0,07	0,05	0,01	0,09
MgO	3,33	3,06	0,58	4,22	2,87	2,07	0,45	3,63
CaO	1,72	1,45	1,72	0,52	1,94	1,92	2,22	0,60
Na ₂ O	3,16	2,78	5,72	1,83	3,26	3,40	4,43	1,53
K ₂ O	3,69	3,25	1,39	5,21	2,75	1,92	1,06	5,45
P ₂ O ₅	0,07	0,04	0,12	0,04	0,08	0,06	0,07	0,05
H ₂ O ⁺	0,85	—	0,76	—	0,78	0,28	0,12	0,14
H ₂ O ⁻	0,13	0,02	0,05	0,06	0,12	0,11	0,22	0,06
П.п.п.	1,47	1,74	0,45	1,70	1,09	1,29	0,31	2,65
Сумма	100,46	100,21	100,63	99,26	100,56	99,24	99,48	99,80
CO ₂	0,19	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,16
Li	50,2	36,7	5,6	160,0	43,9	34,2	21,4	56,8
Rb	187,0	130,0	30,0	430,0	129,1	107,2	51,2	235,7
Sr	106,6	96,7	120,0	30,0	116,3	130,0	114,1	51,6
Ba	546,0	503,3	260,0	460,0	343,5	229,1	173,3	283,6
B	6,1	5,9	4,5	6,0	6,8	7,1	8,2	7,1
Sc	16,9	21,7	2,0	12,0	14,7	12,4	5,0	18,6
Ga	25,5	26,7	10,0	40,0	22,0	23,9	21,9	29,2
Ge	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Sn	3,8	3,4	2,2	14,0	3,1	3,3	3,1	3,4
Zr	59,0	83,3	20,0	80,0	69,5	87,9	97,0	66,4
Nb	2,7	2,6	10,0	1,5	6,8	8,0	8,7	7,5
F	489,2	946,7	200,0	450,0	834,1	535,8	251,2	1227,2
Cu	56,2	74,7	60,0	5,0	90,2	80,9	43,4	84,5
Zn	129,9	76,7	22,5	190,0	91,7	96,3	43,1	135,8
Pb	21,9	21,3	78,0	15,0	30,7	38,2	42,1	31,3
Mo	1,3	1,3	0,75	0,75	1,6	1,8	2,2	2,0
V	139,9	153,3	14,0	75,0	121,0	99,8	55,0	170,0
Cr	191,6	170,0	22,0	190,0	148,0	126,9	54,4	222,8
Co	28,2	20,4	3,0	37,0	21,8	19,6	7,7	28,8
Ni	97,2	67,3	22,5	400,0	66,5	70,7	25,7	112,5
Число проб	10	3	1	1	59	77	24	14

П — палеосома; МГ — мигматит; Л — лейкосома (ЛДл — плагиомигматита; ЛМк — микроклинсодержащего мигматита); М — меланосома. *Содержания петрогенных эле-

Лейкократовые двуслюдяные плагиогнейсы с ВГМ			Лейкократовые биотитовые плагиогнейсы					
П	МГ	Л	П (Кв < 10%)	П (Кв > 10%)	МГ	ЛДл	ЛМк	М
69,59	70,02	71,02	64,22	70,38	69,70	72,34	71,69	63,09
0,46	0,53	0,37	0,26	0,34	0,27	0,20	0,17	0,61
15,02	12,73	15,79	20,17	15,70	15,70	15,43	14,85	17,27
0,48	1,04	0,41	0,48	0,56	0,62	0,42	0,43	0,95
4,10	5,39	2,66	1,79	2,33	2,14	1,38	0,94	4,59
0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,06	0,09
1,82	3,02	1,13	0,58	0,92	0,83	0,62	0,50	1,53
2,10	2,66	3,71	2,42	2,32	3,09	2,23	1,34	3,72
3,46	2,14	3,86	7,76	5,26	5,22	5,30	4,98	4,33
1,58	1,90	1,12	1,48	1,45	1,26	1,18	3,42	2,17
0,07	0,03	0,09	0,08	0,10	0,08	0,06	0,04	0,20
0,90	0,24	—	0,07	0,24	0,28	0,28	—	0,21
0,08	0,00	—	0,05	0,09	0,08	0,07	—	0,07
1,00	0,06	0,47	0,65	0,49	0,61	0,37	0,61	0,70
100,71	99,79	100,66	100,03	100,21	99,90	99,50	99,03	99,53
0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
23,4	26,0	13,8	9,8	18,4	12,6	9,7	6,7	37,4
80,4	94,0	49,4	34,0	59,8	48,5	35,2	59,6	114,3
156,3	186,0	156,7	186,0	222,7	211,7	192,6	217,4	244,8
273,6	336,0	162,2	400,7	393,4	429,0	325,7	857,9	491,0
7,8	9,0	9,1	8,2	7,9	8,4	8,2	8,7	8,3
8,0	7,4	4,7	2,2	2,9	2,8	2,6	1,8	9,1
21,4	26,0	26,7	29,3	28,0	29,0	24,5	25,3	30,9
0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
3,0	3,0	3,1	2,6	3,0	3,0	2,6	2,8	4,2
71,8	54,0	75,0	98,7	97,0	76,6	55,7	59,5	72,7
4,5	4,0	5,2	2,1	2,8	3,8	2,5	3,1	2,6
249,0	288,0	177,5	197,3	223,4	132,6	122,4	73,9	660,0
47,0	46,6	22,9	25,3	19,0	20,9	20,8	19,2	11,4
54,5	66,0	37,5	35,7	43,2	36,4	31,8	26,3	75,4
17,5	13,6	23,6	20,7	21,9	21,8	18,8	27,8	17,5
1,3	0,80	1,4	0,77	0,91	0,94	0,77	0,79	0,75
78,4	71,4	42,4	31,0	34,0	29,9	22,3	13,0	66,2
96,6	62,2	53,6	37,7	29,8	33,1	29,8	28,8	57,3
14,0	13,6	6,9	3,8	4,9	4,8	3,6	2,7	9,5
41,7	34,2	18,9	15,1	9,3	11,0	8,4	7,4	26,6
11	5	9	15	150	70	38	38	12

ментов — в мас.%; элементов-примесей — в г/т; прочерк — содержания не определялись анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

Таблица 12 (окончание)

Компонент	Лейкократовые биотитовые гнейсы				
	П	МГ	ЛЛл	ЛМк	М
SiO ₂	71,15	—	73,91	72,80	—
TiO ₂	0,28	—	0,12	0,17	—
Al ₂ O ₃	15,24	—	14,22	14,76	—
Fe ₂ O ₃	0,55	—	0,38	0,28	—
FeO	1,63	—	1,07	1,01	—
MnO	0,04	—	0,02	0,09	—
MgO	0,68	—	0,61	0,50	—
CaO	1,67	—	2,43	1,36	—
Na ₂ O	5,15	—	5,22	3,99	—
K ₂ O	2,90	—	1,18	4,38	—
P ₂ O ₅	0,08	—	0,05	0,02	—
H ₂ O ⁺	0,29	—	0,18	0,10	—
H ₂ O ⁻	0,16	—	0,10	0,07	—
П.п.п.	0,30	—	0,20	0,29	—
Сумма	100,12	—	99,69	99,82	—
CO ₂	0,36	—	0,17	0,18	—
Li	18,1	12,2	6,9	8,4	78,0
Rb	95,7	93,5	25,6	104,3	188,0
Sr	209,7	186,7	184,5	178,4	128,0
Ba	558,6	613,1	248,2	569,2	218,0
B	8,3	8,6	8,4	8,2	6,1
Sc	3,2	2,1	2,7	1,7	29,6
Ga	29,6	25,0	33,2	21,0	68,0
Ge	0,50	0,50	0,50	0,50	0,80
Sn	3,2	2,9	2,7	2,8	32,8
Zr	68,2	66,9	51,8	42,5	36,0
Nb	2,5	2,1	2,8	1,9	3,1
F	172,6	147,3	85,4	79,5	1386,0
Cu	17,4	11,8	10,9	12,8	42,2
Zn	44,1	32,8	24,2	25,4	144,0
Pb	31,0	34,6	22,6	34,1	22,6
Mo	0,82	0,80	0,80	1,0	2,0
V	33,8	21,1	18,1	13,9	126,0
Cr	42,2	32,5	27,9	28,9	235,0
Co	5,3	3,0	3,0	2,6	41,4
Ni	9,8	8,6	7,3	4,9	121,0
Число проб	94	49	11	37	5

гинальной петрохимической диаграммы K₂O — SiO₂ — CaO (рис. 27). Дискриминационные тренды этой диаграммы были предварительно отстроены по данным более 1000 анализов, охватывающих полные спектры составов магматических и осадочных пород нормального ряда. Изменения содержания K₂O и CaO на диаграмме показаны в зависимости от распре-

Таблица 13

Средние составы* эпидот-биотитовых и роговообманково-биотитовых плагиогнейсов и сланцев архейского комплекса из разреза Кольской сверхглубокой

Компонент	Эпидот-биотитовые плагиогнейсы							
	лейкократовые				мезократовые			
	П	МГ	Л	М	П	МГ	Л	М
SiO ₂	65,05	—	66,83	61,00	62,28	64,56	68,99	—
TiO ₂	0,50	—	0,27	0,62	0,59	0,41	0,24	—
Al ₂ O ₃	16,22	—	17,54	18,17	17,56	17,65	16,54	—
Fe ₂ O ₃	1,14	—	0,82	1,09	0,57	2,14	0,52	—
FeO	3,19	—	1,72	4,68	4,54	1,77	1,54	—
MnO	0,06	—	0,02	0,06	0,05	0,05	0,01	—
MgO	1,85	—	1,28	2,00	1,94	1,07	0,71	—
CaO	4,22	—	4,19	4,21	4,00	3,60	2,39	—
Na ₂ O	4,00	—	5,15	4,15	4,96	4,71	6,07	—
K ₂ O	1,62	—	0,92	2,00	2,14	2,31	1,78	—
P ₂ O ₅	0,13	—	0,15	0,17	0,13	—	0,06	—
H ₂ O ⁺	0,28	—	0,07	—	0,19	—	0,20	—
H ₂ O ⁻	0,13	—	0,09	0,07	0,17	—	0,18	—
П.п.п.	0,90	—	0,57	0,91	0,77	—	0,69	—
Сумма	99,29	—	99,62	99,13	99,89	98,27	99,92	—
C ₂ O	0,17	—	0,19	0,16	0,16	—	0,16	—
Li	26,0	21,4	11,5	35,5	36,2	29,3	11,7	63,5
Rb	80,0	65,9	28,9	30,0	123,5	70,0	41,0	130,0
Sr	260,5	220,0	176,1	220,0	258,8	303,0	285,0	115,0
Ba	264,3	323,6	163,3	300,0	420,9	433,0	317,2	250,0
B	6,3	6,7	6,9	5,8	6,3	7,2	7,8	7,0
Sc	10,5	8,0	4,9	22,0	11,3	6,6	4,2	20,5
Ga	34,0	38,2	27,8	40,0	33,9	39,0	28,9	65,0
Ge	0,54	0,55	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Sn	4,0	3,8	3,1	5,5	3,8	4,2	2,8	6,0
Zr	62,5	37,3	84,4	25,0	60,0	79,0	82,5	20,0
Nb	2,7	3,7	4,4	4,0	2,5	3,1	2,9	3,2
F	351,3	269,1	147,6	390,0	509,3	352,0	153,7	785,0
Cu	44,7	31,7	91,5	15,0	26,7	7,2	19,6	40,5
Zn	68,0	47,3	37,4	95,0	115,3	71,0	54,6	165,0
Pb	20,0	22,4	17,7	19,0	20,1	32,8	19,8	23,0
Mo	1,2	0,89	0,94	0,75	0,99	0,85	0,81	1,4
V	111,3	64,8	45,5	125,0	130,4	64,0	37,8	122,0
Cr	37,7	51,7	39,9	72,5	44,0	38,4	32,4	121,5
Co	17,4	13,7	15,9	35,0	15,1	10,3	5,9	30,0
Ni	20,5	19,6	20,5	37,5	29,6	12,3	12,1	45,0
Число проб	20	11	18	2	32	10	40	2

П — палеосома; МГ — мигматит; Л — лейкосома мигматита; М — меланосома мигматита.

* Содержания петрогенных элементов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т; прочерк — содержания не определялись; анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

Таблица 13 (окончание)

Компонент	Роговообманково-биотитовые							
	плаггиогнейсы				сланцы			
	П	МГ	Л	М	П	МГ	Л	М
SiO ₂	63,57	—	68,64	61,00	50,23	65,60	74,09	49,91
TiO ₂	0,69	—	0,21	0,62	0,56	0,35	0,10	0,85
Al ₂ O ₃	16,34	—	17,64	18,17	18,27	17,82	15,10	14,86
Fe ₂ O ₃	1,12	—	0,59	1,09	2,12	0,64	0,30	3,81
FeO	4,52	—	1,72	4,68	7,68	2,95	0,94	9,80
MnO	0,07	—	0,01	0,06	0,12	0,05	0,01	0,28
MgO	2,25	—	1,20	2,00	7,54	1,00	0,20	5,10
CaO	4,44	—	4,06	4,21	4,00	4,29	4,72	6,10
Na ₂ O	4,00	—	4,50	4,15	3,07	4,70	4,00	0,85
K ₂ O	1,64	—	0,55	2,00	4,69	1,05	0,25	4,70
P ₂ O ₅	0,13	—	0,04	0,17	0,08	0,13	0,02	0,07
H ₂ O ⁺	0,15	—	—	—	0,49	0,24	0,08	0,50
H ₂ O ⁻	0,11	—	0,10	0,10	0,13	0,08	0,08	0,08
П.п.п.	0,59	—	0,27	0,91	1,63	0,38	0,27	2,34
Сумма	99,62	—	99,53	99,16	100,61	99,28	100,16	99,25
C ₂ O	0,16	—	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16
Li	35,0	19,5	11,3	43,0	46,0	43,0	7,2	170,0
Rb	89,9	65,0	33,3	130,0	178,4	91,0	30,3	360,0
Sr	241,3	242,5	230,7	220,0	227,4	160,0	253,3	140,0
Ba	446,8	350,0	296,2	530,0	309,4	220,0	290,0	680,0
B	6,7	6,8	7,5	5,7	5,7	6,0	7,0	7,0
Sc	11,4	10,2	3,5	11,0	18,2	3,0	2,2	40,0
Ga	24,1	27,5	23,1	10,0	22,6	20,0	15,0	30,0
Ge	0,50	0,50	0,50	0,50	0,66	0,50	0,50	1,0
Sn	3,5	2,6	2,4	2,4	3,6	3,0	2,6	8,0
Zr	39,1	67,5	67,1	30,0	37,4	20,0	63,3	30,0
Nb	2,2	3,6	2,7	1,5	3,0	1,5	1,5	1,5
F	472,5	250,0	143,1	760,0	1190,0	720,0	102,5	4000,0
Cu	29,4	18,9	25,9	16,0	46,5	40,0	46,0	4,7
Zn	103,4	87,5	45,3	120,0	94,5	160,0	25,0	150,0
Pb	24,2	16,2	20,7	18,0	21,3	26,0	23,3	18,0
Mo	0,90	0,81	0,80	0,80	0,97	2,0	11,0	1,0
V	106,7	69,0	49,3	110,0	158,5	90,0	22,3	210,0
Cr	90,2	78,2	32,7	23,0	147,2	20,0	38,0	130,0
Co	18,6	13,2	5,4	21,0	28,5	14,0	4,7	35,0
Ni	61,5	41,2	12,6	15,0	103,4	22,0	9,7	90,0
Число проб	22	4	16	1	19	1	3	1

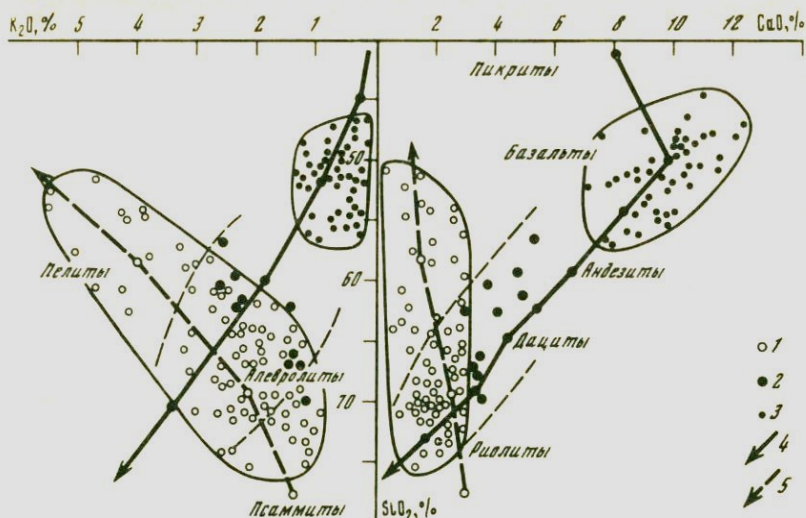


Рис. 27. Реконструкция первичного состава пород архейского комплекса из разреза Кольской скв. СГ-3

1 — двуслюдяные сланцы с ВГМ, биотитовые плагиогнейсы и гнейсы; 2 — биотит-амфиболовые плагиогнейсы; 3 — амфиболиты и амфиболовые сланцы; 4 — тренд магматической дифференциации; 5 — тренд осадочной дифференциации

ления SiO_2 и образуют два диаметрально противоположных тренда, отражающих в общем виде направленность химизма соответственно магматической и осадочной дифференциации. Фигуративные точки пород архейского комплекса разреза Кольской скв. СГ-3 и соответствующих пород окружающей поверхности занимают на диаграмме три обособленные области и подразделяются на следующие генетические группы: 1) метавулканогенные образования, распределение которых согласуется с трендом магматической дифференциации; к ним относятся амфиболиты, метавулканифиты и значительная часть мезократовых и лейкократовых биотит-плагиоклазовых гнейсов; 2) метатерригенные отложения; распределение соответствующих им составов метаморфитов отчетливо согласуется с трендом осадочной дифференциации; представлены биотит-плагиоклазовыми гнейсами, в том числе с ВГМ; лейкократовые разновидности в соответствии с трендом осадочной дифференциации относятся к псаммитам, мезократовые плагиогнейсы — к алевролитам, а меланократовые — к пелитам; 3) метавулканогенно-терригенные породы занимают промежуточное положение между трендами осадочной и магматической дифференциации. Это самая малочисленная по распространенности (4% от объема архейского комплекса) группа роговообманково-биотитовых плагиогнейсов.

По характеру распределения редкоземельных элементов (табл. 14) лейкократовые биотитовые плагиогнейсы и гнейсы близки тоналитовым сериям раннего архея, а ассоциирующие с ними мезо- и меланократовые плагиогнейсы с ВГМ смещены в область составов осадочных пород (псаммиты → пелиты). Это, а также низкое значение первичного отношения

Таблица 14

Распределение редкоземельных и радиоактивных элементов (в г/т) в породах архейского комплекса из разреза Кольской сверхглубокой

Элемент	Плаггиогнейсы и гнейсы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	26	24	23	33	11	28	14	17	15
Ce	49	45	46	61	19	50	26	27	30
Pr*	4,8	4,3	4,4	4,8	1,8	4,3	2,6	2,9	3,1
Nd	20	17	18	16,8	7,0	16	11,6	13,7	14
Sm	3,8	3,6	3,2	2,2	1,0	2,5	2,7	2,8	3,1
Eu	1,3	1,3	0,97	0,91	0,67	0,87	1,1	1,2	1,0
Gd*	3,7	3,8	3,2	2,1	1,0	2,2	3,0	3,0	3,3
Tb	0,57	0,58	0,54	0,27	0,085	0,28	0,43	0,38	0,57
Dy*	3,7	3,7	3,4	1,5	0,50	1,5	2,8	2,4	3,4
Ho*	0,74	0,73	0,70	0,28	0,09	0,25	0,58	0,49	0,64
Er*	2,0	1,9	1,8	0,66	0,25	0,54	1,6	1,3	1,6
Tm*	0,27	0,26	0,26	0,08	0,03	0,06	0,22	0,18	0,21
Yb	1,7	1,6	1,6	0,43	0,17	0,33	1,4	1,1	1,2
Lu	0,31	0,24	0,24	0,062	0,045	0,067	0,24	0,17	0,19
U	5,2	4,2	5,0	4,0	3,0	3,7	0,7	1,7	2,6
Th	5,8	5,7	5,6	12	0,17	11,1	0,6	1,2	1,6
Число проб	5	5	5	8	2	3	3	5	1

1–3 – двуслюдяные плаггиогнейсы с ВГМ: 1 – меланократовые, 2 – мезократовые, 3 – лейкократовые; 4, 5 – лейкократовые биотитовые плаггиогнейсы: 4 – содержание кварца менее 10%, 5 – более 10%; 6 – лейкократовые биотитовые гнейсы, 7, 8 – эпидот-биотитовые плаггиогнейсы: 7 – лейкократовые, 8 – мезократовые; 9 – рогово-обманково-биотитовые плаггиогнейсы; 10 – Fe-Mg-амфиболиты; 11, 12 – Fe-амфиболиты; 13, 14 – порфиробластические Fe-Mg- и Fe-амфиболиты; 15 – Si-амфиболиты; 16 – Al-Mg-амфиболиты; 16 – актинолитовые сланцы; 17 – тальк-актинолитовые сланцы.

* Значения получены интерполяцией; анализы выполнены С.М. Ляпуновым и Ю.П. Сотсковым (БГГЭ ИМГРЭ).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7073) в лейкократовых биотитовых плаггиогнейсах и высокое (0,7248) – в лейкократовых плаггиогнейсах с ВГМ (рис. 28) позволяют рассматривать преобладающие в разрезе Кольской скв. СГ-3 лейкократовые биотитовые плаггиогнейсы и гнейсы в качестве продуктов кристаллизации тоналитовой магмы, а мезократовые и меланократовые плаггиогнейсы с ВГМ – в качестве продуктов дезинтеграции и переотложения вулканоплутонических образований более древнего фундамента.

Таким образом, суммируя полученные данные, можно заключить, что этап формирования первичных пород архейского комплекса характеризовался, по-видимому, накоплением мощных осадочных толщ (глинисто-кремнистая формация) и активной вулканической деятельностью. Вулканизм выразился излиянием липаритовых, дацитовых и андезитовых лав с подчиненной ролью базальтов и ультрамафитов (базальт-андезитовая формация).

Таблица 14 (окончание)

Элемент	Амфиболиты и амфиболовые сланцы								
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
La	29	6	15	3,7	17	15	6,8	4,3	0,42
Ce	58	13,6	33	7,8	34,7	29	14	9,7	0,99
Pr*	6,7	1,6	2,9	1,0	3,6	3,4	1,5	1,0	0,12
Nd	32,5*	7,8*	11,2*	5,46*	16*	17	6,4	4,9*	0,63
Sm	8,3	2,4	4,6	1,7	5,3	3,3	1,4	1,1	0,18
Eu	2,7	1,1	1,6	0,76	1,9	1,2	0,66	0,39	0,079
Gd*	7,2	3,6	5,0	2,6	6,3	3,8	1,8	1,2	0,26
Tb	0,99	0,60	0,82	0,45	1,10	0,64	0,245	0,20	0,047
Dy*	5,8	4,0	5,4	3,3	7,0	4,2	1,9	1,3	0,33
Ho*	1,09	0,81	1,09	0,74	1,40	0,87	0,48	0,25	0,07
Er*	2,7	2,2	3,0	2,3	3,7	2,4	1,6	0,70	0,21
Tm*	0,35	0,32	0,43	0,36	0,51	0,34	0,28	0,098	0,032
Yb	2,0	2,0	2,7	2,5	3,1	2,2	2,1	0,61	0,22
Lu	0,26	0,31	0,42	0,39	0,50	0,37	0,32	0,092	0,033
U	2,0	2,4	2,9	1,7	1,7	2,4	2,0	1,7	1,3
Th	2,2	—	2,2	1,4	1,7	2,8	1,3	—	—
Число проб	2	10	16	1	7	9	2	1	2

В последующие этапы описанные выше образования испытали складчатость, метаморфизм и ультраметаморфизм.

Геохимическое изучение мигматитов проводилось по схеме палеосомы → неосомы → мигматит (лейкосомы + меланосомы). Средние составы палеосомы и ассоциирующих с ними мигматитов характеризуются, как правило, близкими значениями всех петрогенных элементов, что свидетельствует в целом об изохимическом режиме процесса образования мигматитов (см. табл. 12, 13). Более точные соотношения петрогенных элементов при мигматизации дает сравнение средних составов палеосомы с составами конечных продуктов их метаморфической дифференциации (лейкосомы и меланосомы). В частности, средние составы палеосомы различных типов пород плаггиогнейсовой серии на петрохимической диаграмме (рис. 29) образуют единый тренд последовательного нарастания SiO_2 и величины Na/K от меланократовых плаггиогнейсов с высокоглиноземистыми минералами до лейкократовых биотитовых плаггиогнейсов. Фигуративные точки лейкосомы и меланосомы располагаются по обе стороны от составов палеосомы параллельно указанному тренду, что подтверждает в общем комплементарность составов этих образований по сравнению с составом исходной палеосомы. Однако выполненный нами расчет баланса мигматита на основе реальных составов лейкосомы и меланосомы, взятых в природных пропорциях: для $a - 46 : 54$ и для $b - 67 : 33$ (см. рис. 29), и сравнение полученного результата с исходной палеосомой выявляют незначительный дефицит K_2O и избыток Na_2O . Следовательно, мигматизация плаггиогнейсов приводит к частичному выносу из последних калия и обогащению натрием и кремнием.

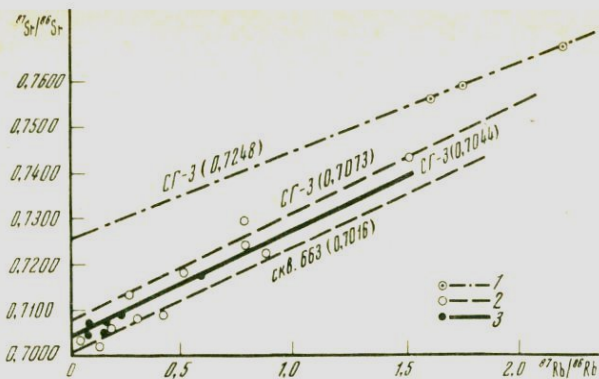


Рис. 28. Рубидий-стронциевые изохроны для архейских пород из разрезов Кольской скв. СГ-3 и Ульяновской скв. 663

1 — двуслюдяные плагиогнейсы с ВГМ; 2 — лейкократовые биотитовые и биотит-гиперстеновые плагиогнейсы; 3 — амфиболиты

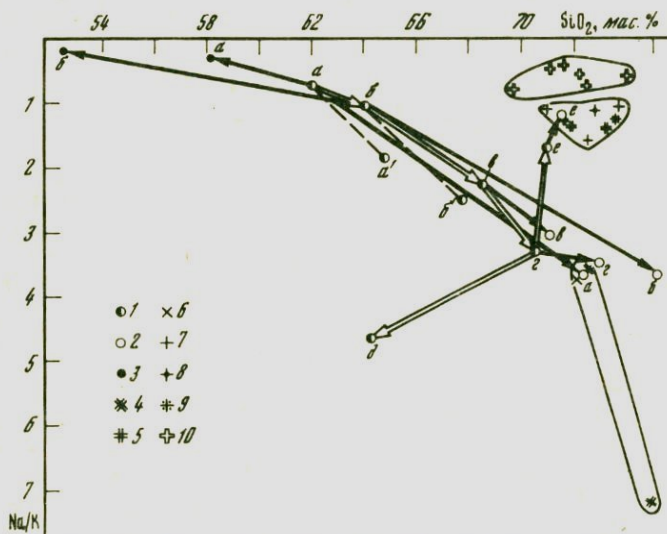


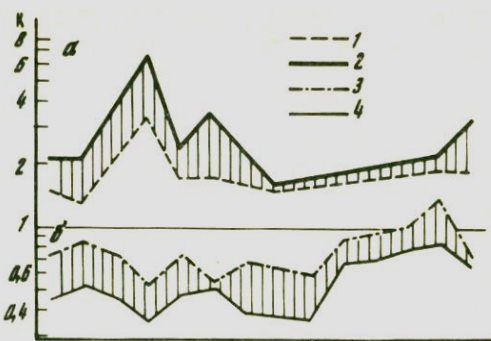
Рис. 29. Химические составы мигматитов и гранитоидов архейского комплекса

1–3 — строение мигматита: 1 — палеосома, 2 — лейкосома, 3 — меланосома; а–е — мигматиты: а — двуслюдяных сланцев с ВГМ, б — мезократовых плагиогнейсов с ВГМ, в — лейкократовых плагиогнейсов с ВГМ, г, д — лейкократовых биотитовых плагиогнейсов с $K_e > 10\%$ (г) и $K_e < 10\%$ (д), е — лейкократовых биотитовых гнейсов; 4–8 — гранитоиды: 4 — плагиограниты мощностью меньше 1 м, 5 — граниты мощностью меньше 1 м, 6 — плагиограниты мощностью 1–2 м, 7 — граниты мощностью больше 2 м, 8 — пегматоиды; 9 — позднескладчатые граниты; 10 — порфировидные граниты; а', б' — расчетные составы мигматитов: а' — двуслюдяных сланцев с ВГМ; б' — мезократовых плагиогнейсов с ВГМ

Более контрастно эта закономерность иллюстрируется характером распределения элементов-примесей, фиксируемых в общих с калием минералах-концентраторах (слюдах). При сравнении составов мигматитов с таковыми палеосом наблюдается вынос Li, Rb, F, V и отчасти Sr. Еще более резко эта тенденция проявляется при мигматизации лейкокра-

Рис. 30. Комплементарное перераспределение редкоземельных элементов при мигматизации плагиогнейсов (относительный вынос) и биотитизации амфиболовых пород (относительный привнос)

a - *г* - типы пород: *a* - амфиболиты, *б* - мезократовые двуслюдяные плагиогнейсы с ВГМ, *в* - амфиболовые сланцы, *г* - лейкократовые биотитовые плагиогнейсы; 1, 2 - степень биотитизации амфиболовых пород: 1 - 5 = 25%, 2 - 25 = 50%; 3 - мигматит; 4 - лейкосома

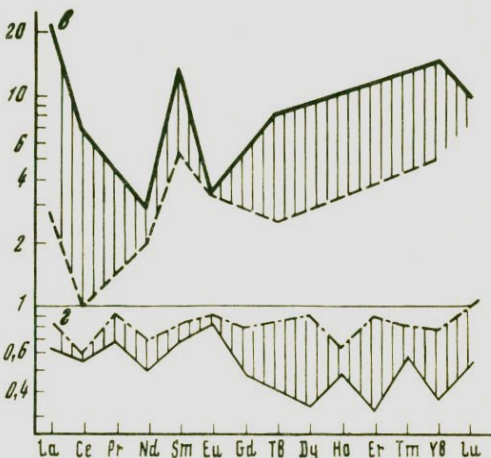


товых биотитовых плагиогнейсов и мезократовых плагиогнейсов с ВГМ, в этом случае отмечается максимальное (до 4 раз) уменьшение концентраций указанных выше элементов, сопровождаемое незначительным (до 1,4 раза) ростом В и Рb. Тенденцию выноса обнаруживают и все элементы редкоземельной группы (рис. 30, б, г).

Распределение петрогенных элементов и элементов-примесей между лейкосомой и меланосомой для каждого конкретного мигматита имеет комплементарный характер (см. табл. 12, 13). Таким образом, синметаморфогенная мигматизация пород плагиогнейсовой группы является в целом изохимическим процессом, сопровождающимся лишь частичным выносом из исходной системы К, Li, Rb, F и всех редкоземельных, радиоактивных и ряда редких элементов.

Широко отмечаемые в плагиогнейсах мусковитизация и окварцевание фиксируются также и в мигматитах (более заметно в меланосоме); поздний мусковит занимает ясно секущую ориентировку по отношению к гнейсовидности. Геохимически процесс площадной грейзенизации отчетливо выражается в уменьшении содержаний ΣFe (в 2,6 раза), MgO (в 2,2 раза), а также TiO_2 , MnO , V , Co , Ni , Sc , La и обогащении исходных пород натрием (в 1,5 раза) и отчасти Al_2O_3 , SiO_2 , Pb , Ba и B (см. табл. 12, 13).

Амфиболиты и амфиболовые сланцы. Составляют соответственно 24 и 6% от объема архейского комплекса, образуя в разрезе Кольской скв. СГ-3 отдельные тела с видимой мощностью от 1 до 62 м. Контакты с вмещающими породами обычно резкие. Амфиболиты и амфиболовые сланцы характеризуются довольно однообразным минеральным составом (см. рис. 24); по структурно-текстурным признакам среди них выделяются:



амфиболиты — мелко-, среднезернистые породы с гранонематобластовой структурой; порфиробластовые амфиболиты — средне-, крупнозернистые породы с бластогаббровой структурой и амфиболовые сланцы — мелко-, среднезернистые породы с нематобластовой структурой. По содержанию SiO_2 указанные породы подразделяются на две подгруппы — в первую ($\text{SiO}_2 < 53\%$) входят следующие типы пород: Fe-Mg-амфиболиты ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} > 10\%$, $\text{MgO} > 7\%$, апооливинбазальтовые); Fe-амфиболиты ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} > 10\%$, $\text{MgO} < 7\%$, апобазальтовые); Al-Mg-амфиболиты ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 16\%$, $\text{MgO} > 7\%$, апогиперстенбазальтовые) и актинолитовые сланцы ($\text{CaO} > 10\%$, $\text{MgO} > 10\%$, апопироксенитовые); вторая подгруппа ($\text{SiO}_2 > 53\%$) включает Si-амфиболиты ($\text{MgO} < 7\%$, апоандезитобазальтовые) и тальк-актинолитовые сланцы ($\text{MgO} > 20\%$, апооливинпироксенитовые).

В разрезе Кольской скв. СГ-3 в преобладающих по объему толщах лейкократовых биотитовых плагиогнейсов присутствуют все перечисленные выше типы амфиболитов: Fe-Mg-, Fe-амфиболиты — 66–69%, Al-Mg-амфиболиты — 8–13%, Si-амфиболиты — 3–12%, амфиболовые сланцы — 5–22%. В толщах мезо-, меланократовых плагиогнейсов с ВГМ полностью отсутствуют Al-Mg-амфиболиты и тальк-актинолитовые сланцы; остальные типы распределены следующим образом: Fe-Mg- и Fe-амфиболиты — 62%, Si-амфиболиты — 30% и актинолитовые сланцы — 8%.

Fe-Mg-амфиболиты сложены синезеленой роговой обманкой — 65–80% (обр. 28746, табл. 15): $(\text{Ca}_{1,82}\text{Na}_{0,3}\text{K}_{0,06})_{2,18}(\text{Mg}_{2,86}\text{Fe}_{2,22}\text{Fe}_{0,35}^3 \times \text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,67})_{5,12}[(\text{Si}_{6,98}\text{Al}_{1,02})_8\text{O}_{22}](\text{OH})_{2,36}$; $F_{\text{общ}} = 35,4\%$, зональным плагиоклазом (ядро № 54–60, кайма № 32–40) — 10–20%, кварцем — 3–5% и более поздним истонит-флогопитовым биотитом (обр. 28771): $(\text{K}_{0,78}\text{Ca}_{0,04}\text{Na}_{0,03})_{0,85}(\text{Mg}_{1,48}\text{Fe}_{0,63}^2\text{Fe}_{0,1}^3\text{Ti}_{0,05}\text{Mn}_{0,01})_{2,27}[(\text{Si}_{2,52} \times \text{Al}_{1,43})_{3,95}\text{O}_{10}]$; $F_{\text{общ}} = 33,2\%$.

Fe-амфиболиты отличаются более низким содержанием (45–65%) синезеленой роговой обманки (обр. 24945, см. табл. 15): $(\text{Ca}_{1,76}\text{Na}_{0,37} \times \text{K}_{0,09})_{2,22}(\text{Mg}_{2,06}\text{Fe}_{0,7}^{2+}\text{Fe}_{0,44}^3\text{Ti}_{0,09}\text{Al}_{0,18})_{4,5}[(\text{Si}_{6,34}\text{Al}_{1,66})_8\text{O}_{22}]$; $F_{\text{общ}} = 51,0\%$ и более высоким — зонального плагиоклаза (ядро № 45–60, кайма № 26–38) и кварца — 2–10%. В нижних частях архейского разреза появляется гранат (обр. 24945): $(\text{Fe}_{1,33}^{2+}\text{Ca}_{0,89}\text{Mg}_{0,45}\text{Mn}_{0,04})_{2,71} \times (\text{Al}_{1,79}\text{Fe}_{0,21}^3\text{Ti}_{0,01})_{2,01}[(\text{Si}_{3,07}\text{Al}_{0,09})_{3,16}\text{O}_{12}]$; $F_{\text{общ}} = 89,5\%$. Количество наложенного истонит-сидерофилитового биотита достигает 25% (обр. 24945): $(\text{K}_{0,8}\text{Ca}_{0,04}\text{Na}_{0,03})_{0,87}(\text{Mg}_{1,05}\text{Fe}_{0,95}^{2+}\text{Fe}_{0,15}^3\text{Ti}_{0,13})_{2,28} \times (\text{Si}_{2,37}\text{Al}_{1,56})_{3,93}\text{O}_{10}$; $F_{\text{общ}} = 51,4\%$. Центральные части тел Fe-Mg-амфиболитов и Fe-амфиболитов нередко сложены крупнозернистыми порфиробластовыми разновидностями, последние, кроме того, образуют обособленные тела. Отличительным признаком порфиробластовых амфиболитов является бластогаббровая структура; минеральный состав их полностью соответствует Fe-амфиболитам.

Al-Mg-амфиболиты распространены в разрезе Кольской скв. СГ-3 незначительно и слагают всего шесть слоев. Они характеризуются массивной текстурой и наличием участков с бластоделеритовой структурой. Реликтовый плагиоклаз (30–50%) представлен длиннопризматическими зернами с прямой зональностью (ядро № 42–60, кайма № 38). Синезеленая роговая об-

Таблица 15

Химический состав (в мас.%) минералов из амфиболитов и амфиболовых сланцев архейского комплекса разреза Кольской сверхглубокой

Окисел	Fe-Mg-амфиболиты		Fe-амфиболиты			
	1*		2*			3
	роговая обманка	биотит	роговая обманка	биотит	гранат	роговая обманка
SiO ₂	47,61	38,03	44,70	35,81	39,23	42,24
TiO ₂	0,18	1,03	0,83	2,53	0,16	1,04
Al ₂ O ₃	9,77	18,31	10,79	20,10	20,42	12,06
Fe ₂ O ₃	3,16	2,03	4,17	3,06	3,61	7,33
FeO	9,93	11,44	14,37	17,27	20,38	13,65
MnO	0,32	0,11	0,27	0,04	0,56	0,34
MgO	13,09	14,95	9,74	10,63	3,84	8,22
CaO	11,60	0,61	11,59	0,37	10,66	11,65
Na ₂ O	1,07	0,22	1,33	0,21	Не обн.	1,52
K ₂ O	0,30	9,18	0,48	9,47	То же	0,99
H ₂ O ⁺	2,42	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	0,61
H ₂ O ⁻	0,15	0,20	0,05	То же	"	Не обн.
П.п.п.	—	4,07	2,09	"	"	—
Сумма	99,60	100,23	100,41	99,49	98,86	99,65

Окисел	Порфиробластические Fe-Mg- и Fe-амфиболиты		Fe-амфиболиты		
	4	5	6*		7
	роговая обманка	роговая обманка	роговая обманка	биотит	роговая обманка
SiO ₂	42,39	39,02	45,82	38,01	41,85
TiO ₂	0,96	1,16	0,71	1,90	1,00
Al ₂ O ₃	11,90	12,63	13,58	15,50	14,19
Fe ₂ O ₃	7,69	14,05	6,08	4,50	6,60
FeO	12,93	11,13	12,62	15,48	14,37
MnO	0,39	0,30	0,32	0,19	0,20
MgO	8,96	7,63	7,58	10,64	8,40
CaO	11,46	12,28	9,37	1,43	10,83
Na ₂ O	1,52	1,59	1,31	0,38	1,52
K ₂ O	0,95	1,04	0,38	7,75	0,69
H ₂ O ⁺	0,70	0,52	1,43	2,30	0,47
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	То же	—	0,54	1,16	—
Сумма	99,85	100,35	99,73	99,24	100,12

Таблица 15 (окончание)

Окисел	Al-Mg- амфиболиты	Тальк-актинолитовые сланцы				
	8*	9*		10*		
	роговая обманка	актинолит	флогопит	актинолит	куммингтонит	флогопит
SiO ₂	47,56	56,57	38,14	58,73	58,81	42,49
TiO ₂	0,43	0,03	1,76	Не обн.	Не обн.	0,68
Al ₂ O ₃	11,77	0,56	20,40	2,04	0,30	14,45
Fe ₂ O ₃	—	0,54	4,78	—	—	—
FeO	13,22	5,87	12,81	7,04	14,99	7,18
MnO	0,16	0,24	0,25	0,12	0,35	0,00
MgO	11,72	20,35	11,50	21,28	25,38	22,48
CaO	11,72	12,29	0,13	10,51	0,38	0,00
Na ₂ O	1,25	0,25	0,65	0,24	Не обн.	0,36
K ₂ O	0,11	0,17	9,70	Не обн.	То же	8,72
H ₂ O ⁺	—	3,03	Не обн.	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	Не обн.	То же	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—
Сумма	97,94	99,90	100,12	99,96	100,21	99,36

1 — роговая обманка — обр. 28746; биотит — обр. 28771 (гл. 8376–8392 м); 2 — обр. 24945 (гл. 7683–7693 м); 3 — обр. 38263 (гл. 10 278–10 285 м); 4 — обр. 29984 (гл. 8535–8558 м); 5 — обр. 40884 (гл. 11 238–11 261 м); 6 — обр. 23863 (гл. 7387–7388 м); 7 — обр. 41813 (гл. 11 552–11 648 м); 8 — обр. 27053 (гл. 7943–7972 м); 9 — актинолит обр. 26633, флогопит — обр. 26642 (гл. 7925–7037 м); 10 — обр. 35901 (гл. 9669–9678 м). Проверк — содержания не определялись.

* Анализы выполнены А.Б. Герман, К.К. Гумбар, Г.Ф. Петровой (ВСЕГЕИ); все остальные — В.Д. Богомоловой (ИМГРЭ).

манка (обр. 27053, см. табл. 15): $(Ca_{1,73}Na_{0,33}K_{0,01})_{2,07}(Mg_{2,42}Fe_{1,53} \times Ti_{0,04}Mn_{0,01}Al_{0,51})_{4,51}[(Si_{6,59}Al_{1,41})_8O_{22}]$; $F_{общ} = 38,7\%$ — образует тесные сростания с куммингтонитом; суммарное содержание амфиболов составляет 40–55% кварца — 3–8%, биотита — 3–15%. Наличие в Al-Mg-амфиболитах бластомеритовых структур, специфика химического состава (куммингтонит в ассоциации с низкожелезистыми роговой обманкой и биотитом) и крайне редкая встречаемость в разрезе выделяют их в категорию субвулканических пород.

Si-амфиболиты характеризуются минимальным содержанием (35–50%) сине-зеленой роговой обманки и максимально высоким количеством кварца (до 15%). Плагноклаз (среднее содержание 30–50%) имеет зональное строение (ядро № 38–50, кайма № 26–34); для биотита (3–10%) характерны равновесные сростания с роговой обманкой.

Амфиболовые сланцы представлены анхимоноактинолитовыми и тальк-актинолитовыми разновидностями. Главными породообразующими минералами являются актинолит (до 90%, обр. 35902, см. табл. 15): $(Ca_{1,45} \times Na_{0,07})_{1,52}(Mg_{4,10}Fe_{0,76}Mn_{0,01})_{4,87}[(Si_{7,59}Al_{0,31})_{7,9}O_{22}]$; $F_{общ} = 15,6\%$, тальк (до 20%); значительно реже встречаются куммингтонит

(обр. 35901): $(\text{Mg}_{4,92}\text{Fe}_{1,63}^{2+}\text{Ca}_{0,05}\text{Mn}_{0,04})_{6,64} [(\text{Si}_{7,65}\text{Al}_{0,04})_{7,69}\text{O}_{22}]$; $F_{\text{общ}} = 24,9\%$ и антофиллит. Флогопит является явно наложенным (обр. 35901): $(\text{K}_{0,71}\text{Na}_{0,04})_{0,75} (\text{Mg}_{2,13}\text{Fe}_{0,38}^{2+}\text{Ti}_{0,03})_{2,54} [(\text{Si}_{2,71} \times \text{Al}_{1,09})_{3,8}\text{O}_{10}]$; $F_{\text{общ}} = 15,2\%$, содержание его варьирует в широких пределах вплоть до образования флогопитовых слюдитов. Последние развиты главным образом в эндоконтактах амфиболовых сланцев и секущих трещинах.

Во всех амфиболитах, кроме того, в качестве второстепенных минералов присутствуют клиноцоизит, эпидот и реже гранат. По данным акцессорного анализа, в ряду Fe-Mg-, Fe-амфиболиты \rightarrow Si-амфиболиты отчетливо проявлено уменьшение средних содержаний (в г/т): сфена сильменитом (5010 \rightarrow 1700), апатита (318 \rightarrow 4), циркона (9 \rightarrow ед. зн.), магнетита (1,5 \rightarrow ед.зн.), халькопирита (78 \rightarrow 27), пирротина (542 \rightarrow 340) и увеличение пирита (34 \rightarrow 54). Тальк-актинолитовые сланцы отличаются от амфиболитов наличием первично-магматического хромита, более высоким содержанием пирита, пирротина и халькопирита и почти полным отсутствием силикатных акцессорных минералов.

Во всех типах амфиболитов количественно преобладает пирротин, образующий самостоятельные выделения неправильной формы. Халькопирит пространственно приурочен к зернам пирита и частично корродирует их. В актинолитовых сланцах преобладают расслоенные каплевидные обособления пирротин-халькопиритового состава в пропорции 1 : 1. Согласно П. Рамдору, подобные образования являются первично-магматическими и образуются путем захвата капель сульфидного расплава кристаллизующимися силикатами.

Изотопный состав серы пирита и пирротина в ряду Fe-Mg- и Fe-амфиболиты \rightarrow порфиробластовые амфиболиты \rightarrow амфиболовые сланцы характеризуется близкими значениями: средние величины $\sigma^{34}\text{S}$ пирита колеблются от +2,51 до +3,5⁰/₀₀, а пирротина — от +3,39 до +3,60⁰/₀₀ и идентичны таковым сульфидам вмещающих плагиогнейсов. Несколько иной изотопный состав серы установлен для сульфидов Si-амфиболитов: пирит \sim на 1% обогащен тяжелым изотопом ($\sigma^{34}\text{S} = +4,38^0/_{00}$), а пирротин, наоборот, "облегчен" на 2,0% ($\sigma^{34}\text{S} = +1,46^0/_{00}$).

Средние химические составы амфиболитов и амфиболовых сланцев приведены в табл. 16. Сравнительный их анализ с учетом залегания различных типов амфиболитов в разрезе Кольской скв. СГ-3 показал, что в толеит-базальтовом ряду пород (Fe-Mg- \rightarrow Fe- \rightarrow Si-амфиболиты) наблюдаются постепенное увеличение содержаний SiO_2 и Al_2O_3 (до 1,3 раз) и уменьшение ΣFe , MgO, CaO и TiO_2 (до 2,8 раз). Аналогичные тенденции обнаруживают и элементы-примеси, для которых устанавливается слабый (в 1,6 раза) рост Ba и Rb при отчетливом (до 13,9 раз) уменьшении содержаний Cr, Co, Cu, Zn, Sc, Zr и Mo (см. табл. 16). Порфиробластовые амфиболиты имеют сходный химический состав с Fe-Mg- и Fe-амфиболитами. Это, а также одинаковый минеральный состав и тесная геологическая связь между ними в разрезе Кольской скв. СГ-3 (Fe-Mg- и Fe-амфиболиты слагают эндоконтакты, а порфиробластовые амфиболиты — центральную часть тел) свидетельствуют о генетическом родстве этих пород; текстурно-структурные различия определяются наследованием различных условий кристаллизации расплава в краевых и центральных зонах магматических тел.

Таблица 16

Средние составы амфиболитов и амфиболовых сланцев архейского комплекса из разреза Кольской сверхглубокой

Компонент	Fe-Mg – амфиболиты (апооливин-базальтовые)		Fe-амфиболиты (апобазальтовые)			Порфиробластовые Fe- и Fe-Mg-амфиболиты (апогаббровые)	
	А	БиА	А	БиА	Л	А	БиА
SiO ₂	48,15	48,72	50,11	51,15	57,19	49,54	51,26
TiO ₂	2,23	0,43	1,26	0,94	0,49	1,66	0,98
Al ₂ O ₃	10,86	17,05	14,21	14,82	21,95	13,66	13,61
Fe ₂ O ₃	3,50	2,41	3,01	3,06	0,07	3,72	3,52
FeO	11,33	6,93	10,24	8,95	3,24	10,10	8,91
MnO	0,22	0,18	0,22	0,17	0,06	0,22	0,18
MgO	9,60	8,91	5,99	6,13	2,85	6,11	6,26
CaO	9,85	7,67	9,91	7,28	6,31	10,08	9,41
Na ₂ O	1,89	2,43	2,29	2,41	7,00	2,38	1,06
K ₂ O	0,68	2,95	0,64	3,12	0,25	0,64	3,39
P ₂ O ₅	0,19	0,06	0,13	0,27	0,10	0,16	0,06
H ₂ O ⁺	–	1,30	0,66	0,21	–	0,27	1,16
H ₂ O [–]	–	0,15	0,08	0,07	0,14	0,09	0,03
П.п.п.	1,53	0,60	1,30	0,61	0,44	1,28	0,61
Сумма	100,03	99,70	100,05	99,19	100,09	99,91	100,44
CO ₂	0,14	0,15	0,20	0,16	0,16	0,16	0,05
Li	17,7	49,5	14,8	30,9	14,0	14,5	60,5
Rb	26,3	165,0	15,9	141,7	2,5	18,4	220,0
Sr	186,9	205,0	155,4	264,2	500,0	180,6	101,7
Ba	154,6	640,0	123,7	308,6	50,0	143,6	480,0
B	6,8	6,0	6,3	6,3	6,0	6,0	7,0
Sc	44,0	32,5	36,8	24,0	10,0	36,3	47,5
Ga	21,3	30,0	20,1	26,4	20,0	23,4	20,0
Ge	1,0	0,50	0,73	0,50	0,50	0,76	0,67
Sn	5,9	4,5	3,0	5,1	2,5	5,5	4,6
Zr	73,1	15,0	64,3	31,4	30,0	60,8	35,0
Nb	5,5	1,5	3,0	2,1	1,5	3,4	3,7
F	590,8	495,0	534,7	425,7	280,0	294,3	608,3
Cu	192,8	6,4	131,8	89,2	9,0	113,8	85,3
Zn	150,4	105,0	125,4	110,0	30,0	127,0	148,3
Pb	103,1	18,5	13,2	32,5	12,0	12,1	18,0
Mo	1,6	1,5	1,01	0,89	0,80	1,6	7,8
V	188,3	125,0	258,8	265,7	130,0	353,1	330,0
Cr	414,6	105,0	91,4	61,0	32,0	79,7	97,8
Co	61,0	47,5	43,7	28,6	20,0	50,2	50,5
Ni	169,1	145,0	69,4	51,1	41,0	63,7	68,8
Число проб	26	2	70	7	1	106	6

А – неизмененные амфиболиты и амфиболовые сланцы; БиА – биотитизированные (Би = 25–50%) амфиболиты и амфиболовые сланцы; ФлгА – флогопитизированные (Флг = 25–50%) тальк-актинолитовые сланцы; Л – лейкосома.

Si-амфиболиты (апоандезито-базальтовые)		Al-Mg-амфиболиты (апогиперстен-базальтовые)		Актинолитовые сланцы (апопироксенитовые)			Тальк-актинолитовые сланцы (апооливинпироксенитовые)	
А	БиА	А	БиА	А	БиА	Слюдит	А	ФлгА
54,48	54,05	51,72	49,47	52,73	48,93	41,87	58,01	50,57
0,87	0,99	0,41	0,18	0,19	0,64	0,40	0,07	0,45
14,27	15,61	17,57	16,76	7,18	8,15	15,02	2,12	6,65
2,42	1,49	2,20	2,05	2,90	2,19	2,24	1,60	1,67
8,13	9,03	6,92	6,35	6,78	9,72	9,92	5,56	7,14
0,17	0,14	0,15	0,19	0,23	0,18	0,14	0,16	0,15
5,83	6,95	7,95	8,85	12,21	15,72	15,82	24,85	20,95
8,73	4,21	9,31	8,49	14,26	7,69	2,85	3,49	3,68
2,39	2,17	2,02	1,80	0,54	0,35	0,28	0,25	0,42
0,87	3,59	0,51	2,63	0,43	3,06	7,09	0,08	3,43
0,11	0,13	0,06	–	–	0,09	0,04	0,06	0,04
0,29	0,44	0,78	–	–	0,42	0,50	2,08	0,38
0,11	0,07	0,04	–	–	0,25	0,07	0,06	0,12
1,24	1,29	1,20	–	–	2,99	3,96	1,58	2,44
99,91	100,16	100,84	97,27	97,46	100,38	100,20	99,97	98,09
0,24	0,20	0,15	–	–	0,48	0,16	0,16	0,16
15,5	33,0	13,0	28,7	5,8	36,2	74,7	3,5	34,8
41,2	210,0	16,0	68,9	5,0	163,6	311,4	16,7	97,5
198,9	150,0	225,3	270,0	200,0	43,9	23,6	22,5	22,5
211,3	310,0	162,6	220,0	35,0	158,6	314,3	33,8	127,5
6,8	9,0	4,8	6,0	7,0	6,0	6,0	4,5	5,4
31,8	61,0	33,0	26,4	9,0	15,8	12,3	5,2	12,5
18,8	15,0	21,3	20,6	20,0	18,6	39,3	8,2	22,5
0,56	0,50	0,50	0,50	1,0	0,86	0,57	1,8	1,5
3,3	2,2	2,3	3,2	6,0	4,1	6,3	2,2	3,4
53,7	50,0	26,0	13,3	5,0	46,1	33,6	7,5	41,2
4,1	1,5	1,5	1,5	3,0	4,1	2,7	1,5	1,9
601,7	700,0	241,3	430,0	1600,0	1455,7	1441,4	750,0	1017,5
76,2	6,0	35,5	45,0	5,5	29,6	8,7	4,4	100,1
105,9	220,0	153,3	91,1	180,0	122,9	165,7	115,0	115,0
18,5	14,0	18,7	26,8	15,0	10,8	24,0	4,1	9,8
0,87	0,75	0,78	1,4	1,0	1,7	0,93	0,81	0,75
195,6	330,0	81,4	93,0	83,5	118,1	126,4	14,2	80,5
31,1	44,0	104,1	127,0	540,0	1180,7	1062,0	980,0	825,0
41,9	47,0	47,8	41,9	36,0	50,4	36,6	95,0	79,2
76,8	100,0	157,2	261,1	790,0	1105,7	632,9	2175,0	1400,0
71	1	15	9	2	14	7	4	4

Содержания петрогенных окислов даны в мас.%; элементов-примесей – в г/т; прочерк – содержания не определялись. Анализы выполнены в БГТЭ ИМГРЭ.

Амфиболиты из архейской части разреза Кольской скв. СГ-3, кроме того, сравнивались с амфиболитами, развитыми на поверхности, в том числе с метабазитами печенгского комплекса. Геохимическое сходство выявилось для Si- и Fe-амфиболитов, что позволяет считать по крайней мере часть этих амфиболитов продуктом магматизма печенгского этапа.

Al-Mg-амфиболиты по химизму (см. табл. 16) и минеральному составу (куммингтонит, магнезиальный амфибол и биотит) близки к группе амфиболовых сланцев. Это, а также сближенное или совместное залегания их в разрезе Кольско скв. СГ-3 позволяют объединить Al-Mg-амфиболиты и амфиболовые сланцы в один субвулканический ряд.

Таким образом, по совокупности геолого-петрографических и минералого-геохимических признаков амфиболиты и амфиболовые сланцы разреза Кольской скв. СГ-3 подразделены на два ряда: 1) Fe-Mg-амфиболиты → Fe-амфиболиты (в том числе порфиробластовые) → Si-амфиболиты и 2) Al-Mg-амфиболиты → актинолитовые сланцы → тальк-актинолитовые сланцы. Первый ряд соответствует верхнеархейской вулcano-плутонической ассоциации толеитового типа: оливиновые базальты → нормальные базальты (в том числе габбро) → андезитобазальты; часть пород этого ряда (Si- и Fe-амфиболиты) представляет дайковый комплекс, синхронный с печенгским вулканизмом. Второй ряда амфиболитов представлен субвулканической ассоциацией (гиперстеновые базальты → пироксениты → оливиновые пироксениты) и относится к синкольскому интрузивному комплексу. Первично-мантийный генезис исходных аналогов архейских амфиболитов доказывается низким значением первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7040$. По составу и содержанию редкоземельных элементов (см. табл. 14) амфиболиты идентифицируются с вулcano-плутоническими ассоциациями основных пород континентального и океанического типов: Fe-амфиболиты и Fe-Mg-амфиболиты перекрываются с областью континентальных толеитов, а Al-Mg-амфиболиты и апопироксеновые амфиболовые сланцы — с толеитами островных дуг и перидотитовыми коматитами (рис. 31). Распределение редкоземельных элементов в Si-амфиболитах согласуется с таковым для метаандезитобазальтов нижней части печенгского комплекса, а Fe-амфиболиты по типу распределения редкоземельных элементов близки к метабазальтам и метагабброидам верхней части печенгского комплекса (рис. 32).

Во всех типах амфиболитов проявлена наложенная биотитизация. В ряду Fe-Mg-амфиболиты → Fe-амфиболиты → порфиробластовые амфиболиты → Si-амфиболиты замещение роговой обманки биотитом сопровождается привнесом K_2O , относительным накоплением SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O на фоне заметного выноса CaO , ΣFe и отчасти MgO . Устойчивые тенденции привноса обнаруживают Li, Rb, Ba и V и выноса — Zr, Nb, Cu и отчасти V.

В ряду Al-Mg-амфиболиты → актинолитовые сланцы → тальк-актинолитовые сланцы биотитизация и флогопитизация сопровождаются последовательным выносом SiO_2 и обогащением их ΣFe . При этом в Al-Mg-амфиболитах и актинолитовых сланцах происходит вынос CaO , сопровождаемый накоплением MgO (при замещении кальциевых амфиболов биотитом), а в тальк-актинолитовых сланцах, наоборот, — вынос MgO и накопление CaO (замещение преимущественно бескальциевых антофиллита и талька флогопитом). Для элементов-примесей устанавливаются привнос Li, Rb, Ba, V, Cu,

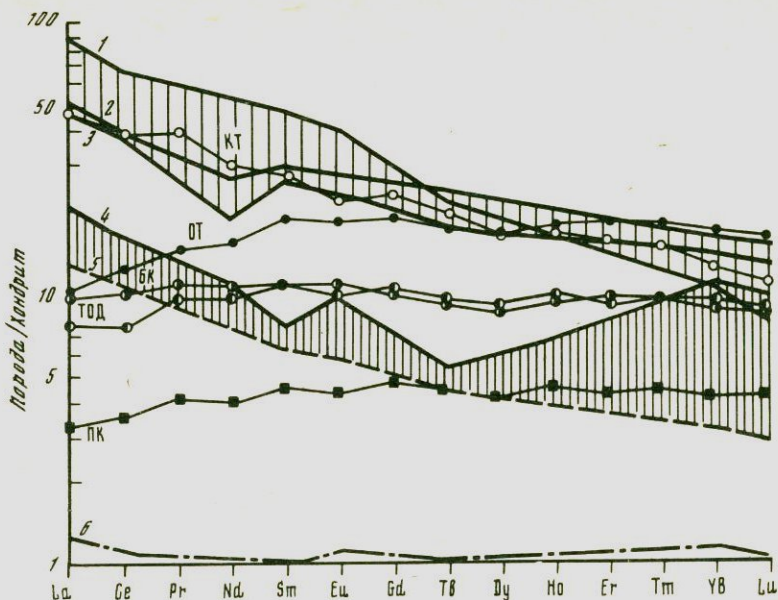


Рис. 31. Типы распределения редкоземельных элементов в амфиболитах архейского комплекса

1 — Fe-Mg-амфиболиты; 2 — порфиробластические Fe-Mg- и Fe-амфиболиты; 3 — Fe-амфиболиты; 4 — Al-Mg-амфиболиты; 5 — актинолитовые сланцы; 6 — тальк-актинолитовые сланцы; средние составы магматических пород по [118]: КТ — континентальных толеитов, ОТ — океанических толеитов; ТОД — толеитов островных дуг; БК — базальтовых коматиитов; ПК — пикритовых коматиитов

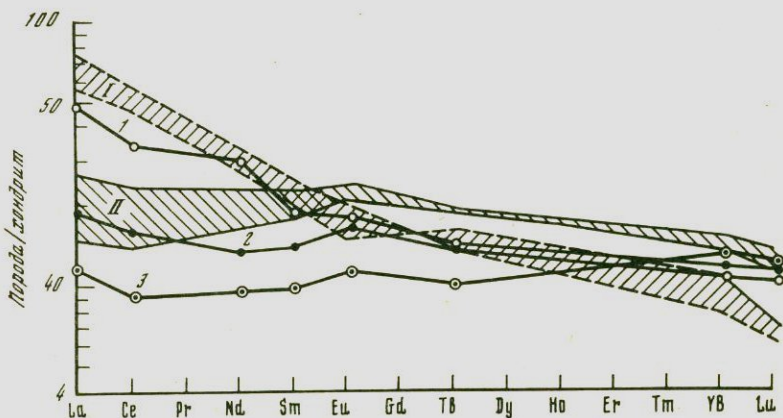


Рис. 32. Типы распределения редкоземельных элементов в метабазитах печенгского (I, II) и архейского (1-3) комплексов

I — поле андезитобазальтовых метаэффузивов; II — поле пикрит-базальтовых метаэффузивов; 1 — Si-амфиболиты; 2 — Fe-амфиболиты; 3 — порфиробластические Fe-Mg- и Fe-амфиболиты

Nb, Zr и вынос Zr. Кроме того, биотитизация и флюоритизация сопровождаются обогащением амфиболитов и особенно амфиболовых сланцев редкоземельными элементами (см. рис. 30, а, в). Относительный привнос редкоземельных элементов при биотитизации амфиболитов и амфиболовых сланцев является комплементарным к относительному выносу этих же элементов при мигматизации вмещающих плагиогнейсов (см. рис. 30, б, г). Это позволяет рассматривать данные процессы как автометасоматические за счет перераспределения условно-подвижных элементов в пределах единой толщи при мигматизации плагиогнейсов (вынос) и синхронной биотитизации амфиболитов (привнос).

Гранитоиды. В разрезе Кольской св. СГ-3 гранитоиды составляют всего 4% от объема архейского комплекса; они образуют крупные тела (до 14 м) и мелкие жилы (от первых сантиметров до 1 м) и подразделяются на син-, поздне- и постскладчатые комплексы.

Синскладчатый комплекс представлен мигматит-плагиогранитами и мигматит-плагиопегматоидами ($K/Pш < 15\%$), а также мигматит-гранитами и мигматит-пегматоидами ($K/Pш = 15-35\%$), тесно ассоциирующими с плагиогнейсами; реже встречаются гранодиориты, образующие мелкие прожилки в амфиболитах.

Мигматит-плагиограниты характеризуются слабо выраженной гнейсовидной текстурой, гранобластовой структурой и минеральным составом, сходным с лейкосомами плагиоклазовых мигматитов (в об.%): плагиоклаз (№ 13–26) – 45–70, кварц – 20–40, микроклин – 0–12; второстепенными являются биотит (до 3) и эпидот (до 2). Мигматит-плагиопегматоиды встречаются гораздо реже, в отличие от плагиогранитов имеют более крупнозернистое сложение, высокое (80–85%) содержание плагиоклаза № 20–24 и низкое (15–20%) – кварца.

Мигматит-граниты развиты преимущественно среди лейкократовых биотитовых гнейсов, по минеральному составу соответствуют лейкосомам микроклин-плагиоклазовых мигматитов: плагиоклаз (№ 10–16) – 35–50%, кварц – 25–40%, микроклин – 20–30%. Второстепенными являются биотит (до 1%) и клиноцоизит (до 2%), аксессуарными – сфен, ильменит, рутил, апатит, ортит.

Мигматит-пегматоиды имеют аналогичный состав, отличаясь лишь более крупными размерами зерен.

Наименьшим распространением среди синскладчатых гранитоидов пользуются гранодиориты: плагиоклаз (№ 26) составляет (в об.%) 75–85, кварц – 15–25; второстепенные минералы представлены роговой обманкой и клиноцоизитом (до 1%), аксессуарными – биотитом, ильменитом и сульфидами.

Позднескладчатый комплекс. К нему относятся редкие секущие жилы гранитов. Это массивные, средне- и крупнозернистые лейкократовые породы с гранобластовой структурой. В их составе преобладает плагиоклаз (№ 10–27) (в об.%): – 43–50, кварц – 20–35, микроклин – 15–26. Второстепенными являются биотит (1–3%) и клиноцоизит (до 2%); аксессуарными – апатит, гранат и рудные минералы.

Постскладчатый комплекс представлен мощными жилами порфировидных гранитов и пегматитами, секущими мигматизированные породы архейского комплекса. Породы этого типа занимают 2% от видимой мощности

разреза, что составляет половину объема всех гранитоидов разреза Кольской скв. СГ-3. В порфиридных гранитах обнаруживается слабо выраженная гнейсовидная текстура. Порфиридные выделения сложены микроклином; структура основной массы гипидиоморфная. Главные породообразующие минералы (в об.%): плагиоклаз (№ 10–24) – 30–55, кварц – 15–30, микроклин – 17–45; второстепенные: биотит – 4–8 и клиноцоизит – 1–2; акцессорные: магнетит, апатит, сфен.

Все перечисленные выше комплексы гранитоидов мусковитизированы; по характеру минеральных преобразований и радиологическому возрасту (1,5 млрд лет) этот процесс соответствует площадной грейзенизации вмещающих плагиогнейсов. Распространение фигуративных точек гранитоидов в проекции диаграммы кварц – альбит – ортоклаз (см. рис. 26) свидетельствует о том, что синскладчатые гранитоиды имеют гетерогенную природу. Так, мигматит-плагиограниты и мигматит-плагиопегматоиды образуют единое поле с лейкосомами плагиоклазовых мигматитов. Это, а также отсутствие в них расплавных включений свидетельствуют, по-видимому, о том, что их формирование связано с метаморфической дифференциацией исходных пород. Мигматит-граниты и мигматит-пегматоиды (так же как и лейкосомы микроклин-плагиоклазовых мигматитов) располагаются вблизи котектических линий в области магматических расплавов, указывая на анатектический способ их образования, что также подтверждается наличием в мигматит-гранитах расплавных включений. Мигматит-плагиограниты и мигматит-граниты различаются химизмом и образуют изолированные поля на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na/K}$ (см. рис. 29).

Позднескладчатые граниты по минералого-геохимическим признакам сходны с синскладчатыми мигматит-гранитами.

Фигуративные точки постскладчатых порфиридных гранитов на диаграмме кварц – альбит – ортоклаз (см. рис. 26) располагаются в области магматических расплавов, однако по сравнению с син- и позднескладчатыми гранитами смещены в сторону котектик, соответствующих повышенному давлению флюида ($\geq 0,7$ ГПа). По данным термобарогеохимии, в этих гранитах присутствуют расплавные включения ($Kv + III$), температура гомогенизации которых составляет $840-845^\circ\text{C}$ при давлении флюида $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,65$ ГПа. Перечисленные признаки свидетельствуют о явно магматической природе постскладчатых гранитов при $P-T$ условиях, резко отличных от ультраметаморфизма архейского комплекса.

Химический состав гранитоидов приведен в табл. 17. Синскладчатые мигматит-граниты, отличаясь от мигматит-плагиогранитов более высоким ($> 5\%$) содержанием микроклина, характеризуются соответственно повышенным количеством K_2O (до 5,1 раз), Ba (до 7,7 раз) и отчасти Rb и пониженным – Al_2O_3 , ΣFe , CaO, а также Zr (до 2,7 раз), Nb (до 3,4 раз) и Cu (до 3,1 раз). Мигматит-граниты обнаруживают тесную геохимическую связь с синскладчатыми мигматит-пегматоидами, а позднескладчатые граниты – с синскладчатыми мигматит-пегматоидами и отличаются только несколько более высокими концентрациями Rb (в 1,7 раза), Nb (в 1,9 раз) и Sn (в 2,8 раза). В целом по петрохимическим признакам син- и позднескладчатые гранитоиды относятся к породам нормального ряда. Наблюдаемое сходство минералого-геохимических особенностей состава и генезиса этих гранитоидов свидетельствует о формировании их в течение

Таблица 17

Средние составы *гранитоидных пород из разреза
Кольской сверглубокой

Компонент	Согласные жилы и прожилки ($m < 1$ м)					Секущие жильные тела ($m > 2$ м)				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	74,96	71,49	72,22	72,58	66,80	72,11	72,32	72,83	71,89	72,19
TiO ₂	0,35	0,14	0,10	0,15	0,24	0,20	0,11	0,15	0,05	0,27
Al ₂ O ₃	15,29	15,69	15,42	14,64	19,38	14,78	15,31	14,62	14,89	14,24
Fe ₂ O ₃	0,14	0,34	0,26	0,72	0,19	0,79	0,28	0,15	0,06	0,73
FeO	0,92	0,78	0,76	0,58	0,73	2,32	1,62	2,14	3,06	1,59
MnO	0,05	0,06	0,01	0,01	0,02	0,04	0,09	0,03	0,05	0,12
MgO	0,07	0,38	0,42	0,36	0,47	0,63	0,33	0,33	1,20	0,50
CaO	1,76	1,70	1,94	2,34	2,96	2,79	1,25	1,02	0,23	1,07
Na ₂ O	5,60	5,07	5,56	6,00	6,63	5,28	4,29	4,63	4,90	3,30
K ₂ O	0,70	3,57	2,55	1,50	1,38	1,30	3,50	3,63	3,18	5,40
P ₂ O ₅	—	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,09	—	0,07
H ₂ O ⁺	—	0,14	0,04	0,16	0,07	—	—	0,46	—	0,30
H ₂ O ⁻	—	0,08	0,05	0,10	0,07	—	—	0,14	—	0,16
П.п.п.	—	0,53	0,50	0,52	0,47	0,07	0,03	0,61	0,10	0,29
Сумма	99,84	100,01	99,87	99,70	99,44	100,35	99,18	100,82	99,60	100,23
CO ₂	—	0,18	0,08	0,16	0,16	0,16	—	0,26	—	0,22
Li	37,6	12,2	12,4	5,2	8,1	8,4	5,0	18,2	15,9	15,6
Rb	55,0	77,1	37,3	46,7	23,8	22,0	73,3	120,0	211,7	229,1
Sr	177,5	164,3	229,3	263,3	385,0	172,0	268,1	104,0	86,7	81,8
Ba	142,5	805,0	402,7	736,7	157,5	382,0	1085,6	472,0	265,0	342,6
B	8,6	8,2	7,0	10,0	10,5	7,7	11,1	9,8	12,0	8,3
Sc	3,0	1,5	5,8	1,7	1,5	3,3	1,7	1,7	5,2	2,6
Ga	22,5	29,3	34,7	26,7	23,8	21,0	26,7	30,0	36,6	31,0
Ge	0,50	0,50	0,53	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Sn	3,7	2,8	3,5	2,5	2,25	2,7	3,8	3,8	10,8	4,1
Zr	60,0	41,8	66,0	76,7	42,5	114,0	43,3	86,0	38,3	81,5
Nb	7,9	2,6	4,8	4,4	3,5	8,3	2,4	6,6	12,8	4,8
F	285,0	57,2	147,3	55,9	81,9	67,5	61,1	442,0	267,9	213,5
Cu	27,0	13,6	29,4	27,0	15,2	39,8	12,7	14,0	12,1	6,8
Zn	33,8	25,6	39,8	30,8	26,2	34,0	23,3	31,0	47,9	40,2
Pb	31,6	40,5	24,2	16,7	34,8	27,2	32,2	29,6	40,0	53,4
Mo	1,3	0,75	0,84	0,75	0,75	0,78	0,75	0,85	0,79	3,4
V	32,9	14,8	47,1	18,0	14,0	29,8	11,9	22,8	36,0	21,3
Cr	44,1	34,1	37,3	29,3	36,2	24,6	40,2	27,2	38,0	35,8
Co	5,7	3,0	9,8	2,8	4,3	5,1	3,3	2,8	4,6	3,1
Ni	26,5	8,9	19,5	4,2	12,8	7,2	8,1	7,0	9,2	12,1
Число проб	8	14	15	3	4	5	9	5	6	34

1 — мигматит-плаггиограниты в двуслюдяных сланцах и плаггиогнейсах с ВГМ; 2 — мигматит-граниты в лейкократовых биотитовых плаггиогнейсах и гнейсах; 3 — мигматит-граниты в эпидот-биотитовых плаггиогнейсах; 4 — мигматит-плаггиограниты в роговообманково-биотитовых плаггиогнейсах и сланцах; 5 — гранодиориты в Fe- и Al-Mg-амфиболитах; 6 — мигматит-плаггиограниты; 7 — мигматит-граниты; 8 — мигматит-пегматоиды; 9 — граниты; 10 — порфириовидные граниты.

* Содержания петрогенных элементов даны в мас.%; элементов-примесей — в г/т; прочерк — содержания не определялись; анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

всего ультраметаморфического этапа, включая ранние (согласные жилы) и поздние (секущие жилы) стадии складчатости.

Постскладчатые порфиroidные граниты в отличие от син- и поздне-складчатых гранитоидов характеризуются резким преобладанием калия над натрием при сумме щелочей более 8,0% и, таким образом, принадлежат к субщелочному ряду. Кроме того, они четко отличаются от синскладчатых мигматит-гранитов повышенным содержанием Mo (в 4,5 раза), Zn (до 2,2 раз), Rb (до 6 раз), Zr (до 1,9 раза) и пониженным — Cu (до 4,3 раза), а от позднескладчатых гранитов отличаются повышенным содержанием Mo (в 4,5 раза), Zr (в 2,1 раза) и пониженным — Sn (в 2,6 раза), Nb (в 2,7 раза) и Cu (1,8 раза) (см. табл. 17). По геологическому положению, а также минералого-геохимическим данным, включая распределение редкоземельных элементов, порфиroidные граниты обнаруживают сходство с мелкопорфиroidными гранитами лицко-арагубского комплекса и, следовательно, относятся к посткольскому комплексу.

Таким образом, по данным петролого-геохимического изучения, гранитоиды из архейской части разреза Кольской скв. СГ-3 подразделяются на следующие комплексы: *синкольский синскладчатый комплекс*, включающий автохтонные метаморфические мигматит-плагииграниты и мигматит-плагипегматоиды и автохтонные анатектические мигматит-граниты и мигматит-пегматоиды; *синкольский позднескладчатый комплекс* — аллохтонные анатектические граниты и *посткольский постскладчатый (лицко-арагубский) комплекс* — интрузивно-магматические порфиroidные граниты и пегматиты.

Суммируя изложенные выше фактические данные, в геологической истории развития архейского комплекса можно выделить два крупных этапа: первый — седиментация и вулканизм и второй — складчатость, метаморфизм и ультраметаморфизм.

Первый этап (доскладчатый) характеризовался накоплением кислых лав, терригенных и вулканогенно-терригенных отложений (70% мощности архейской части разреза Кольской скв. СГ-3) с подчиненным развитием основного вулканизма и комагматичных базит-ультрамафитовых интрузий (30%). Возраст вулканизма и осадкообразования предположительно оценен как верхнеархейский (более 3000 млн.лет); данный возраст превышает время кульминации регионального метаморфизма этих образований (2754 ± 40 млн.лет), установленное изохронными методами.

Второй этап (синскладчатый) характеризовался проявлением регионального метаморфизма и ультраметаморфизма андалузит-силлиманитового типа с возможным нарастанием интенсивности этих процессов с глубиной от эпидот-амфиболитовой фации (в интервале 6,8–9,0 км) до биотит-силлиманитовой ступени амфиболитовой фации (ниже 9,0 км).

Следует заметить, что некоторые исследователи для архейских пород из разреза Кольской сверхглубокой выделяют еще и ранний гранулитовый этап метаморфизма. Основанием для этого служат единичные реликты диопсида, гиперстена и высокотитанистой гастингитовой роговой обманки в амфиболитах и дупироксенсодержащих амфиболовых сланцах из интервала 9100–9600 м, а также известные факты присутствия реальных гранулитовых парагенезисов на поверхности в реоморфизованных блок-антиклинальных структурах. Петрологическая ненадежность указанных признаков

дает основание для противоречивых оценок *P-T* условий и последовательности метаморфических преобразований пород архейского комплекса. Так, Э.Б. Наливкина и др. [76], допуская равновесность *Du* и *Gun* с высокотитанистой *PO*, определили температуру гранулитового метаморфизма по *Du-PO* и *Gun-PO* геотермометрам в 1000–1200°C, а последующие амфиболитовый и эпидот-амфиболитовый метаморфизм и гранитизацию (также архейские) – соответственно в 800–650 и 650–500°C. Г.Г. Дук, напротив, отрицает равновесность пироксенов с высокотитанистыми роговой обманкой и биотитом, на этом основании и по результатам геохронологических исследований архейских пород в разрезе Кольской скв. СГ-3 ею выделяются допеченгский высокотемпературный метаморфизм гранулитовой фации (3,0–2,9 млрдлет) и два синпеченгских метаморфизма амфиболитовой фации: ранний высокотемпературный (синлуостаринский, 2,4 млрдлет) и поздний низкотемпературный (синникельский, 1,9 млрдлет), завершившиеся полной перекристаллизацией исходных гранулитовых парагенезисов.

На основании изложенных в данном разделе результатов геолого-петрографических исследований мы не можем согласиться с представлениями о раннем гранулитовом метаморфизме архейских пород разреза Кольской скв. СГ-3, но предполагаем наличие гранулитовых парагенезисов в более глубоких частях прогнозного разреза. Об этом, по нашему мнению, свидетельствует тенденция усиления метаморфизма с глубиной во вскрытой части разреза скв. СГ-3. Эта тенденция устанавливается по смене индексов минералов в мезо-, меланократовых плаггиогнейсах с ВГМ: в интервале 6,8–9,0 км в минеральных парагенезисах этих пород присутствует ставролит, верхний температурный предел устойчивости которого с кварцем фиксируется при 600–650°C, а ниже 9,0 км развиты силлиманит и редкий кианит, указывающие на возможный переход к биотит-силлиманитовой ступени амфиболитовой фации (650–750°C). Экстраполяция этих данных на глубину позволяет предположить развитие гранулитовых парагенезисов ниже 13 км. Косвенным подтверждением этого предположения служит широкое развитие реликтовых парагенезисов гранулитовой фации низких и умеренных давлений на поверхности в более глубоко эродированных частях разреза северо-восточного и юго-западного обрамления Печенгской структуры. По аналогии с архейскими комплексами, развитыми на поверхности (см. рис. 2), можно также предположить, что тектоническая структура, вскрытая Кольской скв. СГ-3, представляет собой синклинорную зону (или асимметричную синклиналь), пространственно ассоциирующуюся с раннеархейскими блок-антиклинориями [38].

Радиологический возраст культиминации регионального метаморфизма синскладчатого этапа оценивается в 2754 ± 40 млнлет [22]. Близкие датировки возраста уран-свинцовым методом по аксессуарному циркону (2700 ± 50 млнлет) были получены в 1980 г. А.И. Тугариновым и Е.В. Бибиковой в архейских плаггиогнейсах, развитых на поверхности в районах озер Пулозеро и Чудзъявр, г. Оленегорска и пос. Мурмаши. Одинаковый возраст цирконов (2800–2700 млнлет) из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, в том числе продуктов раннего гранитоидного магматизма, свидетельствует о синхронности процессов прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма в верхнеархейское время.

В протерозое архейские образования, вскрытые Кольской скв. СГ-3,

испытали повторный изофациальный и регрессивные метаморфизм и метасоматоз (см. главу IV). В результате неоднократного прогрева фундамента за счет вулканизма и метаморфизма, сопровождавших формирование перекрывающих фундамент тундрового, а затем и печенгского комплексов, радиологический возраст пород архейского комплекса был омоложен до 1821 млн лет. С тем периодом связано внедрение порфировидных гранитов лиско-арагубского комплекса (1720–1810 млн лет), которые в разрезе Кольской скв. СГ-3 образуют секущие жилы в архейских породах и вызывают калишпатизацию нижней части печенгского комплекса. Постлекарельский период подразделяется на два этапа: первый (площадная грейзенизация, охватившая в различной степени породы архейского и в меньшей степени печенгского комплексов) связан с эпикарельской активизацией — 1547 ± 92 млн лет; второй этап (локальный диафорез) одинаково проявлен по всему разрезу Кольской скв. СГ-3; кульминация этого этапа датируется в 1040 млн лет. Геологическая история архейского комплекса завершилась этапом платформенной активизации, связанной с каледонской орогеней (506 ± 15 млн лет).

Миннибаевская глубокая скважина 20000

Миннибаевская скв. 20000 является одной из первых глубоких скважин, пробуренных в архейском фундаменте Татарского свода Восточно-Европейской платформы (см. рис. 22). Архейский полиметаморфический комплекс вскрыт Миннибаевской скважиной в интервале от 1884 до 5099 м и относится к черемшанской серии, которая по литолого-формационным особенностям коррелируется [90] с верхними высокоглиноземистыми свитами кольской и беломорской серий (волшпахская и лоухская свиты). Однако по сравнению с северо-восточной частью Балтийского щита фундамент Татарского свода гораздо более сильно эродирован, вследствие чего архейский комплекс, вскрытый Миннибаевской скв. 20000, имеет более древний K-Ar возраст (2790–2920 млн лет) и, таким образом, наращивает на глубину описанный выше разрез Кольской сверхглубокой, характеризующий нижнюю часть гранито-гнейсового слоя континентальной коры.

Также как и архейский разрез Кольской скв. СГ-3, описываемый разрез имеет ритмично-слоистое строение (рис. 33), но отличается от первого более резким преобладанием в его строении глиноземистых парагнейсов и кристаллических сланцев (96% от видимой мощности разреза) над метабазитами (4%). Подробная геолого-петрографическая характеристика пород разреза Миннибаевской скв. 20000 приведена в монографии Б.С. Ситдикова и др. [90]. В геологической истории развития пород данного разреза отчетливо выделяются [89] два тектоно-метаморфических этапа: архейский — в условиях гранулитовой фации ($T = 750\text{--}800^\circ\text{C}$, $P = 0,4\text{--}0,57\text{ ГПа}$) и нижнепротерозойский этап — в условиях амфиболитовой фации ($T = 640\text{--}660^\circ\text{C}$) при умеренном давлении. Первый этап регионального метаморфизма протекал в изохимических условиях, о чем свидетельствует преимущественно натриевый характер реликтовых (эндербитовых) ассоциаций субстрата и их мигматизированных разновидностей. Специфической особенностью второго тектоно-метаморфического этапа является частичное

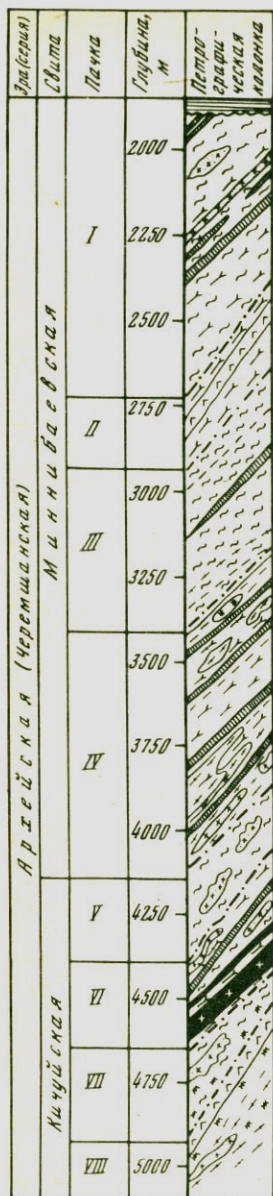


Рис. 33. Геолого-петрографический разрез докембрия Миннибаевской параметрической скв. 20000 по [90]

1 – среднедевонский осадочный комплекс; 2 – глиноземистые (гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые, биотит-гранатовые) плагиогнейсы и кристаллические сланцы; 3 – биотитовые плагиогнейсы; 4 – плагиограниты с пироп-альмандиновым гранатом; 5 – микропертитовые гранитоиды с гранатом, кордиеритом; 6 – плагиограниты; 7 – микроклиновые гранитоиды, в том числе пегматоидные; 8 – двупироксеновые основные кристаллические сланцы, амфиболиты, пироксениты и т.п.; 9 – гиперстенсодержащие плагиогнейсы и кристаллические сланцы, в том числе с гранатом; 10 – чарнокитоиды; 11 – гранито-гнейсы; 12 – феррогиперстен-гранатовые и биотит-гранатовые плагиогнейсы и магнетит-пироксеновые железистые породы, гранитизированные; 13 – дайки диабазов; 14 – диафориты (альбититы, пирит-кварцевые, хлоритовые и др.); 15 – границы пачек

перераспределение в исходных породах калия (среднетемпературная калишпатизация высокотемпературных парагенезисов первого этапа).

Первично-терригенная природа преобладающих в разрезе глиноземистых (в том числе высокоглиноземистых) гнейсов и кристаллических сланцев доказывается следующими признаками: геологическими – ритмичность и наличие прослоев железисто-силикатных (в том числе эвлизитоподобных) пород с повышенным (более 5%) содержанием апатита, магнетита и сульфидов; геохимическими – сходство химического состава с более древними комплексами (например, с породами нижнеархейской икской серии), являющимися возможной областью питания рассматриваемых образований, и, наконец, минералогическими – гиацинтовый тип акцессорного циркона, мелкие (0,09 мм) размеры и уникальные кривые распределения удлинений его кристаллов ($E = 1,1$), указывающими на сходство с кислыми эффузивами как возможным источником сноса рассматриваемых метатерригенных отложений.

В табл. 18 приведены средние составы главных типов метаморфических пород из разреза Миннибаевской глубокой скважины. С учетом долей их распространенности в разрезе (47,7% – кристаллические сланцы с ВГМ и 39,1% – гиперстеновые плагиогнейсы) рассчитан средневзвешенный состав предполагаемых материнских эффузивов. Он соответствует среднему составу дацита или риодацита.

Таблица 18

Средние составы* главных типов метаморфических пород
из разреза Миннибаевской глубокой скв. 20000

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,90	68,50	68,20	71,99	67,84	64,99	50,47
TiO ₂	0,88	0,62	0,49	0,25	0,56	0,61	1,15
Al ₂ O ₃	24,66	15,14	15,70	14,14	15,34	16,47	16,11
Fe ₂ O ₃	1,33	0,68	0,68	0,63	0,59	0,70	2,42
FeO	7,12	4,94	4,12	2,23	3,76	4,50	9,28
MnO	0,10	0,09	0,06	0,03	0,05	0,07	0,16
MgO	3,88	1,81	1,91	1,08	1,61	1,98	6,55
CaO	2,68	3,28	2,30	3,01	4,11	2,67	7,86
Na ₂ O	3,38	2,82	2,61	2,76	3,32	3,66	2,92
K ₂ O	3,16	1,12	2,48	2,78	1,33	2,44	0,62
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,15	0,16	0,26	0,24	0,29
H ₂ O ⁻	0,15	0,07	0,12	0,09	0,09	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	1,73	0,53	0,74	0,30	0,43	0,88	0,18
П.п.п.	0,99	0,35	0,49	0,25	0,41	0,75	1,26
Сумма	100,04	100,04	100,05	99,70	99,70	100,06	99,67
Li	54	9,8	16	9,4	11	18	6,7
Rb	130	36	79	70	57	100	6
Sr	160	160	150	180	130	140	300
Ba	3500	640	1300	1100	330	760	50
B	17	7	16	13	9	9	6
Sc	13	5	10	<2	4	9	15
Ga	40	15	15	15	20	20	15
Sn	3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Zr	40	50	40	40	60	40	—
Nb	—	4	3	—	3	—	—
Cu	56	12	15	8	7	11	60
Zn	130	50	30	30	<30	30	150
Ag	—	—	—	—	0,05	0,05	—
Pb	25	24	35	13	14	24	8
Mo	4	2	3	1	4	<1	<1
V	180	70	45	58	65	64	100
Cr	270	15	45	23	13	15	92
Co	20	5	7	7	7	9	27
Ni	120	20	25	8	5	13	160
Число проб	6	6	6	5	6	5	3

1 — кристаллические сланцы и плагиогнейсы с высокоглиноземистыми минералами; 2 — лейкократовые гранат-биотитовые плагиогнейсы; 3 — мезократовые гранат-биотитовые гнейсы; 4 — лейкократовые гиперстен-биотитовые гнейсы; 5 — биотит-гиперстеновые плагиогнейсы; 6 — биотит-гиперстеновые гнейсы; 7 — амфибол-двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы.

*Содержания петрогенных элементов даны в мас.%, элементов-примесей — в г/т; Анализы выполнены в БГЭ ИМГРЭ.

Следует также отметить, что наряду с возможностью прямого изучения глубинного строения архейского фундамента Татарского свода Миннибаевская скв. 20000 впервые вскрыла на больших глубинах (4703–5099 м) зоны интенсивной трещиноватости и разуплотненных проницаемых пород. При разбуривании этих зон из них были получены значительные притоки сильно метаморфизованных хлоридно-кальциевых рассолов с высокой (до 300 г/л) минерализацией, в том числе промышленной концентрацией брома (до 1,93 г/л), и насыщенных гелием (до 7,28%) и метаном (до 15,37%). С глубиной количество и продуктивность проницаемых зон возрастает, что, по мнению Р.Х. Муслимова, Б.С. Ситдикова и др. [24], свидетельствует о приближении забоя скважины к зоне главного тектонического разлома, фиксируемого на поверхности фундамента в 2,5 км южнее устья скважины и имеющего пологое падение на север.

Т.А. Лапинская и др. [24] зоны катаклаза и милонитизации, трассируемые дайками рифейских габбро-диабазов, относят к тектоническим поверхностям, по которым жесткие пластины архейских пород перемещались в субгоризонтальном направлении. В результате современный разрез Миннибаевской скважины, по мнению этих авторов, представляет собой тектоническое совмещение различных фрагментов стратиграфического разреза большечеремшанской серии, а возможно, даже и более древней отрядненской серии (глубина 3500–4100 м).

Наличие в кристаллическом фундаменте дислокаций типа надвига с образованием поднадвиговых зон нефтегазонакопления было теоретически обосновано еще в 60-х годах профессором В.А. Лобовым. Согласно В.А. Лобову, максимальный подъем блоков архейского фундамента связан с альпийским тектогенезом. Дифференциальные вертикальные и горизонтальные перемещения этих блоков обусловили активную миграцию флюидов и газов по трещиноватым породам выступов фундамента как снизу вверх, так и сбоку из осадочных толщ прилегающих глубоких впадин.

С целью решения этих и других спорных вопросов, а также вскрытия проницаемых, в том числе нефтегазоносных, зон на больших глубинах архейского кристаллического фундамента в 1986–1990 гг. намечено пробурить в блоке, соседнем с Миннибаевским, Ново-Елховскую сверхглубокую скважину до глубины 7000 м.

ГНЕЙСО-ГРАНУЛИТОВЫЙ СЛОЙ

В глубинном разрезе докембрийской континентальной коры породы этого слоя залегают в интервале 15–30 км (см. рис. 23, б), но в отличие от рассмотренного выше слоя характеризуются более однородным строением и составом. На поверхности щитов это, как правило, древнейшие (3,5–3,8 млрд. лет) незональные гранулитовые комплексы, представленные груборитмичными толщами гиперстеновых плагиогнейсов и эндербитов, перемежающихся с резко подчиненными пироксеновыми основными кристаллическими сланцами. Первая группа пород, по оценкам ряда специалистов, слагает от 50 до 80% площади древнейших участков Земли и именуется в настоящее время неопределенным по содержанию

термином "серые гнейсы"¹. Типичными представителями этой группы пород являются гнейсы районов Амитсок, Нук и Фискенесет (Гренландия), Уйвак-1, Супериор и Слейв (Канада), Мортон и Монтевидео (США) и т.п., отличительными признаками которых являются пироксеновые парагенезисы, низкие значения калия и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [34, 85]. Опубликованные к настоящему времени данные по рубидий-стронциевой хронологии древнейших метаморфических образований Канадского, Гренландского, Балтийского, Центрально- и Южно-Африканского, Индийского и Австралийского щитов относятся к продуктам зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Анализ их в координатах возраст – первичное отношение изотопов стронция позволяет заключить следующее. Средние значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ древнейших (3002–3618 млн. лет) пара- и ортоамфиболитов имеют близкие величины – 0,7000–0,7044. Плаггиогнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы с возрастом 2800–3858 млн. лет характеризуются еще более однообразными низкими значениями первичного отношения изотопов стронция – $0,7015 \pm 0,0012$. Устойчивость этих значений и независимость их от степени метаморфизма свидетельствуют об однородности изотопного состава мантии, из которой около 4 млрд. лет назад формировались исходные аналоги указанных выше комплексов.

Разновозрастные осадочные породы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, отличаются последовательным ростом значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ – от древних пород к молодым – 0,7150–0,7460. Аналогичную тенденцию роста величин $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ проявляют и гранитоиды. Следует заметить, что в истории развития континентальной коры между метаморфизмом и магматизмом наблюдается непрерывная связь. Статистическая обработка известных рубидий-стронциевых данных позволяет наметить следующий возрастной ряд эпох кульминаций метаморфизма и магматизма: *катархей* – 4110 млн. лет и < 4110 (?) млн. лет соответственно; *ранний архей* – 3695 млн. лет и 3092 млн. лет; *поздний архей* – 2812 млн. лет и 2586 млн. лет; *нижний протерозой* – 1797 млн. лет и 1742 млн. лет; *верхний протерозой* – 1170 млн. лет и 1047 млн. лет; *нижний палеозой* – 474 млн. лет и 406 млн. лет. Закономерное опережение кульминаций возраста магматизма явлениями метаморфизма указывает на то, что в региональных условиях метаморфические преобразования порождаются не магматизмом, а, наоборот, магматизм вызывает метаморфизмом.

В пределах исследуемой нами Восточно-Европейской платформы к древнейшим образованиям обычно относят первично-коровые гранитоиды Кольского полуострова, эндербиты волнаволоцкого комплекса Карелии, плаггиогнейсы (в том числе пироксеновые) обоянской серии Воронежского кристаллического массива, аульской и бугской серий Украинского щита, лаишевской (или отградненской) и икской серий Татарского свода. Ниже кратко охарактеризуем строение и состав гранулитогнейсового слоя земной коры на примере древнейших образований северо-

¹ Согласно К.О. Кратцу, О.А. Богатикову и др. [34], "серые гнейсы" – древнейший комплекс гетерогенных, разновозрастных и полиметаморфических пород тоналит-трондьемитового состава.

восточной части Балтийского щита и глубинных разрезов фундамента Русской плиты.

Согласно многолетним детальным исследованиям И.Д. Батиевой, И.В. Белькова, В.Р. Ветрина и др. [4], исходные аналоги древнейших пород Кольского полуострова отнесены к вулкано-плутоническим ассоциациям базальт-андезит-дацитового и диорит-тоналит-плагиогранитного составов (формация первично-коровых гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов). В современном эрозионном срезе северо-восточной части Балтийского щита первично-коровые образования представлены различными плагиогнейсами, эндербитами, гнейсо-гранитами, мигматитами и амфиболитами (формация тоналитовых гнейсов и плагиогранитов) и слагают почти треть площади Кольского полуострова. Еще в 1979 г. И. Д. Батиевой и И.В. Бельковым к формации первичных гранитоидов были отнесены нижние свиты кольско-беломорской серии, а в последние годы — древнейшие породы, слагающие обширные выходы в пределах Мурманского, Центрально-Кольского, Пурначского, Беломорского и Терского блоков. В вертикальном разрезе древнейших комплексов (снизу вверх) глубинные гиперстеновые граниты и эндербиты сменяются малоглубинными фациями гранитоидов и эффузивов. Отличительной особенностью пород формации тоналитовых гнейсов и плагиогранитов являются преобладание натрия над калием, повышенное содержание SiO_2 (68–73 мас.%), а также MgO , TiO_2 , Cr , Cu , Ni , Co и Sr и пониженное количество $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (при $\text{Fe}^{+2} > \text{Fe}^{+3}$), а также Sc , Y , ΣTR , B , F , Nb и др.

Наиболее глубинным и крупным (площадь около 350 км^2) реликтом древнейшей эндербитовой серии является Канентъяврский массив, расположенный на юго-западном окончании Мурманского блока. По А.Н. Виноградову и Г.В. Виноградовой [19], слагающие этот массив гиперстеновые гранитоиды тоналит-плагиогранитного ряда (с редкими ксенолитами диопсидовых амфиболитов) сформировались в условиях изохимического режима более 3,0 млрд. лет назад на слабо дифференцированной незрелой протоко́ре пониженной мощности. Региональный привнос калия с преобразованием эндербитов в биотитовые плагиограниты датируется в 2,7–2,8 млрд. лет¹. По химическому составу (низкая калиевость, умеренная железистость и относительно высокое содержание натрия) эндербиты отнесены к особому типу натриевых гранитоидных серий, не имеющих аналогов среди таковых в фанерозое, и выделены в качестве эталонных для геохимического типа первично-коровых гранитов. Исходные вулкано-плутонические образования данной формации рассматриваются кольскими геологами в качестве главной составной части первичной сиалической (андезитоидной) коры, выплавленной в ходе глубинной дифференциации протопланетного вещества. Позднее, в верхнеархейское и карельское время, первично-коровые образования испытали глубокий метаморфизм, ультраметаморфизм, палингенез и реоморфизм.

Аналогичные образования были вскрыты и при разбурировании погреб-

¹ Согласно И.Д. Батиевой и др. (Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1985, с. 16–29), эндербиты и биотитовые плагиограниты образовались одновременно и являются фашиальными разновидностями пород Канентъяврского массива.

бенного кристаллического фундамента Русской плиты. Так, например, в Волго-Уральской области дорифейский кристаллический фундамент представляет систему мегаблоков приподнятых к современной поверхности Земли до глубины 1,5–2,5 км. Благодаря тому что перекрывающие эти мегаблоки осадочные отложения оказались в ряде случаев богатыми нефтегазоносными структурами, они активно разбуривались; в пределах только Татарского свода начиная с 1940 г. было пробурено более 2500 поисковых разведочных и опорных скважин. Детальное изучение разрезов этих скважин, выполненное в разные годы Б.С. Ситдиковым, Т.А. Лапинской, С.В. Богдановой, М.А. Гаррис, Д.В. Постниковым, И.Х. Кавеевым, В.Г. Изотовым, А.В. Постниковым и др., позволило составить на эту территорию различные по масштабу геолого-петрографические карты поверхности фундамента и стратиграфические схемы его расчленения.

Согласно Б.С. Ситдикову и др. [90], в глубинном строении архейского комплекса выделяются три серии (снизу вверх): *икская* (мигматизированные биотитовые плагиогнейсы с подчиненным количеством амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов; коррелируется с керетской свитой кольско-беломорской серии); *лаишевская* (мигматизированные двупироксеновые кристаллические сланцы, биотитовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты, энтербиты, чарнокиты; коррелируются с хетолабинской свитой кольско-беломорской серии) и, наконец, *черемшанская* (мигматизированные глиноземистые биотитовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы с гранатом, силлиманитом, гиперстеном, кордиеритом и редкими прослоями двупироксеновых основных кристаллических сланцев и амфиболитов; коррелируется с лоухской свитой кольско-беломорской серии).

В 70-х годах С.В. Богданова и др. предложили новую классификацию типовых вещественных комплексов раннего докембрия Волго-Уральского сегмента литосферы, согласно которой породы архейского фундамента расчленены на две серии (снизу вверх): *отраденскую* (однородные по строению гиперстеновые и гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, слагающие либо самостоятельные блоки, например нурлатский, или ядра антиклинорных структур внутри более поздней большечеремшанской серии; сопоставляются с комплексами древнейших "серых гнейсов" и отождествляются с первичной андезитовой протокорой [13]) и *большечеремшанскую* (ритмично-слоистые глиноземистые и высокоглиноземистые биотитовые плагиогнейсы, железисто-кремнистые образования и толеитовые метабиты; сопоставляются с комплексами прогибов в том числе "зеленокаменных", локализованных в участках деструкции андезитовой протокры). Образование андезитовой протокры условно относится к периоду 3,8–3,6 млрд. лет, а структурно-вещественные преобразования протокры (кольцевые пояса большечеремшанской серии вокруг оваловидных "серогнейсовых" областей отраденской серии) датируются К-Аг методом в 2,9–2,6 млрд. лет. С тем же периодом связаны высокоградиентный метаморфизм пород обеих серий и внедрение между ними глубинных силлоподобных габбро-норит-анортозитовых интрузий (туймазинский комплекс). Сочетание гиперстеновых плагиогнейсов нурлатского блока с габбро-норит-анортозитами туймазинского комплекса, по мнению С.В. Богдановой, характеризует так называемый

диоритовый слой континентальной коры, выделенный ранее С.Б. Лобач-Жученко и Л.П. Свириденко в центральной Карелии.

Пробуренные в разные годы глубокие скважины на южной вершине Татарского свода вскрыли на ее юго-восточной окраине туймазинский комплекс (глубина 1820–4042 м, Туймазинская скв. 2000), а на юго-западной окраине – нурлатский комплекс (глубина 2047–2516 м, Ульяновская скв. 663). Ниже кратко охарактеризуем геолого-геохимические особенности этих наиболее глубоких пород гнейсо-гранулитового слоя.

Ульяновская скважина 663

Пробурена на юго-западном склоне южной вершины Татарского свода и вскрыла кристаллический фундамент древнейшего Нурлатского блока в интервале глубин 2047–2516 м (см. рис. 23, а). Слагающие разрез метаморфические образования представлены преобладающими гиперстеновыми плагиогнейсами и эндербитами (в том числе биотитизированными и амфиболлизированными); резко подчиненное значение (около 10%) в разрезе занимают гиперстеновые и двупироксеновые основные кристаллические сланцы (см. рис. 23, а). В табл. 19 приведены химические анализы главных типов пород из разреза Ульяновской скв. 663, сравнительный анализ которых показывает, что в ряду двупироксеновые кристаллические сланцы → мезократовые гиперстеновые плагиогнейсы → лейкократовые гиперстеносодержащие гнейсы наблюдается последовательное увеличение содержаний SiO_2 (от 48,9 до 75,9%) и K_2O (0,45–1,60%) на фоне синхронного уменьшения содержаний Al_2O_3 (17,9–12,1%), ΣFe (15,4–1,6%), MgO (6,8–0,6%) и CaO (9,4–2,4%). Относительно неизменным остается содержание Na_2O – 3,10–2,48%.

Таблица 19

Составы* главных типов метаморфических пород разреза Ульяновской скв. 663 и Туймазинской скв. 2000

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	51,36	54,46	58,06	67,36	73,40	76,67	69,90	64,58
TiO_2	0,73	1,87	0,89	0,98	0,13	0,12	0,30	0,55
Al_2O_3	17,93	14,68	17,00	15,87	14,25	13,78	15,64	16,78
Fe_2O_3	2,32	2,96	1,89	1,22	0,70	0,28	0,71	1,39
FeO	4,95	12,50	8,04	3,37	2,08	1,36	1,59	3,30
MnO	0,10	0,26	0,15	0,04	0,04	0,01	0,03	0,08
MgO	5,44	5,54	4,13	1,71	1,51	0,60	1,74	1,89
CaO	9,39	4,48	5,74	5,18	4,06	3,50	2,95	4,61
Na_2O	3,10	2,48	3,42	3,10	3,05	3,30	4,51	4,41
K_2O	0,70	0,60	0,50	0,50	0,95	0,76	1,72	1,49
P_2O_5	0,12	0,17	0,18	0,23	0,12	0,02	–	–
H_2O^-	0,81	0,06	0,10	0,20	0,06	0,04	–	–
H_2O^+	1,89	0,15	0,60	0,76	0,35	–	–	–
П.п.п.	1,14	0,01	0,02	0,15	0,03	0,29	–	–
Сумма	99,98	100,22	100,72	100,67	100,73	100,73	99,00	99,08

Таблица 19 (окончание)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Li	14	11	64	5,7	6,5	6,9	—	—
Rb	—	—	—	—	—	—	19	12
Cs	<2	<2	<2	<0,1	0,07	<0,3	—	—
Sr	190	220	370	200	430	240	250	257
Ba	220	550	380	400	560	100	400	—
B	9	9	9	14	24	16	—	—
Sc	31	48	29	12	6,7	1,4	—	—
Ga	20	20	20	30	20	20	—	—
La	15	13	18	18	14	7,1	—	—
Ce	27	25	37	31	24	11	—	—
Sm	3,0	3,8	4,2	3,0	2,2	0,73	—	—
Eu	1,0	1,1	1,2	1,4	0,79	0,66	—	—
Tb	0,40	0,81	0,64	0,41	0,33	0,11	—	—
Yb	1,4	3,4	2,3	0,96	0,61	0,28	—	—
Lu	0,25	0,62	0,30	0,13	0,075	0,065	—	—
Th	0,96	<0,5	<0,5	<0,4	<0,3	<0,2	—	—
U	<1	<1	<0,9	3,2	2,7	<0,7	—	—
Zr	30	30	40	300	60	50	—	—
Hf	1,9	3,3	2,2	17	4,4	2,7	—	—
Nb	4	10	8	15	3	5	—	—
Ta	0,10	0,48	0,47	0,11	0,022	0,056	—	—
F	2000	1000	500	430	240	170	—	—
Cu	56	76	45	22	11	13	—	—
Zn	90	210	130	80	30	30	—	—
Pb	20	14	13	13	20	32	—	—
V	140	160	110	86	19	26	60	80
Cr	260	47	45	62	18	23	15	20
Co	50	62	32	18	5	4	—	—
Ni	200	66	68	13	9	11	20	30

1–6 – Ульяновская скв. 663: 1 – амфиболсодержащий двупироксеновый кристаллический сланец (обр. 77/19, глубина 2120 м), 2 – меланократовый гранат-гиперстеновый плагиогнейс (обр. 84/1, гл. 2094 м), 3 – мезократовый гиперстеновый плагиогнейс (обр. 93/43, гл. 2066 м), 4 – лейкократовый гиперстеновый плагиогнейс (обр. 23/14, гл. 2361 м), 5 – лейкократовый гиперстенсодержащий плагиогнейс (обр. 65/10, гл. 2145 м), 6 – лейкократовый гиперстенсодержащий гнейс (обр. 83/28, гл. 2095 м); 7–8 – Туймазинская скв. 2000 по [13]: 7 – биотитовые плагиогнейсы (гл. 1820–2100 м, среднее из 6 анализов), 8 – гиперстеновые диорито-гнейсы (гл. 2950–4042 м, среднее из 41 анализа).

*Содержания петрогенных элементов даны в мас.%; элементов-примесей – в г/т; анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

Выявленная тенденция с учетом ритмичной перемежаемости описываемого ряда пород в разрезе свидетельствует о довольно однородном составе исходных пород и их дифференцированности. Для определения первичной природы этих пород использовалась петрохимическая диаграмма $K_2O - SiO_2 - CaO$ (см. рис. 27). Фигуративные точки исследуемых пород образуют на этой диаграмме отчетливый тренд, полностью соответствующий тренду магматической дифференциации от базальтов до риолитов.

Анализ выявленных трендов с помощью петрохимической диаграммы $SiO_2 - K_2O + Na_2O$ (рис. 34) позволяет отнести их к толеитовой серии.

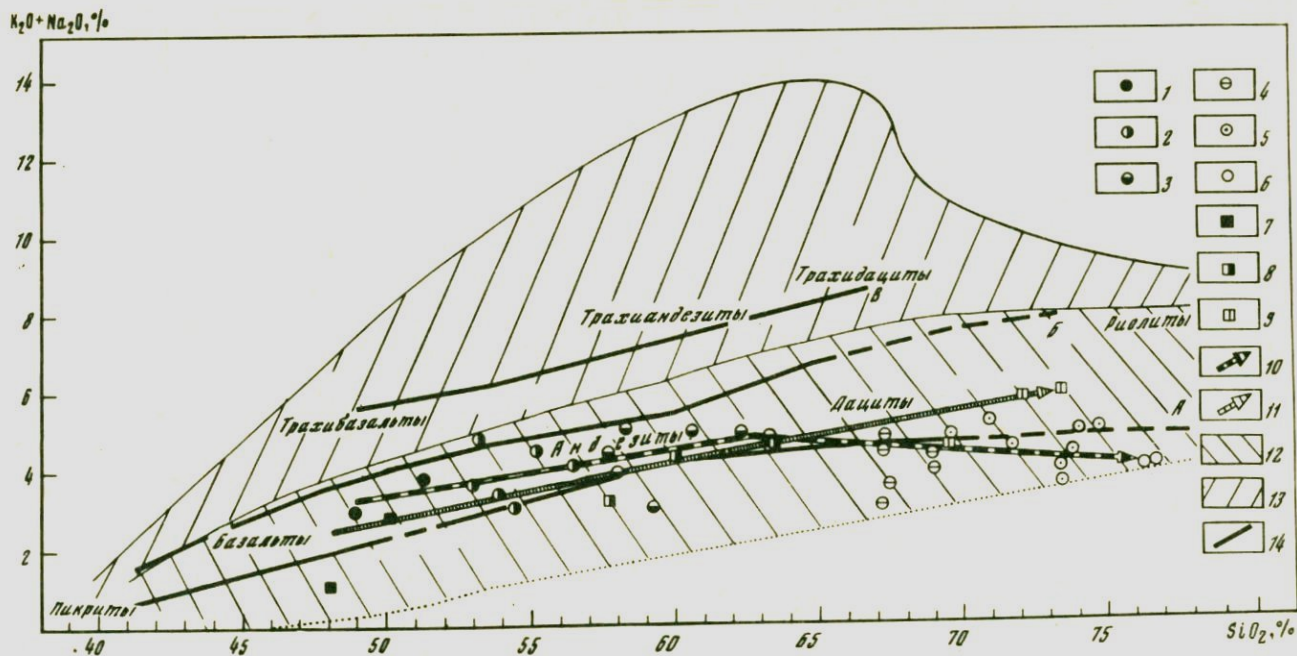


Рис. 34. Петрохимические типы метаморфических пород фундамента Татарского свода

1-6 - скв. 663: 1 - меланократовые двупироксеновые плагиогнейсы, 2 - меланократовые гиперстенные, в том числе двупироксеновые плагиогнейсы, 3 - гиперстенные плагиогнейсы, 4 - мезо-, лейкократовые гиперстенные плагиогнейсы, 5 - лейкократовые гиперстенные гнейсы, 6 - лейкократовые гиперстенсодержащие гнейсы; 7-9 - скв. 20000: 7 - меланократовые двупироксеновые плагиогнейсы и амфиболиты, 8 - мезократовые биотит-гиперстенные плагиогнейсы, 9 - мезократовые биотит-гиперстенные гнейсы; 10, 11 - петрохимические тренды магматической дифференциации: 10 - скв. 663, 11 - скв. 20000; 12, 13 - петрохимические поля магматических пород: 12 - щелочноземельных, 13 - известково-щелочных; 14 - вулканические серии островных дуг по [65]: А - толеитовая. Б - известково-щелочная, В - щелочная

При этом кислые дифференциаты из Ульяновской скв. 663 сохраняют низкокальциевую специфику, тогда как аналогичные по составу (но мигматизированные и метасоматически измененные) породы из Миннибаевской скв. 20000 характеризуются последовательным увеличением общей щелочности (привнос калия).

Таким образом, специфические особенности строения и состава метаморфического комплекса разреза Ульяновской скв. 663, а также низкие величины первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$ (0,7016 в гиперстеновых плагиогнейсах и 0,7063 в гиперстеновых и двупироксеновых основных кристаллических сланцах) указывают на близость исходных пород этого комплекса к первично-мантийным магматическим образованиям. Возраст гранулитового метаморфизма явно выше 3,0 млрд. лет, так как время наложенной биотитизации определен К-Аг методом в 2560–2877 млн. лет. При этом здесь, как и в случае метаморфических комплексов гранито-гнейсового слоя коры, отчетливо проявлены изохимический режим раннего гранулитового этапа метаморфизма и незначительное аутометасоматическое перераспределение калия в регрессивный амфиболитовый этап.

Туймазинская скважина 2000

Пробурена на юго-восточном погружении Татарского свода в Сергиевско-Абдулинском авлакогене и вскрыла кристаллический фундамент более чем на двухкилометровую глубину в интервале 1820–4042 м. По данным Д.В. Постникова, В.П. Трахтман и др., архейский разрез представлен здесь толщей биотитовых плагиогнейсов, насыщенной относительно более молодыми интрузиями габбро-диорит-гранодиоритов, в том числе гранитизированных (глубина 2100–2950 м) и окварцованных гипстеновых диоритов или плагиогранитов (глубина 2950–4100 м), а также дайками рифейских конга-диабазов (глубина 3300–3400 м). Принципиально иной интерпретации глубинного строения докембрийского фундамента по разрезу Туймазинской скв. 2000 придерживаются С.В. Богданова и Т.А. Лапинская. В 1970 г. в разрезе этой скважины ими были выделены фактически те же главные группы пород (сверху вниз): биотитовые плагиогнейсы (глубина 1820–2100 м); амфиболиты с плагиоклазитовыми ("лабродоритовыми") мигматитами (глубина 2100–2800 м); гиперстеновые и амфиболовые диориты с "анортозитовыми" мигматитами (глубина 2800–2950 м) и, наконец, мигматизированные кварцевые диориты, в том числе с гиперстеном (2950–4042 м). Однако биотитовые плагиогнейсы, выделявшиеся ранее в разрезе ниже глубины 2100 м, по данным детальных петрографических исследований были отнесены к гранитизированным и катаклазированным мигматитам по амфиболитам. Кроме того, на основании ряда допущений в отношении трактовки процессов мигматизации, гранитизации и динамометаморфизма метаморфических образований, вскрытых Туймазинской скв. 2000, последние были тогда же расчленены этими исследователями на две толщи: верх-

*Изотопные рубидий-стронциевые и калий-аргоновые определения выполнены в ИМГРЭ С.Н. Вороновским.

нию — биотитовых плагиогнейсов мощностью около 300 м и нижнюю — мигматизированных и гранитизированных амфиболитов и гиперстен-плагиоклазовых основных пород мощностью более 1700 м. Согласно петрографо-геохимическим реконструкциям, выполненным С.В. Богдановой [13], исходные аналоги этих образований представляли собой комагматичную вулкано-плутоническую ассоциацию, в которой лавовая фация (верхняя толща) имеет дацитовый состав, а интрузивная (расслоенные силлоподобные тела) — тоналитовый (см. табл. 19). Предполагается, что региональный гранулитовый метаморфизм протекал в режиме, близком к изохимическому, а наложенные процессы (биотитизация и микроклинизация, датируемые в 1,8–2,5 млрд. лет) обусловлены региональным привнесом калия в условиях амфиболитовой фации. С учетом геофизических данных и бурения новых скважин в этом районе архейский комплекс, вскрытый скв. 2000, был отнесен С.В. Богдановой к Туймазинскому габбро-норит-анортозитовому массиву, имеющему пластообразную форму и значительную (до 10 км) мощность, а наблюдаемая петрографическая неоднородность разреза объясняется сочетанием первичной расслоенности этого массива и наложенных на него разновозрастных метаморфических зональностей.

Охарактеризованные выше разрезы древнейших глубинных комплексов, как явствует из их краткого описания, имеют много общего в строении, составе, генезисе, характере и геохимическом режиме метаморфизма и ультраметаморфизма. Полученные данные в полной мере согласуются со следующими известными [4, 30, 34, 85, 94] закономерностями строения, состава и эволюции "серогнейсовых" комплексов:

а) резкое преобладание гранитов и гнейсов тоналит-трондьемитового состава в древнейших участках земной коры;

б) пространственно-временное ассоциирование серых гнейсов с подчиненными низкокалиевыми толеитовыми базальтами, наиболее ярко проявленное в характерной для архея тектонопаре зеленокаменный пояс — тоналитовые купола;

в) смена ареального магматизма на ранних этапах развития коры магматизмом линейного типа и уменьшение объемов коматитовой, черно-китовой, анортозитовой и плагиогранитной формаций;

г) последовательная смена низкокалиевых плагиогранитов все более калиевыми гранитоидами, а эффузивных пород толеитовой серии известково-щелочными от ранних к поздним этапам развития докембрийской коры.

Однако до сих пор так и не ясно, являются ли серогнейсовые и первично-коровые гранитоидные комплексы самыми древними геологическими образованиями на Земле, каковы состав и природа подстилающего их основания и на какую глубину современной континентальной коры эти комплексы распространены. Эти и подобные вопросы, безусловно, далеки от окончательного решения. Тем не менее в следующем разделе, опираясь на новые фактические данные о глубинном строении континентальной коры, полученные в СССР с помощью глубоких и сверхглубоких скважин, наметим некоторые пути решения поставленных вопросов.

СОСТАВ И РАЗВИТИЕ ПЕРВИЧНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Сравнительный анализ изложенных в предыдущих разделах петролого-геохимических данных по глубинным зонам гранито-гнейсового и гнейсо-гранулитового слоев позволяет наметить следующие закономерности изменения состава и генезиса пород при переходе от верхней к средней частям архейской коры: 1) супракрустальные комплексы имеют бимодальный состав (в среднем дацитовый и базальтовый), при этом доля основных пород последовательно уменьшается с глубиной от 25–50% в первом (0–15 км) слое до 5–10% во втором (15–30 км); 2) для преобладающих в разрезе эндербит-гнейсовых комплексов устанавливается изохимический режим раннего (догранитного) метаморфизма с частичным перераспределением калия и других элементов в последующие тектоно-метаморфические этапы. Для этих комплексов характерна смена с глубиной грубобитмичных гнейсовых толщ (вулканогенно-осадочного генезиса) с высоким первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,707–0,724) однородными эндербитовыми толщами магматического происхождения с низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,701), близкими к хондритовому уровню.

Статистические тренды изменения химического состава архейских эндербит-гнейсовых комплексов с глубиной (от поверхности до подошвы

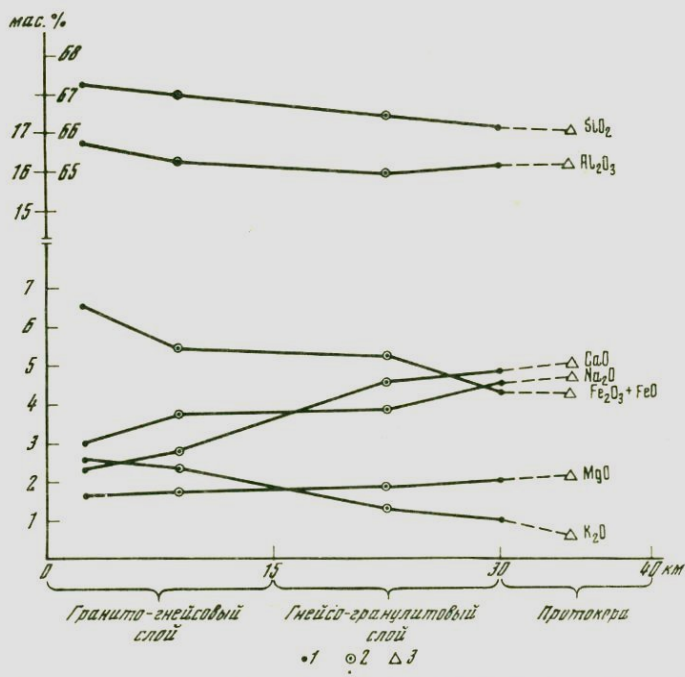


Рис. 35. Изменение химического состава эндербит-плагиогнейсовых комплексов по разрезу континентальной коры

1, 2 — средние составы метаморфических пород по данным глубоких и сверхглубоких скважин; 1 — разновозрастные комплексы, 2 — слои континентальной коры; 3 — экстраполированный состав протокоры

Таблица 20

Средние составы эндербит-плаггионейсовых комплексов архейского фундамента Восточно-Европейской платформы и расчетный состав континентальной протокоры

Компонент	Глубокие и сверхглубокие скважины				Континентальная протокора (расчетный состав)
	СГ-3	20000	2000	663	
SiO ₂	67,27	66,68	66,23	66,16	66,10
TiO ₂	0,43	0,59	0,51	0,58	0,50
Al ₂ O ₃	16,77	15,91	16,71	15,30	16,20
Fe ₂ O ₃	0,75	1,24	1,27	1,94	
FeO	3,33	5,28	2,90	4,60	4,50
MnO	0,04	0,07	0,07	0,06	0,08
MgO	1,68	1,79	1,88	2,10	2,20
CaO	2,35	3,12	4,32	4,91	5,10
Na ₂ O	4,73	3,02	4,47	3,19	4,70
K ₂ O	2,58	2,18	1,50	1,05	0,62
P ₂ O ₅	0,07	0,12	—	0,16	0,10
Li	21,7	16,0	—	14,0	10,0
Rb	81,2	48,0	15,0	3,0	2,0
Cs	2,5	2,5	—	0,7	0,5
Sr	180,6	180,0	255,0	200,0	220,0
Ba	426,4	400,0	400,0	260,0	150,0
B	7,8	13,0	—	17,0	25,0
Sc	5,6	7,0	—	4,0	3,0
Ga	28,0	20,0	—	20,0	15,0
La	24,9	—	—	13,0	10,0
Ce	46,3	—	—	21,0	15,0
Nd	15,2	—	—	—	8,0
Sm	2,5	—	—	2,2	2,0
Eu	0,8	—	—	0,8	0,8
Tb	0,3	—	—	0,3	0,3
Yb	0,7	—	—	1,0	1,5
Lu	0,1	—	—	0,1	0,1
Th	7,9	—	—	0,4	0,1
U	4,3	—	—	0,6	0,3
Zr	86,0	55,0	—	30,0	20,0
Hf	3,7	—	—	2,1	1,5
Nb	3,3	4,0	—	6,5	8,0
Ta	0,3	—	—	0,1	0,05
F	341,6	—	—	230,0	200,0
Cu	30,5	23,0	—	34,0	35,0
Zn	78,0	80,0	—	90,0	100,0
Pb	24,4	24,5	—	17,0	15,0
V	52,3	57,0	70,0	76,0	80,0
Cr	71,0	20,0	20,0	50,0	60,0
Co	8,9	10,0	—	17,0	20,0
Ni	29,1	20,0	30,0	25,0	30,0

Содержания петрогенных окислов даны в мас.%; элементов-примесей — в г/т, прочерк — содержания не определялись; анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

Таблица 21

Модель эволюции силикатного вещества хондритов
в процессе магматической дифференциации, мас.% (по [80])

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,9	52,6	65,8	68,6	70,1	44,4	43,4	46,0
TiO ₂	0,13	0,26	0,33	0,44	0,49	—	0,15	0,3
Al ₂ O ₃	3,2	6,3	7,9	10,6	11,7	—	3,3	6,6
FeO	16,4	24,8	6,0	4,6	5,1	7,9	19,4	29,1
MgO	29,7	8,4	10,5	3,2	1,5	41,7	29,3	9,2
CaO	2,3	4,7	5,8	7,8	5,8	1,2	2,8	5,7
Na ₂ O	1,3	2,5	3,2	4,2	4,7	—	1,4	2,9
K ₂ O	0,14	0,28	0,35	0,47	0,52	—	0,13	0,26
Fe/Mg	0,31	1,65	0,32	0,80	1,87	0,11	0,37	1,77
Mg/(Mg+Fe)	0,76	0,38	0,76	0,56	0,35	0,90	0,73	0,36
F ₁	0,836	0,418	0,334	0,250	0,225	0,527	0,530	0,265
F ₂	1,0	0,5	0,4	0,3	0,27	0,63	1,0	0,5

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	59,7	60,5	61,4	44,3	67,9	66,1	44,4	44,6
TiO ₂	0,39	0,52	0,61	—	0,52	0,50	—	0,13
Al ₂ O ₃	8,6	11,5	13,6	—	12,2	16,2	—	2,1
FeO	7,9	7,1	8,3	9,2	5,9	4,5	8,3	8,4
MgO	11,9	5,1	2,7	44,8	1,8	2,2	42,5	42,6
CaO	7,4	9,8	7,0	1,8	6,1	5,1	1,4	1,9
Na ₂ O	3,7	5,0	5,8	—	5,0	4,6	—	0,27
K ₂ O	0,34	0,45	0,53	—	0,52	0,62	—	0,06
Fe/Mg	0,37	0,78	1,72	0,11	1,83	1,15	0,11	0,11
Mg/(Mg+Fe)	0,73	0,56	0,37	0,90	0,39	0,47	0,90	0,90
F ₁	0,204	0,153	0,130	0,339	0,20	—	0,48	—
F ₂	0,385	0,289	0,246	0,639	0,26	—	0,63	—

1 — силикатная часть обыкновенных хондритов; 2–5 — модельные составы расплавов: 2 — после удаления 50 мас.% оливина (Ф₀ 92) из состава (1), 3 — после удаления 15,5 мас.% Fe (20% FeO) из состава (2), 4 — после удаления 25 мас.% магнетитового пироксена (Эн 85) из состава (3), 5 — после удаления 10 мас.% диоксида из состава (4); 6 — состав кумюлята (или рестита), который остается после удаления из состава (1) 7,8 мас.% Fe (10% FeO) и 27 мас.% расплава (5); 7 — силикатная часть углистых хондритов I типа; 8–11 — модельные составы расплава: 8 — после удаления 50 мас.% оливина (Ф₀ 90) из состава (7), 9 — после удаления 17,9 мас.% Fe (23% FeO) из состава (8), 10 — после удаления 25 мас.% магнетитового пироксена (Эн 85) из состава (9), 11 — после удаления 15 мас.% диоксида из состава (10); 12 — состав кумюлята (или рестита), который остается после удаления из состава (7) 8,9 мас.% Fe (11,5% FeO) и 24,6 мас.% расплава (11); 13 — модельный состав сиалической протокры, представляющей смесь расплавов (5) и (11) в пропорции 3:1; 14 — модельный состав сиалической протокры по геологическим данным (см. табл. 20); 15 — модельный состав верхней мантии, представляющей смесь кумюлятов (6) и реститов (12) в пропорции 3:1; 16 — средний состав мантийных лерцоцитов; F₁ — доля от исходного хондритового вещества, F₂ — доля от силикатной части хондритов.

Таблица 22

Схема эволюции континентальной коры древних платформ и рудообразование в раннем докембри

Эпохи развития	Катархейская 4,5–3,5 млрд. лет			Архейская 3,5–2,5 млрд. лет	
Глобальные процессы	Выплавление сиалической оболочки (протокора)	Метеоритная бомбардировка и (или) рифтинг протокры, сопровождающиеся мантийными излияниями	Реголитизация и переотложение протокры (при проявлении атмосферы и гидросферы – выветривание)	Ареальный стратозональный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций и гранитообразование	
Типы протоконтинентальной коры и их производные	I	Дацит-грандземитовая (70% от площади континентов)	Вулканогенно-осадочная толща	параплагногнейсы и гнейсы (эндербиты и чарнокиты) – 60%, ортоамфиболиты – 35% и метасульфидиты – 5%	Мантийные магматические формации
			Цоколь	тоналиты и плагиограниты	
	II	Андезит-базальтовая (20% площади континентов)	Вулканогенно-осадочная толща	параплагногнейсы и гнейсы (эндербиты и чарнокиты) – 45%, пара- и ортоамфиболиты – 50% и метасульфидиты – 5%	Терригенные и вулканогенно-терригенные формации
			Цоколь	гранодиориты, тоналиты и плагиограниты с включениями ортоамфиболитов	
	III	Базальтовая (10% площади континентов)	Вулканогенно-осадочная толща	двупироксеновые кристаллические парасланцы, пара- и ортоамфиболиты и метасульфидиты	Дациты цоколя
			Цоколь	двупироксеновые кристаллические парасланцы и ортоамфиболиты	

гнейсо-гранулитового слоя глубина 25–30 км) по данным глубоких и сверхглубоких скважин (табл. 20) выражены последовательным уменьшением содержаний SiO₂, Fe₂O₃ + FeO и K₂O на фоне роста MgO, CaO и Na₂O (рис. 35). Экстраполяция этих трендов в нижнюю часть коры до поверхности Мохо (глубина 35–40 км) позволила рассчитать первич-

Архейская 3,5–2,5 млрд. лет

Рудообразование		
Фаши метаморфизма	Магматические и метаморфические формации [31]	Месторождения [9]; [10]
B_4	Гарцбургитовая (?)	Сульфидные медно-никелевые руды (Кольский полуостров, Австралия)
$B_1 \pm B_2$	Амфиболитовая (фальбанды)	Кобальтсодержащие сульфидные руды (Норвегия)
	Друзитовая	—
$B_1 \pm B_2$	Эвлизит-кварцитовая	Кварц-гиперстен-магнетитовые руды (Кольский полуостров, Алдан)
	Железисто-гнейсовая	Марганцевые руды – кодуристы (Индия)
B_1	Кондалитовая (в том числе редкоземельные пегматиты)	Корунд-сапфировые руды, графитовые руды, TR (УКШ, Алдан, Индия)
	Карбонатно-гранулитовая	Флогопитовые руды (Алдан)
Тоналит-плагиигранитовая		—
Базит-гранулитовая		—

ный состав континентальной коры. Как следует из табл. 20 средний состав протокоры отвечает низкокалиевому дацит-грандьюмиту.

Следует, однако, иметь в виду, что этот состав характеризует не нижнюю часть современной коры, а протокору, существовавшую в начале архея или в доархейское время. Последующее частичное плавление про-

Таблица 22 (окончание)

Эпохи развития		Протерозойская 2,5–1,6 млрд. лет					
Глобальные процессы	Стабилизация архейской коры (в том числе выветривание) и активизация (в том числе рифтинг), сопровождающиеся формированием вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных толщ, их зональный метаморфизм и ультраметаморфизм			Рудообразование			
				Фации метаморфизма	Магматические и метаморфические формации [31]	Месторождения [9]; [10]	
Типы протоконтинентальной коры и их производные	I	Осадочно-вулканогенная толща	Мантийные магматические формации	$V_3 \pm V_4$	Габбро-верлитовая	Сульфидные медно-никелевые руды; (Кольский полуостров)	
					Перидотит-пироксенит-норитовая	То же	
					Габбро-анортозитовая и габбро-диабазовая	Ильменит-титаномагнетитовые руды (Кольский полуостров)	
	II	Осадочно-вулканогенная толща	Терригенные и вулканогенно-терригенные формации	V_4	Кварцито-черносланцевая (в том числе метаконгломераты)	Золото, уран, торий (Африка)	
					$V_4 \pm V_3 \pm C_3$	Железисто-метабазитовая (джеспилитовая)	Железистые кварциты (УКЦ, Карелия, КМА, Канада)
					$V_2 \pm V_3$	Андалузит-гнейсовая (в том числе редкометалльные пегматиты)	Силлиманитовые руды (Прибайкалье) Литий, рубидий, цезий, бериллий, тантал (Кольский полуостров)
					$C_3 \pm V_4$	Дистен-гнейсовая (в том числе слюдоносные пегматиты)	Кианитовые руды (Кольский полуостров) Мусковит (Алдан, Кольский полуостров)
	III	Осадочно-вулканогенная толща	Гранито-гнейсы фундамента		Палингенно-метасоматические граниты	—	
					Архейский фундамент		

токоры привело к удалению относительно легкоплавкой фракции и образованию реститов, которые отличаются более основным составом и повышенной плотностью. В разрезе современной коры этот материал отвечает высокоскоростному слою между поверхностью K_2 (~ 27 км) и границей Мохо (~ 40 км). В разных провинциях нижняя часть современ-

ной континентальной коры может отличаться по составу и строению, что отражает возможную латеральную неоднородность протокоры и особенности ее последующего преобразования, связанного с ранней метеоритной бомбардировкой, частичным плавлением и воздействием мантийных флюидов и магм.

Согласно модели В.С. Попова [80], формирование сиалической протокоры континентов могло быть связано с магматической дифференциацией протопланетного вещества на стадии обособления жидкого внешнего ядра Земли. Модель базируется на предположении, что в приповерхностной зоне Земли, состоящей из смеси обыкновенных и углистых хондритов (табл. 21, колонки 1 и 7), в то время существовали частично или полностью расплавленные области. Плавление захватывало как металлическую, так и силикатную части хондритового вещества и сопровождалось частичным восстановлением окисного железа вследствие реакции силикатного расплава с углеродом углистых хондритов. В табл. 21 приведен расчет схемы дифференциации силикатной части обыкновенных хондритов (колонка 1) и углистых хондритов (7), условно разделенной на серию последовательных стадий (соответственно колонки 2–5 и 8–11). Гравитационное отделение от хондритовой магмы железо-углеродистого и сульфидного расплава, а также магнезиальных силикатов в виде пироксен-оливинового рестита могло приводить к обособлению около 20 мас.% расплава тоналит-грандземитового состава (колонка 13). Согласно расчетам, силикатный рестит-кумулят должен иметь состав, близкий к составу современных мантийных лерцолитов (колонка 15). Образовавшийся кислый расплав затвердел в виде сиалической протокоры над ультраосновной мантией (поверхность Мохо). Справедливость модели В.С. Попова подтверждается хорошей сходимостью расчетного состава мантийного кумулята с составом реального мантийного лерцолита (колонки 15 и 16), а расчетного состава остаточного кислого расплава — с составом низкокаллевой дацит-грандземитовой протокоры, вычисленным по данным сверхглубокого бурения (колонки 13 и 14).

При этом еще раз следует подчеркнуть, что дацит-грандземитовым составом обладает не нижняя часть современной коры, а ее доархейский аналог, который по мере частичного выплавления из него вулканоплутонических ассоциаций в раннем и позднем архее уменьшался в объеме, приобретая состав, близкий к андезиту и даже андезитобазальту. Магматическая дифференциация первично-коровых расплавов, кроме того, способствовала последовательному накоплению калия и литофильных редких элементов в кислых членах вулканоплутонических комплексов, наращивающих преимущественно гнейсо-гранулитовый и частично гранито-гнейсовый слои современной континентальной коры (см. табл. 20). В позднем архее и протерозое гранито-гнейсовый слой испытал многократный рифтинг, приводящий к наращиванию коры главным образом за счет излияний мантийного базит-гипербазитового магматизма.

Таким образом, современные данные о строении и составе древних метаморфических комплексов и в первую очередь результаты глубокого и сверхглубокого бурения приводят к выводу, что протокора континентов была образована преимущественно сиалическими магматическими породами, близкими к низкокаллевому грандземит-тоналитам. Механизм

формирования сиалической протокры во многом остается не ясным, однако не следует исключать возможности возникновения ее в результате первого плавления хондритовой внешней оболочки Земли.

Неоднородное строение первичной коры континентов по латерали, преимущественно кислый ее состав и последующая трансформация в гнейсо-гранулитовый и гранито-гнейсовый слои современной земной коры – все это может служить основанием для металлогенического анализа раннего докембрия по предлагаемой схеме эволюции континентальной коры в докембрии (табл. 22). Согласно этой схеме, генезис и размещение различных типов месторождений в пределах древних платформ в первую очередь определяются исходным составом протокры, направленностью химической эволюции ее в гнейсо-гранулитовый и гранито-гнейсовый слои и, наконец, различной спецификой термодинамического и геохимического режимов метаморфизма при формировании верхней части континентальной коры в архее и протерозое.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И МОДЕЛЬ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА¹.

Фундаментальным параметром, характеризующим энергетическое состояние недр Земли, является плотность теплового потока (Q). Надежное определение величины Q принципиально, поскольку неоднородность поверхностного теплового потока несет в себе информацию как о тепловой неоднородности недр, так и о приповерхностных факторах, приводящих к перераспределению теплового потока. К таким факторам наряду со структурными особенностями глубинных разрезов относятся специфика гидрогеологических условий района исследования, неравномерность поверхностной теплогенерации пород, палеоклимат.

Принято говорить о величине Q , определенной с той или иной точностью в отдельной точке, при этом под точкой понимается конкретная скважина, глубина которой (на континентах) в среднем редко больше 2–3 км. Традиционно вычисляется средневзвешенное значение Q , определенное по стволу скважины, хотя также представляет интерес изменчивость величины Q и градиента температуры по глубине скважины.

Проходка Кольской сверхглубокой в кристаллических породах северо-восточной части Балтийского щита дала уникальную возможность комплексно исследовать теплофизические свойства глубинных пород, геотермический градиент, вертикальную составляющую плотности теплового потока, теплогенерацию пород в Печенгском рудном районе до глубины 10500 м (см. рис. 38). Керна, извлеченный из ствола Кольской скв. СГ-3, изучался петрографически, после чего определялись теплофизические свойства пород и содержания в них радиогенных изотопов U, Th и K (РЭ). Были проанализированы также данные о физическом состоянии горных пород в условиях их естественного залегания. Особое внимание уделялось положению в разрезе зон повышенной трещиноватости и водоносности, тесно связанных с флюидным режимом коры.

Объектом настоящего исследования является также древняя континентальная кора северо-восточной части Балтийского щита и ее теплофизическая модель. Особое внимание было уделено петрологической основе этой модели — вещественному составу пород, слагающих глубинный разрез древнего щита. На основании разработанной нами оригинальной модели строения, состава и эволюции глубинных зон докембрийской континентальной коры (см. главу II) предложен новый вариант модели теплогенерации

¹ В написании данной главы принял участие С.Ю. Милановский.

докембрийских щитов. Наряду с геотермическими исследованиями по разрезу Кольской скв. СГ-3 был проведен обширный комплекс геологических, гидрогеологических и геофизических исследований [47]. Эти исследования способствовали более объективной оценке глубинного теплового режима в пределах верхней трети докембрийской коры Балтийского щита, а также прогнозированию температуры на ее нижнюю часть.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Разработанная в СССР программа сверхглубокого бурения в качестве одного из своих направлений включает изучение геотермического режима в земной коре [46]. Сверхглубокие скважины позволяют исключить приповерхностные факторы, искажающие глубинный тепловой поток — движение подземных вод, палеоклимат и т.д. В то же время они дают возможность исследовать процессы переноса тепла, протекающие глубоко в земной коре.

Прогнозная температура до бурения Кольской сверхглубокой рассчитывалась на основе среднего температурного градиента для древних щитов, оцениваемого в $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Фактический график температур показывает, что в верхней части разреза (0–3000 м) они характеризуются близкими значениями, тогда как в средней и особенно нижней части разреза реальная температура в 1,2–1,7 раз выше прогнозной.

На рис. 36 показаны обобщенные геотермические данные по разрезу Кольской сверхглубокой.

Определение геотермического градиента до глубины 7200 м проводилось по термограмме, записанной после длительного (1,5 года) перерыва в бурении, когда старая буровая вышка была заменена на новую, более совершенную. В интервале от 7200 до 12 064 м температура измерялась в менее равновесных условиях — через 2–3 недели после остановки бурения и промывки ствола скважины. Согласно измеренной термограмме, в интервале 0–1300 м (метавулканиты пикрит-базальтового состава, mt) средний градиент составляет $1,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а в интервале 1300–2800 м (туфогенно-терригенные метаосадки, gd) — $1,2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Однако ниже 2800 м при переходе к толеитовым метавулканитам (zp) градиент резко увеличивается до $1,65^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и сохраняется в них до глубины 4200 м. В интервале 4200–4884 м градиент возрастает до $1,8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и коррелируется с зоной рассланцевания, охватывающей нижнюю часть толеитовых метаэффузивов (zp) и подстилающие метапесчаники (lz). Нижележащим породам в интервале 4884–5642 м (амфибол-плагиоклазовые сланцы, pr) соответствует еще более высокий градиент — $2,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В подстилающих песчано-карбонатных образованиях (5642–5717 м) (kw) градиент локально понижается до $1,75^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Однако ниже в пределах рассланцованных амфиболитов (ma) средний градиент до глубины 6400 м снова составляет $2,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а ниже вплоть до подошвы протерозойского осадочно-вулканоогенного комплекса (гл. 6842 м) значение среднего градиента повышается до $2,35^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Отмечаемые в интервале 6000–6842 м резкие вариации градиента от 1 до $3\text{--}4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ приурочены к зонам тектонических нарушений. В разрезе архейского комплекса (гл. 6842–12 064 м) градиент определялся по термограммам в периоды остановки бурения не более чем на

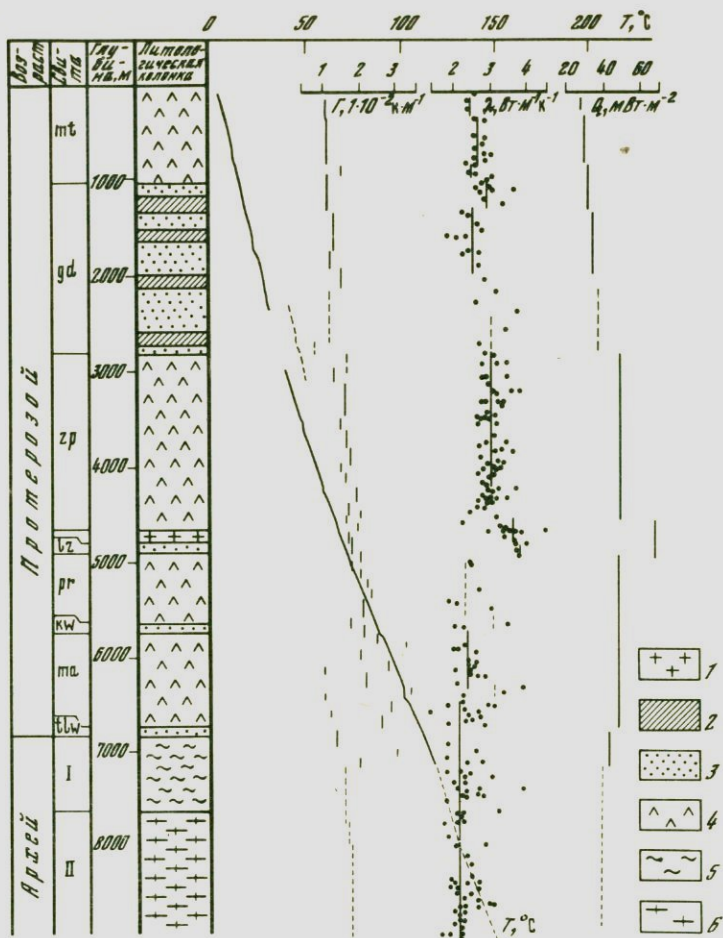


Рис. 36. Изменения геотермических характеристик по разрезу Кольской скв. СГ-3
 T , °C – температура, Γ – геотермический градиент, λ – коэффициент теплопроводности, Q – тепловой поток

1 – андезитодацитовые порфириды; 2 – габбро, габбро-верлиты; 3 – метасадочные породы; 4 – метавулканиты; 5 – двуслюдяные сланцы и плагиогнейсы с ВГМ; 6 – биотитовые плагиогнейсы с прослоями амфиболитов

1 мес, поэтому оценка его среднего значения является предварительной – 1,7–1,9° C/100 м.

Ранее проведенные геотермические исследования на докембрийских щитах свидетельствуют о низких значениях плотности теплового потока: от 21–25 до 28–38 мВт · м⁻² на Балтийском, Украинском и Канадском щитах до 60 мВт · м⁻² в некоторых местах Индостанского щита. В результате геотермических работ, проведенных в Печенгском районе до бурения Кольской скв. СГ-3, тепловой поток оценивался в 38 мВт · м⁻², а с поправкой на влияние ледника – в 42 мВт · м⁻². Глубинные геотермические исследования, выполненные позже, позволили уточнить величину плотности

Таблица 23

Распределение геотермических параметров
по разрезу Кольской сверхглубокой в интервале глубин 0–9456 м

Глубина, м	\bar{T}	$\bar{\lambda}$	\bar{Q}	\bar{Q}^{-1}
0–1200	1,10	2,70	29,70	–
1200–1600	1,25	2,95	36,90	–
1600–2000	1,20	3,10	37,20	–
2000–2805	1,20	3,35	40,20	39,00
2805–4500	1,65	3,00	49,50	–
4500–4900	1,80	3,75	67,50	–
4900–5642	2,10	2,55	53,50	50,30
5642–5717	1,75	3,25	56,00	–
5717–6400	2,10	2,55	53,55	49,20
6400–6800	2,35	2,50	58,70	51,70
6800–7200	2,00	2,22	44,40	–
7200–9456	1,70	2,40	45,60	–

(\bar{T}) – средний вертикальный градиент температуры, °C/100 м; $\bar{\lambda}$ – средняя теплопроводность пород, Вт · м⁻¹ · К⁻¹; \bar{Q} – средняя плотность теплового потока, мВт · м⁻²; \bar{Q}^{-1} – средняя плотность теплового потока с поправкой на *P-T* условия залегания пород в разрезе Кольской скв. СГ-3.

теплового потока в стволе Кольской сверхглубокой до глубины 9 км. Кратко остановимся на этих результатах.

Е.А.Любимова и др. [67] исследовали геотермический градиент, теплопроводность пород и вертикальную составляющую плотности теплового потока; средние значения этих параметров приведены в табл. 23. На рис. 36 показано изменение температурной кривой с глубиной; точками показаны значения теплопроводности пород, измеренные при нормальных условиях. Как видно из этих данных, рост геотермического градиента с глубиной сопровождается и ростом плотности вертикальной составляющей теплового потока. Возрастание этих параметров отмечается до глубины более 3 км, т.е. почти вдвое превышающей глубины изучения теплового потока на поверхности Печенгской структуры до бурения Кольской скв. СГ-3. Отсутствие прямых данных о глубинном, не искаженном приповерхностными эффектами тепловом потоке объясняет причину сравнительно низкой (~120°С вместо измеренных 200°С) оценки прогнозной температуры на глубине 10 км [66]. Следует отметить, что наблюдаемый рост градиента температуры с глубиной требует учета новых факторов, кроме тепловых эффектов эрозии и палеоледника. Породы четвертой вулканогенной толщи (матертинской свиты), имеющие выход на дневную поверхность, минимально метаморфизованы (пренит-пумпеллиитовая зона зеленосланцевой фации). Это указывает на слабую эродированность разреза печенгского комплекса, которая, по геологическим данным, не превышает 2,5–3,0 км. С учетом длительности эрозии, оцениваемой в сотни миллионов лет, поправка к геотермическому градиенту будет ничтожна.

Оценим поправку на оледенение. Согласно Е.А.Любимовой [66], приемем современную температуру поверхности за $T_0 = 0^\circ\text{C}$. Период последнего, Осташковского оледенения удален от настоящего момента на время $t_1 =$

$= 10^4$ лет, длительность ледникового периода $t_2 - t_1 = 1,1 \cdot 10^4$ лет. Температура поверхности на время оледенения считается равной T_1 . Тогда возмущение, которое должно накладываться на геотермический градиент на глубине z , равно [66]

$$\Delta\gamma = -T_1 \left[\frac{1}{\sqrt{\chi t_1}} \exp\left(-\frac{z}{2\sqrt{\chi t_1}}\right) - \frac{1}{\sqrt{\chi t_2}} \exp\left(-\frac{z}{2\sqrt{\chi t_2}}\right) \right]. \quad (1)$$

Средняя температуропроводность (χ) пород Печенгской структуры составляет $1,10 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ [3].

С помощью формулы (1) вычислим поправки к невозмущенному геотермическому градиенту за счет влияния ледникового периода для двух значений температур ($T_1 = -4^\circ\text{C}$ и $T_2 = -6^\circ\text{C}$). На глубине 200 м поправки составляют соответственно ($^\circ\text{C}$): 0,16 и 0,24, на 300 м — 0,135 и 0,20, на 500 м — 0,095 и 0,14, на 800 м — 0,05 и 0,07, на 1000 м — 0,006 и 0,01. Как видно из этих данных величина поправки к градиенту на влияние ледника быстро уменьшается с глубиной и достигает 3–5% на глубине 700–800 м при градиенте $1,1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. С учетом поправки на оледенение плотность теплового потока в интервале 0–1000 м в среднем может быть оценена $\sim 32 \text{ мВт} \cdot \text{м}^2$. Однако расчетный тепловой поток на глубине 1200 м составляет около $36,9 \text{ мВт} \cdot \text{м}^2$ (см. табл. 23). Как известно, существенное влияние на тепловые параметры оказывает трещиноватость горных пород. В этой связи рассмотрим влияние трещиноватости и гидрогеологических условий на геотермический режим глубинных зон коры.

В отношении тектонически спокойных участков континентальной коры традиционно считается, что трещины (в том числе микротрещины и поры) в породах закрываются под действием литостатического давления уже на первых километрах глубины. Однако новейшие исследования с применением данных по механике горных пород [71], а так же исследования в Кольской скв. СГ-3 [41] показывают, что открытая трещиноватость может быть развита и на более значительных глубинах. Свидетельством тому является наличие свободной гравитационной воды в толщах глубокометаморфизованных пород протерозоя и архея до глубин не менее 11 км (см. рис. 38). По данным [15] в разрезе скв. СГ-3 выделяются, по крайней мере, четыре зоны с различным генезисом трещиноватости и разными источниками формирования пластовых давлений: 0–0,8 км — зона экзогенного разуплотнения (приповерхностной экзогенной трещиноватости), 0,8–4,5 км — зона метаморфического уплотнения, 4,5–9,0 км — зона гидрогенного разуплотнения (см. главу IV) и 9,0–12,0 км — нижняя зона метаморфического уплотнения.

Возникновение приповерхностной зоны трещиноватости связано с постледниковым воздыманием Балтийского щита, приводящим к появлению избыточных напряжений в коре, которые, в свою очередь, порождают макро- и микротрещиноватость горных пород. Возникающая при этом в верхней части коры рассеянная трещиноватость благоприятна для нисходящей фильтрации подземных вод.

Оценим влияние фильтрации на геотермический режим зоны экзогенной трещиноватости. Пренебрегая в первом приближении влиянием теплогенерации для самой верхней части коры (от 0 до 4–5 км) и считая определяющим массоперенос со скоростью V_z , уравнение теплопроводности

имеет следующий вид:

$$\lambda \frac{d^2 T}{dz^2} - \rho C V_z \frac{dT}{dz} = 0, \quad (2)$$

где C — удельная теплоемкость воды, ρ — плотность воды, λ — теплопроводность среды, V_z — средняя скорость нисходящей фильтрации воды. Поскольку тепловой поток Q равен

$$Q = -\lambda \frac{dT}{dz}, \quad (3)$$

уравнение (2) будет иметь вид

$$\frac{d}{dz} \left(\lambda \frac{dT}{dz} \right) = \frac{\rho C V_z}{\lambda} \left(\lambda \frac{dT}{dz} \right) \quad (4)$$

или

$$\frac{dQ}{dz} = \frac{\rho C V_z}{\lambda} Q. \quad (5)$$

Разделяя переменные и интегрируя от z_1 до z_2 , получим

$$\ln Q_2 - \ln Q_1 = \frac{\rho C V_z}{\lambda} (z_2 - z_1), \quad (6)$$

где Q_1 и Q_2 — тепловые потоки на глубинах z_1 и z_2 . Отсюда скорость вертикальной фильтрации будет

$$V_z = \frac{\ln(Q_2/Q_1) \cdot \lambda}{\rho C (z_2 - z_1)}. \quad (7)$$

Подставляя в формулу (7) $\lambda = 2,7 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, $z_1 = 200 \text{ м}$, $z_2 = 1200 \text{ м}$, $Q_1 = 30 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, $Q_2 = 37 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, найдем среднюю скорость фильтрации $V_z \approx 0,43 \text{ см/год}$. Истинная скорость фильтрации будет: $V_{\text{ист}} = V_z/n$, где n — трещиноватость экзогенной зоны.

Полагая в формуле (6) $z_1 = 0$, оценим по величине поверхностного потока распределение температуры в зоне экзогенной трещиноватости.

Температура на глубине z в зоне фильтрации может быть найдена путем интегрирования выражения

$$\frac{dT}{dz} = \frac{Q_0}{\lambda} \exp\left(\frac{C\rho V_z}{\lambda} z\right). \quad (8)$$

Температура на глубине z_1 находится из выражения

$$T(z_1) - T_0 = \frac{Q_0}{C\rho V_z} \left[\exp\left(\frac{C\rho V_z}{\lambda} z_1\right) - 1 \right]. \quad (9)$$

Подстановка в выражение (9) $Q_0 = 30 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ и $\lambda = 2,7 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ при $T_0 = 0^\circ \text{С}$ показала, что в пределах погрешности расчетные температуры соответствуют измеренным в зоне экзогенной трещиноватости.

Согласно геотермическим данным, мощность зоны экзогенной трещиноватости оценивается в 1000–1200 м, т.е. несколько больше, чем по данным, полученным гидрогеологами. Глубже трещиноватость уменьшается. Тем не менее по данным гидрогеологического опробования ствола скв.

СГ-3 водопритоки фиксируются и на больших глубинах (см. рис. 38). По всех видимости, они связаны с прослоями метапесчаников, широко развитых в нижней части четвертой осадочной (ждановской) свиты. К сожалению, гидрогеологического опробования в интервале 2000–3000 м не проводилось. Однако по геотермическим данным в интервале 2000–2750 м намечается увеличение теплового потока от 37–38 мВт · м⁻² до 42–43 мВт · м⁻², а при переходе к заполяринской (третьей вулканогенной) свите поток возрастает до 48–50 мВт · м⁻².

Области фильтрации отмечены на термограмме резким снижением градиента. Возможна следующая модель. Фильтрация воды происходит по проницаемым толщам метапесчаников. Пренебрегая горизонтальным градиентом температуры, можно считать, что перенос тепла жидкостью осуществляется только по вертикали в пределах проницаемых зон. В этом случае оценка скорости вертикальной фильтрации получается по формуле (7). Наиболее отчетливо эффект фильтрации проявлен в основании ждановской свиты, где на протяжении 50–100 м интервала поток увеличивается с 42–43 мВт · м⁻² до 49–50 мВт · м⁻². Принимая среднюю теплопроводность водонасыщенных метапесчаников в этом интервале за 3,6–3,7 Вт · м⁻¹ · К⁻¹, найдем, что вертикальная скорость фильтрации составит $V_z \sim 4\text{--}8$ см/год. Поскольку средний угол падения слоев 45°, средняя скорость фильтрации воды по зоне составит от 5 до 10 см/год. Независимо скорость вертикальной фильтрации можно оценить по температурной аномалии в зоне 2750–2800 м. Аномалия температуры по сравнению с невозмущенным градиентом составляет 1°С. Если считать, что в кровле толщи вода находится при температуре T_1 , у ее подошвы $T_1 + 1^\circ\text{C}$, то приращение количества тепла, переносимого жидкостью, будет $\rho CV \Delta T$, где $\Delta T = 1^\circ\text{C}$. Приравняв его к разнице тепловых потоков на кровле и в подошве зоны, равной 7–8 мВт · м⁻², оценим среднюю скорость вертикальной фильтрации в пределах 5–6 см/год.

С другой стороны, предположим, что подземные воды, имея постоянный региональный уровень стока, движутся относительно трещиноватого массива со скоростью порядка скорости современных вертикальных движений коры (V_z). В таком случае оценка искажения теплового потока в стационарном приближении может быть получена из выражения [60]

$$\varphi = 1 \pm \frac{V_z C \rho \Delta z}{\lambda}, \quad (10)$$

где φ — определяет, насколько суммарный поток в зоне фильтрации (мощностью Δz и скоростью фильтрации $\pm V_z$) отличается от измеренного кондуктивного потока в среде с теплопроводностью пород λ . Согласно [92], скорость современных вертикальных движений земной коры в районе Кольской скв. СГ-3 составляет 0,4–0,5 см/год; аналогичная величина получена и для скорости вертикальной фильтрации воды по геотермическим данным [68]. Наблюдаемое увеличение теплового потока с глубиной в зоне экзогенной трещиноватости с учетом поправки на влияние оледенения составляет $\sim 15\%$, что позволяет оценить скорость фильтрации V_z по формуле (10) в те же 0,4 см/год. При кондуктивном среднем тепловом потоке

$\sim 35 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, измеренном в пределах Балтийского щита в скважинах, вскрывающих зоны экзогенной трещиноватости, полный тепловой поток с учетом охлаждения его за счет нисходящей фильтрации и в зависимости от величины V_z должен быть увеличен на 15–30%, т.е. до $\sim 40\text{--}45 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$. Введение климатической поправки увеличит тепловой поток еще на 2–5%. В результате величина расчетного теплового потока максимально приближается к величине глубинного теплового потока, измеренного в Кольской скв. СГ-3. Приведенные оценки носят приближенный характер, поскольку зоны трещиноватости не являются сплошными, а перемежаются в верхней части коры с зонами плотных (вязких) пород. Если же отмеченный эффект имеет более широкое распространение, то при определении величины потока в различных блоках Балтийского щита необходимо учитывать дифференцированный характер направления их движения: восходящие блоки являются областями питания, а нисходящие — разгрузки.

Наряду с плавным увеличением теплового потока с глубиной, связанным с региональным стоком и оледенением, следует отметить скачкообразное возрастание теплового потока в подошве четвертой осадочной толщи (ждановской свиты) на глубине 2805 м (см. табл. 23, рис. 36). Здесь это возрастание совпадает с проницаемой зоной метапесчаников в интервале 2750–2805 м и фиксируется на каротажных диаграммах КС и АК (см. рис. 3), а также по притокам минерализованных вод [15]. В качестве наиболее надежной величины плотности глубинного теплового потока примем значение $49 \pm 3 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$. Оно характеризует толщу массивных диабазов второй вулканогенной толщи (заполяринской свиты, гл. 2805–4500 м), и на этот интервал глубин не распространяется влияние рассмотренных выше приповерхностных эффектов. Кроме того, этот интервал находится выше зоны регионального дислокационного метаморфизма [22], для которой также характерно наличие открытой трещиноватости и циркуляции подземных вод, искажающих температурный ход по глубине [68, 73]. Наличие же трещин в массиве пород затрудняет точность определения в нем эффективной теплопроводности.

Для расчета теплового потока и прогноза температуры на глубину от збоя Кольской сверхглубокой до поверхности Мохо (гл. 12 064–40 000 м) было проведено сравнительное изучение измеренных значений теплопроводности и степени метаморфизма основных метавулканитов, вскрытых Кольской скв. СГ-3 в интервале 0–12 064 м: в разрезе протерозойского комплекса metabазиты составляют 70% от мощности комплекса, а в разрезе архейского фундамента — 30%. С этой целью были изучены изменения минерального состава и теплопроводности основных метавулканитов, развитых в различных зонах прогрессивного метаморфизма разреза Кольской сверхглубокой. Самая низкотемпературная зона (пренит-пумпеллиитовая, гл. 0–1400 м) характеризуется сохранением первично-магматических пироксена и плагиоклаза (до 40–60%) и развитием новообразованных актинолита, хлорита, клинодоизита и пренита. Средняя теплопроводность этих пород составляет $2,7 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ (см. рис. 36). Низко-среднетемпературная зона (зеленосланцевая фация, гл. 1400–4900 м) отличается полным замещением первично-магматических минералов актинолитом (до 45–50%), хлоритом, клинодоизитом, альбит-олигоклазом и т.п. Средняя теплопроводность пород этой зоны возрастает до $2,9 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$.

Средне-высокотемпературная зона (эпидот-амфиболитовая фация, гл. 4563–9000 м) характеризуется полной перекристаллизацией актинолита и хлорита в роговую обманку и биотит, а клиноцоизита, альбита и карбоната в олигоклаз-андезин. Замещение высокотеплопроводного актинолита ($3,9 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$) менее теплопроводной роговой обманкой ($2,5 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$) приводит к понижению общей теплопроводности пород этой зоны до $2,2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, в то же время расслаивание и катаклаз — к усилению ее анизотропии. В высокотемпературной зоне (амфиболитовой фации, гл. 9000–12 064 м) развиты амфиболиты, по минеральному составу близкие амфиболитам описанной выше зоны; незначительные различия между ними фиксируются более высокой железистостью роговой обманки и повышенной основностью плагиоклаза в амфиболитовой фации. Средняя теплопроводность амфиболитов из интервала 6000–12064 м составляет $2,26 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, а вмещающих их гнейсов — $2,21 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$.

С учетом долевого участия в разрезе Кольской сверхглубокой описанных выше метавулканитов и амфиболитов и переслаивающихся с ними соответственно метапесчаников и гнейсов измеренная средняя теплопроводность с глубиной уменьшается от $3,0 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ (гл. 0–4900 м) до $2,4 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ (гл. 4900–12 064 м). Для вертикального разреза прогрессивно метаморфизованных пород проводилось также сравнение измеренных значений теплопроводности λ [68] с расчетными оценками теплопроводности (λ_0), полученными по среднему минеральному составу пород из соответствующих зон метаморфизма (см. рис. 13). В низкотемпературных зонах (гл. 0–4500 м) значения измеренной и расчетной теплопроводности близки: $\lambda = 2,7 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, $\lambda_0 = 2,79 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, тогда как в средне- и высокотемпературных зонах (ниже 4500 м) расчетные значения соответственно выше измеренных: λ ($2,9 \rightarrow 2,2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$; $\lambda_0 = 3,35 \rightarrow 3,05 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$). Выявленное различие объясняется присутствием на этих глубинах метаморфических пород с повышенной пористостью и трещиноватостью (зона гидрогенно-химического разуплотнения, см. главу IV), что затрудняет кондуктивный перенос тепла и способствует снижению кондуктивной теплопроводности в глубинных частях коры.

При этом величина эффективной теплопроводности массива может отличаться от теплопроводности, измеренной по образцам зерна, за счет вклада конвективной составляющей в теплопереносе. Кроме того, образцы зерна, извлеченные из зон дислокационного метаморфизма, составляют лишь 10–20% от пройденной мощности разреза и, возможно, соответствуют его наиболее монолитной части. Поэтому их теплопроводность может оказывать недостаточно репрезентативной в этом интервале глубин.

В проведенных ранее геотермических исследованиях по разрезу Кольской скв. СГ-3 [68] лишь в общей форме отмечалась пониженная теплогенерация в протерозойских породах по сравнению с теплогенерацией архейских пород. В литературе, имеющейся по этому вопросу, содержания U, Th и K либо рассчитаны для отдельных групп пород [42], либо представлены интегральной кривой теплогенерации по глубине [3].

Детальное изучение распределения U, Th и K по всем типам пород и их разновидностям разреза Кольской сверхглубокой позволило нам не только оценить величину радиогенной теплогенерации до глубины 12 064 м, но и с учетом предполагаемого состава более глубоких слоев коры (см. главу II) рассчитать модель теплогенерации для коры Балтийского щита.

Согласно современным оценкам, от 40 до 60% поверхностного теплового потока на континентах обусловлено теплом распада радиоактивных U, Th и K в породах земной коры. Древние платформы в силу их стабилизированного тектонического режима принято относить к областям с фоновым мантийным потоком (и постулировать его постоянство [26]) по сравнению с областями повышенной эндогенной активности. Щиты древних платформ, так же как и платформенные области, обычно относятся к разряду областей, стабилизированных по эндогенному режиму. Последнее, в частности, дает повод геофизикам-геоэлектрикам считать разрез коры и верхней мантии Балтийского щита "холодным" и принимать его за нормальный (фоновый) геоэлектрический разрез континентальной коры. Наряду с этим имеются работы, в которых развиваются представления о возможном относительном разогреве литосферы под щитами по сравнению с платформенными областями благодаря наличию под древними щитами "аномальной" мантии [2].

Возникают вопросы: что же следует считать нормальным (или аномальным) мантийным тепловым потоком на древних щитах и какова величина этого потока? Как уже отмечалось, докембрийские щиты характеризуются в среднем довольно низкой плотностью теплового потока [114]. Возможно, что частично причина пониженных тепловых потоков на щитах связана со скоростью современных вертикальных движений земной коры [72]: Тем не менее имеющиеся отдельные измерения по Балтийскому и Индостанскому щитам указывают на повышенную плотность теплового потока (Q). Возрастание Q может быть обусловлено повышенной радиоактивностью приповерхностных пород; не исключена и эндогенная природа роста теплового потока.

Учет неравномерности поверхностной теплогенерации и оценка так называемого редуцированного теплового потока могут быть проведены на основе провинций теплового потока [117] с использованием соотношения

$$Q_0 = Q^x + A_0 b, \quad (11)$$

связывающего тепловой поток на поверхности (Q_0) с величиной поверхностной теплогенерации пород — A_0 . Здесь Q^x — редуцированный тепловой поток, поступающий из нижних частей коры; b — параметр, характеризующий мощность слоя коры, обогащенного источниками тепла. Например, на Украинском щите были выделены три области с постоянной величиной Q^x , но различными значениями b . Для Балтийского щита имеется аналогичный опыт построения зависимости (11), однако использование данных о плотности теплового потока и теплогенерации поверхностных пород вулканогенных структур (подобных Печенгской) для расчета коэффициента уравнения регрессии (11) представляется неправомерным. Связано это со спецификой теплогенерации зеленокаменных структур, которые, как известно [100], характеризуются инверсионным распределением источников тепла по глубине: преобладание основных пород в верхней части разреза и более кислых, а следовательно, и более радиоактивных [48], гранито-гнейсов — в нижней части разреза. При инверсионном законе для $A(z)$ линейная связь между поверхностным потоком и теплогенерацией может нарушаться, поскольку уровень Q в этом случае определяется теплогенера-

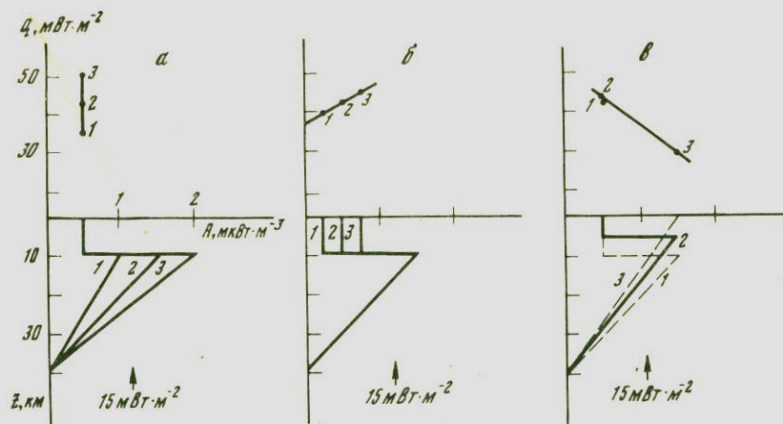


Рис. 37. Варианты зависимости поверхностного теплового потока (Q) от различных моделей теплогенерации (A) зеленокаменных структур (а, б) и от уровня их эрозии (в)

1, 2, 3 — условные относительные величины теплогенерации в породах подстилающего фундамента (а) и зеленокаменных структур (б, в)

цией гранито-гнейсов фундамента (рис. 37, а). В частном случае (рис. 37, б, в) возможна линейная связь, но ее интерпретация в терминах Q^x и b лишена прежнего смысла. На качественном уровне это показано на рис. 37, где приведены возможные модели (а, б, в) зависимости теплогенерации пород A от глубины (z) для модели зеленокаменных поясов. Вариации A , обусловленные составом фундамента, определяют величину Q_0 при неизменной A в зеленокаменной структуре. Изменения A в зеленокаменной структуре приводят к линейной зависимости Q от A , которая становится негативной с ростом эрозии.

До бурения Кольской сверхглубокой оценки теплогенерации коры северо-восточной части Балтийского щита базировались на измерениях теплового потока в скважинах глубиной до 1700 м, а также данных ГСЗ, согласно которым сейсмическая граница Конрада, разделяющая "гранитный" и "базальтовый" слои, была максимально приближена к дневной поверхности (предполагаемая глубина границы Конрада ожидалась на 7000 м). В теплогенерационных моделях, построенных по этим данным [101], вклад коры составлял 10–15 мВт·м⁻². С учетом же фактически установленного глубинного значения теплового потока (49 мВт·м⁻²) доля мантийного потока должна составлять 34–39 мВт·м⁻², что, однако, более характерно для молодых островных структур типа Камчатки, но маловероятно для древних стабилизированных областей Балтийского щита.

Исследования, проведенные в Печенгском рудном районе с помощью Кольской сверхглубокой, позволили оценить вклад коровой теплогенерации в тепловой поток в 26 мВт·м⁻² [42].

Полное пересечение Кольской скв. СГ-3 Печенгской структуры дало возможность детально изучить послойное распределение U , Th и K в разрезе, а также оценить интенсивность теплогенерации до глубины 12 064 м. Следует заметить, что в литературе уже имеются оценки средних содержаний U , Th , K и величины теплогенерации по разрезу Кольской скв. СГ-3, однако

они даны либо для протерозойской части разреза, либо только для главных типов пород архейской части [42], либо характеризуют среднюю тенденцию изменения теплогенерации по глубине [44].

В настоящей работе авторы поставили перед собой цель наряду с интегральными оценками содержания радиоактивных элементов (РЭ) и теплогенерации по свитам построить модель вертикального распределения РЭ и теплогенерации по всему разрезу Кольской сверхглубокой и дать прогнозную оценку на всю мощность континентальной коры. В основу модели были положены новые оригинальные данные о строении и составе глубинных зон докембрийской коры (см. главу II).

Рассмотрим верхнюю часть разреза от 0 до 12 км. Результаты детального геолого-петрофизического и минералого-геохимического изучения разрезов печенгского и архейского комплексов Кольской скв. СГ-3 (см. главы I и II) позволили расчленить эти комплексы на серию мелких (0,5–40 м) слоев, отличающихся вещественным составом, степенью метаморфизма и упруго-плотностными и фильтрационно-емкостными свойствами. Наблюдаемое в разрезе разнообразие петрографических и петрохимических типов пород было объединено в четыре группы: первая – метабазиты (метабазальты, метагаббро, плагиоклаз-роговообманковые сланцы и амфиболиты), вторая – метаосадочные (метапелиты, метапесчаники, двуслюдяные сланцы и плагиогнейсы с ВГМ), третья – биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы (метаэффузивы кислого и среднего состава), четвертая – жильные тела гранитоидов, пегматоидов и андезитодацитовых порфиритов.

В соответствии с принятой группировкой в пределах протерозойской части разреза Кольской скв. СГ-3 (гл. 0–6842 м) были выделены 125 слоев; в архейской части (гл. 6842–11 662 м) – 451 слой.

Для каждого слоя или двух-трех однотипных слоев было в среднем выполнено по 5–10 определений содержаний U, Th и K методом инструментального нейтронно-активационного анализа. Чувствительность метода $1 \cdot 10^{-4}\%$, а с предварительным радиохимическим отделением мешающих элементов – $0,1 \cdot 10^{-4}\%$ (аналитики С.М.Ляпунов, Б.М.Рабинович, Ю.П.Сотсков). Содержание калия определялось методом фотометрии пламени (Л.П.Бусахина, Л.П.Чижикова).

Мощные слои или мелкие слои близкого состава объединялись в интервалы (от 15 до 100 м), для каждого из которых рассчитывались средне-взвешенные (с учетом мощности каждого слоя) значения содержаний U, Th и K, а также величина средней теплогенерации по формуле [115]

$$A (\text{мкВт} \cdot \text{м}^{-3}) = 0,1325 \sigma (0,718 C_U + 0,193 C_{Th} + 0,262 C_K), \quad (12)$$

где C_U, C_{Th} – (U), (Th) $\times 10^{-4}\%$, C_K – (K), %; σ – плотность, $\text{г}/\text{см}^3$.

В результате было получено фактическое послышное распределение средних содержаний радиогенных элементов U, Th и K по всему разрезу печенгского комплекса и разбуренной части архейского фундамента и на их основе рассчитана величина радиогенной теплогенерации до глубины 11,6 км.

На рис. 38 (см. вкл.) показаны кривые распределения U, Th и K в интервале 0–11 662 м; графики изображены в полулогарифмическом масштабе, так как диапазон вариаций РЭ достигает в среднем двух порядков. Резко

контрастный тип распределения характерен для нижнепротерозойского печенгского комплекса (табл. 24): минимальные концентрации — в метаэффузивных толщах, а максимальные — в метаосадочных. Увеличение концентраций U, Th и K в метаэффузивах вниз по разрезу обусловлено исключительно изменением их исходного химического состава: пикрит-базальты → толеитовые базальты → андезитобазальты. В подстилающем архейском комплексе U, Th и K имеют более высокие содержания и менее контрастный тип распределения. Однако и здесь первично-осадочные породы (мусковит-биотитовые сланцы с андалузитом и силлиманитом) отличаются более высокими концентрациями по сравнению с переслаивающимися ортогнейсами и ортоамфиболитами. Более высокие содержания U, Th и K в архейских амфиболитах по сравнению с метабазами печенгского комплекса обусловлены аутометасоматическими изменениями, в частности перераспределением калия между биотитовыми плагиогнейсами и амфиболитами (см. главу II). Аномально высокие концентрации U, Th и K отмечаются в более поздних дайках дацитовых порфиров и комагматичных жилах субшелочных гранитов. Однако суммарная доля этих пород в разрезе Кольской скв. СГ-3 составляет всего 1,5%. В зонах прогрессивного метаморфизма, наложенного на эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую фации, наблюдаются резкие колебания отношения Th/U за счет активного перераспределения урана глубинными гидротермами.

Средняя теплогенерация пород нижнепротерозойского комплекса составляет $0,41 \cdot 10^{-6}$ Вт \cdot м⁻³, а архейского комплекса — $1,47 \cdot 10^{-6}$ Вт \cdot м⁻³. Вклад нижнепротерозойского комплекса в суммарный тепловой поток равен $2,8$ мВт \cdot м⁻², а архейского комплекса — $6,86$ мВт \cdot м⁻². Суммарный вклад коры до глубины 12 064 м оценивается в $9,7$ мВт \cdot м⁻².

Следует также отметить, что увеличение средних концентраций U и Th с глубиной коррелируется с распределением в разрезе SiO₂; содержания K при этом почти не меняются (рис. 39). Указанные изменения обусловлены, с одной стороны, резкой сменой вещественного состава пород с глубиной (преимущественно основные породы до гл. 6842 м и кислые — ниже гл. 6842 м), с другой — процессами миграции радиоактивных элементов при прогрессивном метаморфизме нижней части печенгского комплекса и синхронного повторного метаморфизма пород подстилающего архейского фундамента.

С точки зрения влияния прогрессивного метаморфизма на распределение РЭ в разрезе особый интерес представляет зона контакта нижней вулканогенной толщи (маярвинской свиты) печенгского комплекса с верхней гнейсово-сланцевой толщей архея; мощность промежуточной метаосадочной телевинской свиты незначительна и составляет 9 м. Амфиболиты маярвинской свиты отличаются низкой величиной среднего значения отношения Th/U, обусловленной более чем пятикратным превышением содержания в них U по сравнению с содержаниями U в метабазах самой верхней вулканогенной (матертинской) свиты (содержание Th при этом выросло только в 3 раза). Верхняя толща архея, наоборот, характеризуется максимально высоким средним значением отношения Th/U по сравнению с таковыми аналогичных по составу нечетных архейских толщ; это обусловлено более низким (в 2 раза) содержанием U в верхней толще архея при относительно постоянных концентрациях Th и K (см. табл. 24).

Таблица 24

Модель теплогенерации докембрийской коры северо-восточной части Балтийского щита по данным сверхглубокого бурения

Глубина, м	Возраст, (свита, толща)	Породы	U, г/т	Th, г/т	K, мас.%	Плотность, г/см ³	Теплогенерация, мкВт · м ⁻³
0–1059	PR ₁ (mt)	Пикрит-толеитовые метавулканыты	0,23	1,24	0,37	3,02	0,17
1059–2805	PR ₁ (gd)	Туфогенно-песчаниково-алевролитовые метаосадки	0,90	2,65	1,24	2,91	0,67
2805–4673	PR ₁ (zp)	Толеитовые метавулканыты	0,16	1,22	0,19	3,02	0,12
4673–4884	PR ₁ (lz)	Карбонато-песчанистые метаосадки	1,35	4,87	3,64	2,72	1,50
4884–5642	PR ₁ (pr)	Амфибол-плаггиоклазовые сланцы по трахиандезитобазальтам	0,39	3,10	1,12	2,90	0,38
5642–5717	PR ₁ (kw)	Тремолит-карбонатные сланцы, известняки, метапесчаники	0,35	4,49	1,73	2,79	0,50
5717–6823	PR ₁ (ma)	Амфиболиты по андезитобазальтам	1,26	3,69	1,18	2,89	0,67
6823–6842	PR ₁ (tlw)	Метагравелиты и метапесчаники	3,70	12,90	1,30	2,73	1,94
6842–7622	AR ₂ (I)	Мусковит-биотитовые сланцы и гнейсы с андалузитом и ставролитом	2,52	7,19	2,19	2,79	1,40
7622–9456	AR ₂ (II)	Бiotит-плаггиоклазовые гнейсы и амфиболиты	2,17	5,74	1,64	2,79	1,13
9456–9573	AR ₂ (III)	Мусковит-биотитовые гнейсы с гранатом и силлиманитом	5,15	10,67	2,18	2,80	2,36
9573–10144	AR ₂ (IV)	Бiotит-плаггиоклазовые гнейсы и амфиболиты	3,45	7,33	2,35	2,85	1,56
10144–10601	AR ₂ (V)	Мусковит-биотитовые гнейсы с гранатом и силлиманитом	5,26	8,66	2,11	2,81	2,23
10601–11416	AR ₂ (VI)	Бiotит-плаггиоклазовые гнейсы	4,09	4,70	1,79	2,74	1,60
11416–11662	AR ₂ (VII)	Бiotит-плаггиоклазовые гнейсы с гранатом и силлиманитом	4,70	6,91	1,71	2,80	2,12
12000–20000	AR ₁₋₂	Гранито-гнейсовый слой	2,18	5,17	1,80	2,85	1,10
20000–30000	AR ₁	Гнейсо-гранулитовый слой	1,00	3,50	1,50	2,85	0,60
30000–40000	AR ₀₋₁	Автохтонные реститы протокоры	0,23	0,60	0,50	2,90	0,15

Анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

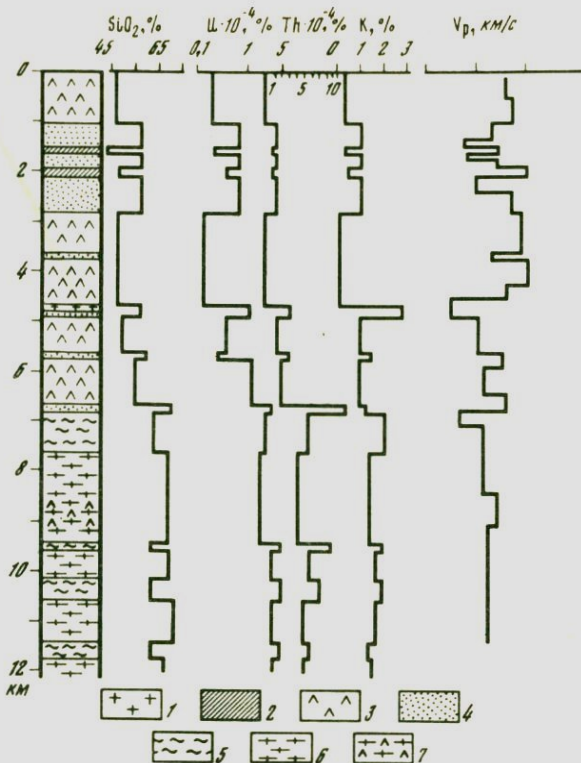


Рис. 39. Тренды изменения средних содержаний SiO_2 и радиогенных элементов по разрезу Кольской скв. СГ-3

1-4 – печенгский комплекс: 1 – андезитодацитовые порфириды, 2 – габбро, габбро-верлиты, 3 – основные метаэффузивы, 4 – метасадочные породы; 5-7 – архейский комплекс: 5 – двуслюдяные сланцы и плаггиогнейсы с ВГМ, 6 – лейкократовые биотитовые плаггиогнейсы и гнейсы; 7 – биотит-амфиболовые плаггиогнейсы и амфиболиты; V_p – изменение скорости продольных упругих волн по [47]

Выявленные аномалии содержаний РЭ в зоне контакта между печенгским и архейским комплексами могут быть объяснены процессом миграции U из двуслюдяных сланцев верхней толщи архея в вышележащие печенгские амфиболиты в период их совместного синрифтового метаморфизма.

На распределение РЭ существенное влияние оказывают также процессы грейзенизации и диафореза. В разрезе Кольской скв. СГ-3 они зафиксированы зонами рассланцевания и повышенной трещиноватости (главным образом ниже гл. 6000 м), к которым также приурочены и зоны водопритоков [15] (см. рис. 38).

Анализ распределения значений отношения Th/U в метабазитах протерозойского печенгского комплекса показывает, что наибольшая дисперсия величины этого отношения характерна для амфиболитов самой нижней маярвинской свиты. Последнее в данном случае связано с подвижностью U, который в условиях низких температур и свободной воды может менять валентность с 4 на 6, становясь при этом более подвижным (в рассматривае-

Таблица 25

Модели теплогенерации обобщенного разреза коры древних платформ, построенные с позиции различных методических приемов

Слой континентальной коры	V_p , км/с	Параметры тепловой модели	Петрологические			
			[110]	[109]	[91]	[111]
Супракрустальный (0–7 км)	6,0–6,6	U, г/т				
		Th, г/т				
		K, %				
		Th/U				
		A, мкВт · м ⁻³				
Гранито-гнейсовый (7–15 км)	6,0–6,3	U, г/т	3	2,0–2,4	2,0	2,51
		Th, г/т	20	9,6–12,0	8,5	11,25
		K, %	2,6	2,4	2,5	3,5
		Th/U	6,66	4–6	4,25	4,48
		A, мкВт · м ⁻³	2,52	1,59	1,35	1,41
Гнейсо-гранулитовый (15–30 км)	6,0–6,3	U, г/т	0,4	0,9	2,1	
		Th, г/т	2,0	6,0	7,3	
		K, %	2,0	1,5	2,4	
		Th/U	5	6,66	3,5	
		A, мкВт · м ⁻³	0,46	0,83	1,33	1,003
Протогора и ее автономные рестины (30–40 км)	6,8	U, г/т	0,1	0,1	0,8	
		Th, г/т	0,4	0,8	2,5	
		K, %	0,4	0,4	0,6	
		Th/U	4	8	3,1	
		A, мкВт · м ⁻³	0,08	0,13	0,46	0,55
М		Коровый тепловой поток, мВт · м ⁻²	–	24	–	31

мом случае отмечается преимущественный вынос U). Характерно, что область дислокационного метаморфизма с резкими вариациями отношения Th/U совпадает по глубине с резкими вариациями геотермического градиента (см. рис. 38) и, таким образом, может служить дополнительным аргументом существования слабой конвекции флюидов в трещиновато-пористых средах в условиях их естественного залегания [68, 73]. Согласно гидрогеологическим исследованиям [15], зоны водопритоков фиксируются также и в архейской части разреза Кольской скв. СГ-3, причем, как правило, они совпадают с зонами диафореза и/или грейзенизации; интенсивность последних (в усл. %) показана на рис. 38. Отсутствие равновесной термограммы для этих глубин пока не позволяет выявить заметные вариации градиента температуры ниже 7,2 км, однако активное перемещение флюидов следует ожидать в более глубоких зонах архейской коры.

Сопоставление величины теплового потока по разрезу Кольской сверхглубокой с рассмотренными выше (см. рис. 37) моделями теплогенерации

Петрологические				Петролого-геофизические		Геофизические	
[101]	[42]	данные авторов	среднее	[115]	[116]	[26]	[23]
1,21	1,1	0,85	1,05				
3,11	4	2,37	3,16				
0,75	1,3	0,82	0,95				
2,57	3,63	2,78	3				
0,59	0,75	0,41	0,58 ± 0,17	1,06–0,27	0,65–0,22	1,4–0,75	1,47–0,76
0,5	1,3–1,5	2,18	1,97				
2,8	4–6	5,17	9,29				
2,38	15–2	1,8	2,42				
5,6	3,07–4	2,37	4,43				
0,525	0,8–1,03	1,47	1,33 ± 0,38	1,06–0,46	0,65–0,34	1,4–1,04	1,47–0,96
0,4	0,8	1,0	0,93				
0,8	3	3,5	3,766				
0,3	0,7	1,5	1,8				
2	3,75	3,5	4				
0,193	0,52	0,6	0,7 ± 0,5	0,35–0,156	0,27–0,14	0,94–0,7	0,77–0,5
0,4	0,5	0,23–0,31	0,34				
0,8	2	0,6–1,6	1,24				
0,3	0,3	0,15–0,5	0,38				
2	4	2,6–5,16	4,12	0,12–0,07			
0,193	0,34	0,15–0,3	0,275 ± 0,17		0,115–	0,63–	0,41–0,27
					–0,075	–0,51	
11	26	25	–	14	10	34	30

A(z) позволяет сделать следующие выводы: 1) в разрезе печенгского комплекса тепловой поток мало зависит от радиогенных источников тепла; главными факторами, определяющими флуктуации потока, являются гидрогеологический, структурный и теплофизический; 2) в архейской части разреза рост теплогенерации приводит к снижению плотности теплового потока с глубиной в среднем ~на 5 мВт · м⁻².

МОДЕЛЬ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ

Проведенный анализ распределения РЭ в верхней части коры северо-востока Балтийского щита, а также данные петролого-геохимического изучения разрезов глубоких скважин, пробуренных в архейском фундаменте Русской плиты (см. рис. 23, а), позволили перейти к построению обобщенной модели теплогенерации древней коры.

В зависимости от способа построения существующие модели теплогене-

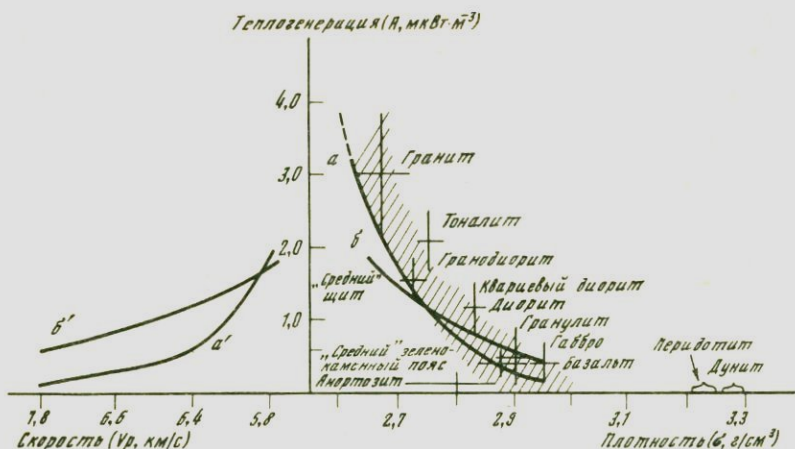


Рис. 40. Зависимость теплогенерации в горных породах от их плотности, состава и скорости продольных упругих волн

Заштрихованное поле — петрологические модели по [42, 91, 101, 109–111]; a, a' — петролого-геофизические модели по [115, 116]; $b, б'$ — геофизические модели по [23, 26]. Уравнение кривой a' : $A = \exp(16,5 - 2,74 V_p)$; b' : $A = 1,4 \exp(6 - V_p)$

рации можно подразделить на три основные группы: петрологические, петролого-геофизические и геофизические (табл. 25).

Наиболее популярны петрологические модели, основанные на исследовании распределения содержания радиогенных источников тепла в горных породах в зависимости от распространенности этих пород в разрезе земной коры. В основу петролого-геофизических моделей положены эмпирические соотношения между физическими параметрами пород: скоростью упругих волн и плотностью этих же пород, а также между плотностью упаковки молекул в минеральных ассоциациях и величиной теплогенерации в содержащих их горных породах. Указанные эмпирические зависимости с учетом известных геофизических моделей глубинного строения земной коры (скоростных или плотностных) позволяют осуществлять расчет моделей теплогенерации. Наконец, собственно геофизические модели базируются исключительно на моделях скоростных разрезов земной коры и данных о плотности поверхностного теплового потока исходя из предположения о постоянстве мантийного теплового потока в пределах докембрийской коры. В последнем случае петрологические модели вообще не принимаются во внимание.

Выполненное нами обобщение (см. табл. 25) позволило провести сравнительный анализ охарактеризованных выше моделей теплогенерации с усредненным скоростным разрезом земной коры древних платформ (см. рис. 23, в) и выявить имеющиеся между этими моделями несоответствия (рис. 40).

При построении оригинальной модели теплогенерации древних щитов в ее основу были положены петролого-геохимические данные, полученные нами при изучении глубинных зон архейской коры (см. главу II).

В результате детального изучения геохимии U, Th и K в верхнеархейских породах разрезов Кольской сверхглубокой и других скважин, вскрывших более эродированные горизонты нижнеархейской коры (см. рис. 23, а),

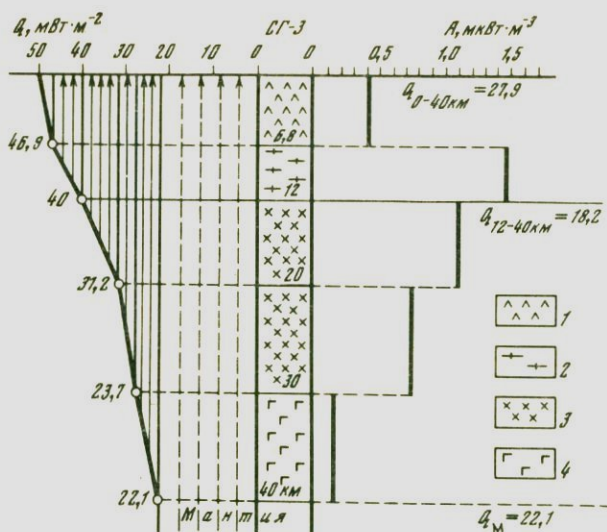


Рис. 41. Модель теплогенерации Печенгского рудного района (А) и оценки вклада различных слоев докембрийской коры в суммарный тепловой поток (Q)

1 – метаосадочно-вулканогенные породы протерозойского печенгского комплекса; 2 – биотитовые плагиогнейсы и гнейсы верхнеархейского комплекса; 3 – гранито-гнейсы и гнейсо-гранулиты нижнеархейского комплекса; 4 – протокора или ее автохтонные рестины

а также используя опубликованные данные по РЭ для древнейших пород Земли модель теплогенерации была рассчитана [54] для гранито-гнейсового (12–20 км) и гнейсо-гранулитового (20–30 км) слоев докембрийской коры и самого нижнего (30–40 км) автохтонного реститового слоя протокоры (см. табл. 24). Согласно этим данным, вклад коры в тепловой поток составляет 25 $\text{МВт} \cdot \text{м}^{-2}$, или 52% от суммарного потока, а вклад мантии – 22–24 $\text{МВт} \cdot \text{м}^{-2}$, или 48% от суммарного потока. Анализ предложенной модели (рис. 41) позволяет заключить, что величина теплогенерации определяется неоднородным вертикальным строением континентальной коры. В верхней части коры охарактеризованная выше инверсия теплогенерации связана с локальным развитием рифтогенных протерозойских осадочно-вулканогенных или архейских зеленокаменных поясов. Последовательное уменьшение теплогенерации с глубиной в архейском фундаменте может быть связано с трансформацией дацит-трондьемитовой протокоры в гранито-гнейсовый и гнейсово-гранулитовый слои (гл. 0–30 км) и как следствие образованием на глубине 30–40 км более основного реститового слоя.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГЛУБИННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ

Несмотря на достижения в науке по геологии и геофизике земной коры, многие вопросы строения и состава глубинных зон докембрийской континентальной коры до сих пор остаются предметом острых дискуссий. Связано это с тем, что единственными регистраторами глубинных неоднородностей являются геофизические методы, а геологическая интерпретация этих неоднородностей носит характер различных предположений. До сих пор нерешенными остаются такие важные проблемы, как установление природы глубинных сейсмических границ и связи физических свойств глубинных пород с их химическим составом и современным термодинамическим состоянием. В частности, многочисленные экспериментальные работы [5, 20, 102, 106] по изучению упругих свойств магматических и метаморфических пород при высоких давлениях и температуре показали, что определить состав глубинных пород только по значениям скорости упругих волн невозможно. Связано это с тем, что широкий разброс скоростных характеристик в химически однотипных породах, по общепринятому мнению, определяется влиянием разнообразных геологических процессов, ведущих либо к уплотнению (литостатические нагрузки, гранулитовый метаморфизм, тектоническое сжатие, метасоматическое окварцевание и т.д.), либо, наоборот, к разуплотнению исходных пород (тектоническая декомпрессия, регрессивный метаморфизм, метасоматическое выщелачивание и т.п.). Вместе с тем среди геологов всего мира широко утвердилось мнение, что с ростом глубины залегания пород их проницаемость и коллекторские свойства постепенно уменьшаются и на глубине свыше 6—8 км хрупкие деформации сменяются пластическими. Вскрытие коллекторских толщ или гидротермальных систем ниже этой границы считалось практически нереальным, а возможность появления здесь зон относительно повышенной проницаемости связывалась лишь с вакансионно-дислокационным механизмом.

Поэтому при геологической интерпретации профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) исследователи, как правило, опираются на модели последовательного увеличения плотности с глубиной. Отмечаемые при этом в сейсмических разрезах коры зоны пониженных скоростей до глубины 6—8 км обычно связывают с диафорезом или гранитизацией, а ниже чем 6—8 км — с существенным изменением химического состава. Для этого привлекаются различные петрологические модели, постулирующие расслоение континентальной коры на так называемые гранитный и базальтовый или диоритовый слои. Бурение глубоких и сверхглубоких

скважин в кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы (см. рис. 22) позволило впервые получить прямую информацию о вещественном составе и физическом состоянии метаморфических толщ, слагающих Балтийский щит до глубины 12 064 м (Кольская скв. СГ-3) и погребенный кристаллический фундамент Татарского свода до глубины 5099 м (Миннибаевская глубокая скв. 20000).

Авторами настоящей работы выполнено комплексное исследование керна, включающее массовые петрографические, химические, изотопные и петрофизические определения, в том числе эксперименты в условиях высоких давлений и температур. Кроме того, были использованы данные, полученные гидрогеологами [15] путем систематического оперативного слежения за составом бурового раствора по ходу бурения глубоких и сверхглубоких скважин. Применение этого метода позволило выявить на разных этапах докембрийской коры зоны водопритоков, оценить проницаемость этих зон, а также провести гидрохимическое и изотопное изучение глубинных подземных вод.

Прежде чем перейти к изложению нового фактического материала, кратко напомним историю представлений о геологической природе сейсмической границы Конрада (К). Впервые эта граница была предложена Г. Джеффрисом для расчленения континентальной коры на "гранитный" и "базальтовый" слои. В основу своих рассуждений Г. Джеффрис положил факт выявленной Дж. Конрадом промежуточной сейсмической границы в земной коре со скоростью продольных волн, близкой для базальтов ($V_p = 6,4$ км/с), а для объяснения этого факта привлек петрологическую гипотезу Р. Дэли о гранито-базальтовом расщелении коры (сиаль и сима) при ее формировании (рис. 42, а).

В 50–60-х годах, особенно после широкого внедрения метода ГСЗ, границу Конрада стали фиксировать повсеместно, однако в разных регионах ее выделяли на разных глубинах (от 7 до 20 км), приписывая "базальтовому" слою скорости V_p от 6,4 до 6,8 км/с. Итогом этого этапа явилась многослойная модель коры, верхние слои которой (до 20 км) по привычке объединялись в "гранитный", а нижние – в "базальтовый" слои (рис. 42, б).

В 70–80-х годах глубинные сейсмические профили стали строиться с помощью отраженных волн в виде изолиний равных скоростей. Корреляция этих профилей подтвердила глобальное распространение только границы K_0 (поверхность фундамента) и границы М (поверхность Мохо); остальные сейсмические границы (K_1 , K_2 и т.п.) носят исключительно региональный характер. Кроме того, на разных уровнях глубинного разреза континентальной коры отчетливо выделяются области с пониженной скоростью. В частности, согласно сейсмической модели Н.И. Павленковой [88, 112], в разрезе фундамента Восточно-Европейской платформы региональная граница K_1 ($V_p = 6,4–6,5$ км/с) фиксируется на глубине 10–15 км и является наиболее устойчивой областью образования поперечных (обменных) волн; выше границы K_1 выделяется верхний этаж с вертикально-слоистой структурой, ниже границы K_1 – этаж с наклонными сейсмическими площадками и участками пониженных значений скорости V_p . Граница K_2 ($V_p = 6,9$ км/с) развита на глубинах 25–30 км, под ней расположен нижний этаж коры, отличающийся большим вертикальным градиентом скорости и относительно выдержанной мощностью (рис. 42, в).

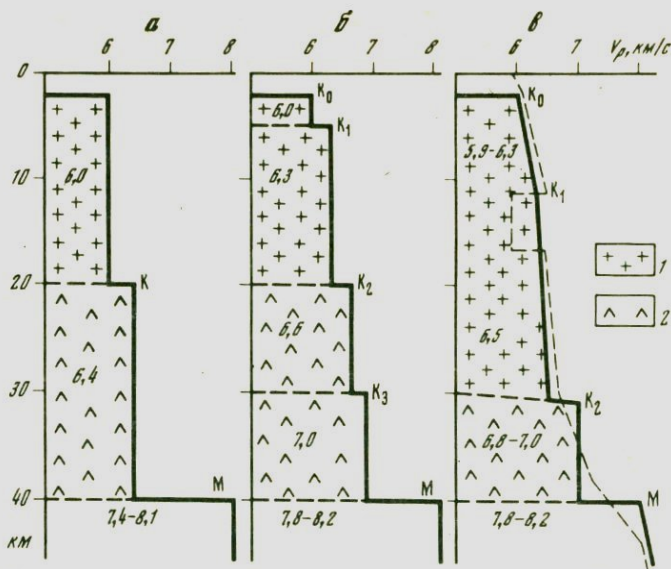


Рис. 42. Сейсмические модели глубинного строения континентальной коры
 а — двухслойная; б — многослойная; в — глубинного строения Восточно-Европейской платформы по [88, 112]
 1 — "гранитный" слой, 2 — "базальтовый" слой

Локальные зоны пониженных скоростей упругих волн являются достаточно обычными в континентальной коре. Они фиксируются в интервале глубин от 5 до 20 км. В частности, в северо-восточной части Балтийского щита зоны пониженных скоростей V_p зарегистрированы практически под всеми протерозойскими структурами [21], а в глубоко погруженном кристаллическом фундаменте Татарского свода — на глубине 2–3 км от его кровли [74]. Зоны пониженных скоростей фиксируются и под зеленокаменными структурами Канадского щита, где совпадают по глубине с зонами повышенной электропроводимости [107, 119]. Требуется своего объяснения и региональная зона пониженных скоростей, выявленная еще в 1966 году С. Мюллером и М. Ландисманом в верхней части коры. По данным этих авторов на глубине около 6 км скорость V_p резко падает от 5,9 до 5,5 км/с и прослеживается до глубины 10 км, где возрастает скачком до 6,1 км/с (так называемая граница Форша), превышая начальную скорость на 0,3 км/с. Причину понижения скорости V_p С. Мюллер и М. Ландисман объясняют сильной крутизной геотермического градиента, компенсирующего действие литостатического давления на этих глубинах, а сейсмическую границу Форша интерпретируют как границу между гнигами и диоритами. Имеются и другие объяснения природы зон инверсии скорости в верхней части коры, например, изменением химического состава пород (в том числе гранитизацией) или фазовыми переходами под действием высоких температур. Еще более неопределенными являются представления о геологической природе сейсмических границ в нижней части континентальной коры. Характерные для этой части коры повышенные (6,5–7,2 км/с) скорости продольных упругих волн соответствуют

такowym в базальтах, долеритах и габбро, однако согласно общеизвестным экспериментальным данным А. Рингвуда, если нижняя кора является относительно "сухой" и приближается к состоянию химического равновесия, то она не может иметь основной состав; лучше всего физическим свойствам нижней коры в условиях гранулит-экологитовой фации (при низком парциальном давлении воды) соответствуют кварцевые диориты.

Полученные фактические данные о вещественном составе и физическом состоянии глубинных докембрийских пород из разрезов Кольской сверхглубокой и других скважин позволяют дать новое геологическое объяснение причин образования зон пониженных скоростей в верхних частях коры и обсудить вероятную природу нижней коровой границы K_2 .

ЯВЛЕНИЕ ГЛУБИННОГО РАЗУПЛОТНЕНИЯ И ЕГО СЛЕДСТВИЯ

Кольская сверхглубокая скважина пробурена в северо-восточной части Печенгской структуры, через которую в 1958–1962 гг. проходил региональный профиль глубинного сейсмического зондирования. Согласно сейсмическим данным [64], граница Мохо здесь располагается на глубине 40 км. В нижней части коры (на глубине около 27 км) сейсмическая граница K_2 имеет преимущественно горизонтальную ориентировку, а в верхней (граница K_1) – горизонтальную в сочетании с наклонными (рис. 43, а). При составлении проектного геологического разреза Кольской сверхглубокой до 15 000 м предполагалось, что сочетание наклонных и горизонтальных сейсмических площадок на глубине 4500 м фиксирует подошву печенгского вулканического комплекса, а расположенная ниже (4500–8000 м) область относительно пониженных скоростей отвечает "гранитному" слою. В интервале 7500–8500 м предполагалось вскрыть сейсмическую поверхность Конрада и на протяжении почти 7000 м проникнуть внутрь "базальтового" слоя (рис. 43, б).

Фактический разрез Кольской сверхглубокой отличается от проектного, особенно в нижней его части (рис. 43, в). Видимая мощность печенгского комплекса оказалась равной 6842 м, при этом нижняя его часть (первая и вторая осадочно-вулканогенные толщи) оказалась на месте ожидаемого "гранитного" слоя. На глубине 4600–4800 м между метапикрит-базальтовой и метаандезитобазальтовой толщами была пересечена согласная тектоническая зона, которая по сейсмическим данным ошибочно принималась за подошву печенгского комплекса. Петрофизические исследования керна из предполагаемого "гранитного" слоя (гл. 4500–7500 м) показали, что уменьшение скорости продольных упругих волн (от 6,5–7,0 до 6,3–5,3 км/с) вызвано увеличением пористости преобладающих здесь основных пород (от 0,5–1,0 до 2–3%) и ростом количества открытых трещин (от 0,01–0,04 до 0,25–0,7 м/м). Объемная масса пород [41, 47] при этом уменьшилась в среднем на $0,1–0,12 \cdot 10^3$ кг/м³. В интервале 6842–12 064 м вместо предполагаемого "базальтового" слоя Кольская сверхглубокая пересекла архейский комплекс, состоящий из многократно чередующихся между собой биотитовых плагиогнейсов и мусковит-биотитовых сланцев. По данным акустического каротажа, архейский разрез характеризуется невысокими значениями скорости продольных упругих волн – 5,0–6,0 км/с (см. рис. 3).



Рис. 43. Геолого-геофизические разрезы района заложения Кольской скв. СГ-3
 а – сейсмический разрез по [64]; б, в – геологические разрезы: б – прогнозный, в – фактический
 1 – отражающие площадки и сейсмические границы; 2 – метаосадочные породы; 3 – вулканогенные породы протерозойского комплекса; 4 – плагиогнейсы и гнейсы архейского комплекса; 5 – "гранитный" слой; 6 – "базальтовый" слой

Появление зоны разуплотнения на глубине ниже 4500 м объясняется по-разному. Одни исследователи [43] связывают ее с перераспределением напряжений в массиве в процессе восходящих движений территории, приводящих к чередованию в глубинном его разрезе разгруженных и перегруженных зон. В частности, этими исследователями было вычислено, что при разгрузке в 40 МПа объем пород увеличивается на 0,08%. Однако предложенный механизм не может объяснить причину образования зон разуплотнения, так как не согласуется со следующими фактическими данными.

1. Как будет показано ниже, общий объем глубинных пород увеличился более чем на 1%, что требует величины разгрузки не менее 500 МПа, т.е. значительно превышающей величину исходного напряжения на этих глубинах.

2. Объем пор, согласно экспериментальным данным Г. Холла, при изменении давления на 40 МПа может увеличиться примерно в 1,02 раза. Фактическая пористость в зоне разуплотнения Кольской скв. СГ-3 увеличилась в 2–3 раза.

3. Предложенный механизм [43] не может объяснить, почему зоны разуплотнения фиксируются на Балтийском щите только под протерозойскими структурами [21].

4. С рассмагриваемых позиций нельзя также объяснить, почему зона разуплотнения в разрезе Кольской скв. СГ-3 совпадает с резкой границей между зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фациями регионального метаморфизма.

Авторы второй концепции [41, 47] связывают образование зоны разуплотнения с явлениями дислокационного метаморфизма. Такой механизм в целом лучше, чем предыдущий, согласуется с рядом фактических данных, однако и он в полной мере не может объяснить всю сложную совокупность явлений, сопровождающих образование разуплотненных пород в интервале ниже 4,5 км. В первую очередь обращает на себя внимание то, что дислокации приурочены к зоне контакта зеленосланцевой и прогрессивной эпидот-амфиболовой фаций. Остается неясным, какой из факторов (локальные дислокации или региональный метаморфизм) в данном случае является первичным, а какой – вторичным. Как известно [12], для реализации сдвига в монолитном массиве пород надо приложить такую нагрузку, чтобы породы в субгоризонтальной плоскости сдвига могли разрушиться во всем сдвигаемом объеме. Поэтому только при наличии флюида, развитого между блоками, может произойти сдвиг, который будет сопровождаться, в частности, дислокациями. При этом необходимо, чтобы давление флюида было равно или несколько больше нагрузки. Следовательно, прогрессивный метаморфизм с образованием избыточного флюида является первичным, а дислокационный механизм – вторичным. Труднообъяснимыми с предлагаемых позиций являются появление и длительное сохранение пористости пород ниже глубины 4,5 км. Возникающие пустоты могут сохраняться только при условии заполнения их флюидом, так как, согласно расчетам [113], "пустые" породы и трещины на глубинах более 4–5 км закрываются из-за недостаточной механической прочности пород.

Таким образом, завершая критический обзор, следует заключить, что как первый, так и второй механизмы не могут вполне корректно объяснить природу наблюдаемых глубинных неоднородностей.

Комплексное изучение крупного блока земной коры в районе заложения Кольской скв. СГ-3 (площадью около 2500 км² до глубины 12 км) позволило нам [52, 108] выявить ряд принципиально новых явлений, вызванных взаимодействием развивающейся протерозойской рифтогенной структуры с погруженным архейским фундаментом.

Как было показано выше (см. главы I, II), в разрезе печенгского комплекса отчетливо фиксируется усиление степени метаморфизма с глубиной: 0–1400 м – прениг-пумпеллиновая зона, 1400–4563 м – фация зеленых сланцев, 4563–9000 м – эпидот-амфиболовая и ниже 9000 м – амфиболовая. В геологической истории развития Печенгского рифтогенного пояса мы выделяем следующие этапы (см. рис. 11): а) заложение внутриконтинентальной депрессии на консолидированном архейском фундаменте (более 2,3 млрд. лет назад); б) первая активизация фундамента, сопровождаемая андезитобазальтовым вулканизмом и формированием мелководных морских бассейнов (2,2–2,1 млрд. лет назад); в) вторая активизация фундамента, сопровождаемая пикрит-базальтовым вулканизмом и накоплением мощных туфогенно-герригенных отложений (1,9–1,8 млрд. лет назад); г) взбросово-надвиговые перемещения (1,8–1,6 млрд. лет назад).

Последовательное развитие нижнепротерозойской рифтогенной структу-

ры привело сначала к перекрытию и полной изоляции погруженных блоков фундамента продуктами андезитобазальтового вулканизма, а после перерыва к перекрытию и полной изоляции указанных выше андезитобазальтовых эффузивов покровами пикрит-базальтов. В результате описываемый участок земной коры испытал три одновременных этапа метаморфизма: дорифтовый (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая в породах архейского фундамента) и синрифтовый — ранний и поздний. Ранний синрифтовый метаморфизм привел к температурному изменению погруженного архейского фундамента и нижнепротерозойских андезитобазальтов, а поздний синрифтовый охватил весь печенгский разрез, сформировав ныне наблюдаемую полихронную метаморфическую зональность от зеленосланцевой фации в верхней части разреза (0–4,5 км) до эпидот-амфиболитовой в средней части (4,5–9,0 км) и амфиболитовой в нижней части разреза (9,0–12,0 км). Отличительной чертой синрифтового метаморфизма является протекание этого процесса в условиях закрытой системы вследствие погружения толщи протерозойских андезитобазальтов в архейский фундамент и перекрытия их мощными (около 2,0 км) покровами пикритов и базальтов. Повышение температуры в закрытой системе привело к увеличению флюидного давления по принципу автоклавного эффекта и обусловило протекание реакций дегидратации высоководных минералов (актинолита, хлорита и т.п.) в исходных зеленосланцевых породах с выделением свободной воды [15, 17, 108].

Анализ распределения химически связанной воды (H_2O^+) по разрезу описываемой структуры показал, что в зоне разуплотнения оно уменьшилось от 4,0 до 2,1 мас. %, т.е. в свободное состояние перешло 1,9 мас. %. Учитывая удельный объем H_2O , составляющий $1,2 \cdot 10^{-3}$ м³/кг при P - T условиях эпидот-амфиболитовой фации (500°C и 500–600 МПа), и среднюю объемную плотность зеленосланцевых пород ($2,9 \cdot 10^3$ кг/м³), выделившаяся свободная вода, согласно расчету ($1,9 \cdot 2,9 \cdot 10^3 \cdot 1,2 \cdot 10^{-3}$), должна занять объем 6,6% от объема исходных пород. При этом объем минеральной ассоциации эпидот-амфиболитовой фации, состоящей из реликтовых и новообразованных минералов, сокращается до 96% от объема исходной зеленосланцевой ассоциации. Таким образом, суммарный объем твердой фазы (96%) и свободной воды (6,6%) составляет 102,6%, т.е. на 2,6% больше первоначального объема пород. Для сохранения первоначального объема выделившаяся вода должна быть сжата в 1,65 раза, что требует давления около 3,0 ГПа. Реализация такого давления возможна лишь в мантийных условиях (90–100 км). Тем не менее, поскольку прочность обычных пород на несколько порядков меньше (5–10 МПа), дегидратация неизбежно должна сопровождаться микрогидроразрывами преобразующихся пород, т.е. увеличением их общей пористости и, следовательно, снижением скорости упругих волн V_p .

Явления, сопровождающие процесс дегидратации, рассмотрим с помощью диаграммы $P_{ТВ} = P_{Фл} - T^\circ$, С (рис. 44), на которой изображена кривая устойчивости ферротремолита в присутствии водного флюида. Согласно геологическим данным, прогрессивный метаморфизм протерозойских метаандезитобазальтов начался при температуре 400°C с последующим ее повышением до 550°C в условиях закрытой системы; $P_{ТВ}$ при этом составляло не более 80–120 МПа. Из диаграммы следует, что повы-

Рис. 44. Температурные пределы устойчивости ферротремолита в присутствии водного флюида по [104]

шение температуры на 150°C в квази-изохорических условиях должно приводить к дегидратации высоководных амфиболов и одновременному повышению $P_{\text{фл}}$ до 30–350 МПа. Развивающееся $P_{\text{фл}}$ превышает не только литостатическое давление перекрывающих толщ ($P_{\text{ТВ}} = 80\text{--}120$ МПа), но и предел прочности пород метаморфизируемой толщи на разрыв ($n \cdot 10$ МПа), что в условиях закрытой (или частично закрытой) системы должно приводить к резкому увеличению пористости и заполнению ее выделяющимся флюидом. Неизбежность увеличения пористости пород при дегидратации экспериментально подтверждена У. Файфом и др. [95].

Петрофизическое изучение керна по разрезу Кольской сверхглубокой (табл. 26, 27) показывает, что общая пористость ($n_{\text{общ}}$) в однофазных по химическому составу породах (например, протерозойских метабазах) резко возрастает (от 0,6–1,9 до 2,7–2,8%) при переходе зеленосланцевой фации в эпидот-амфиболовую (рис. 45). Высокие значения $n_{\text{общ}}$ (в среднем 2,0–2,5%) отмечаются и в архейских амфиболитах.

Тенденция увеличения свободной внутренней поверхности в метабазах с глубиной фиксируется и методом БЕТ (насыщение пород криптоном в вакуум-камере): $0,02\text{--}0,03 \pm 0,005$ м²/г в интервале зеленосланцевой фации (гл. 0–4673 м) и $0,115\text{--}0,605 \pm 0,005$ м²/г в интервале эпидот-амфиболовой фации (гл. 4673–6842 м). Интересно, что близкие значения свободной внутренней поверхности получены и для пород соответствующих фаций, отобранных на дневной поверхности в обрамлении Кольской скв. СГ-3: $0,03 \pm 0,005$ м²/г – в метадиабазе четвертой вулканогенной толщи (зеленосланцевая фация) и $0,45\text{--}0,85 \pm 0,005$ м²/г – в амфиболитах первой вулканогенной толщи (эпидот-амфиболовая фация).

Чтобы исключить влияние на керн техногенного разуплотнения (разрушение пород при бурении, декомпрессия их при подъеме с больших глубин и релаксация на поверхности) и тем самым ошибки в оценках природной (истинной) открытой пористости, нами было выполнено специальное изучение фильтрационно-емкостных свойств амфиболов и гнейсов из верхней и средней частей разреза Кольской скв. СГ-3. Исследование проводилось по стандартным методикам [93, 96] на сериях образцов керна с естественным отрывом и разной высотой столбиков (3, 6, 10 и 20 см); каждая серия различных по длине столбиков керна отбиралась из одинаковых пород, развитых в одном интервале глубин. Из каждого столбика керна вырезалось по две пластины – с края и из центра: одна бралась параллельно оси керна ($\parallel_{\text{к}}$), вторая – перпендикулярно ($\perp_{\text{к}}$). Результа-

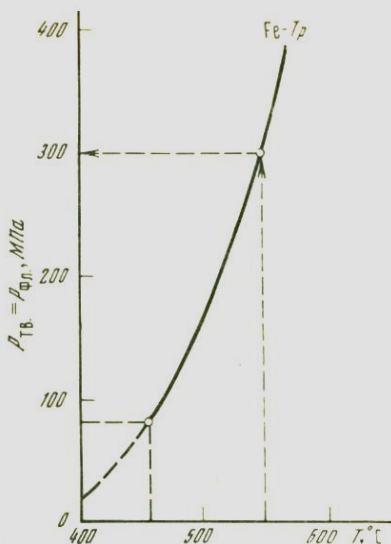


Таблица 26

Упруго-плотностные и фильтрационно-емкостные свойства
основных метаморфических пород из разреза Кольской сверхглубокой

Возраст	Фация метаморфизма	Глубина, м	Порода	Объемная масса, $\rho \cdot 10^3$, кг/м ³	Пористость, %				Скорость продольных упругих волн (в км/с) при $P = 0,1$ МПа
					эффективная, $n_{эф}$	закрывающая, $n_{зк}$	общая, $n_{об}$	$n_{эф}/n_{зк}$	
Прогерозой	Зеленосланцевая	69–90	Метадиабаз	2,98	0,34	–	–	–	6,39
		572–584	”	2,97	0,44	–	–	–	6,36
		843–847	”	2,96	0,40	0,64	1,04	0,63	6,21
		1570–1635	”	3,05	0,61	–	–	–	5,84
		1807–1814	Метатупф	2,87	0,50	0,52	1,02	0,96	5,62
		1987–2135	Метадиабаз	2,89	0,46	0,81	1,27	0,57	6,15
		3041–3085	”	2,99	0,43	0,35	0,78	1,23	6,35
		3477–3494	”	2,98	0,26	0,14	0,40	1,86	6,45
		4286–4290	”	3,01	0,37	0,37	0,74	1,00	6,14
	Среднее		2,97	0,42	0,47	0,89	0,89	6,17	
	Прогрессивная эпидоамфиболитовая	4486–4498	Амфибол-плагио-	3,02	0,53	1,84	2,37	0,29	4,54
		4567–4570	клазовый сланец	2,86	0,47	2,25	2,72	0,21	5,37
		5045–5046	”	2,91	0,72	1,500	2,22	0,48	4,89
		5549–5552	”	2,86	0,61	–	–	–	4,56
		6261–6263	То же	2,92	0,85	1,11	1,96	0,77	4,77
		6448–6470	”	2,88	0,68	2,12	2,80	0,32	4,59
		6651–6665	”	2,89	0,58	1,08	1,66	0,54	4,72
		Среднее		2,91	0,63	1,65	2,28	0,38	4,76
Архей	Регрессивная эпидоамфиболитовая	6950–6956	Амфиболит	2,98	1,25	0,50	1,75	2,50	3,52
		7465–7469	”	3,00	1,07	–	–	–	2,74
		7893–7897	”	3,00	1,32	–	–	–	2,83
		8477–8485	”	2,99	1,20	0,44	1,64	2,72	3,30
		8965–8997	”	3,00	1,23	0,64	1,87	1,92	4,61
		9466–9468	”	3,03	1,50	1,48	2,98	1,01	3,90
	Среднее		3,00	1,26	0,76	2,02	1,66	3,48	
	Амфиболитовая	10098–10120	Амфиболит	3,04	1,42	0,20	1,62	7,10	4,84
		10246–	”	2,91	2,82	0,26	3,08	11,00	4,75
		–10249	”						
		10866–	”	3,03	2,45	0,97	3,42	2,53	5,05
		–10880	”						
		11238–	”	3,00	1,60	0,15	1,75	10,67	4,74
		–11250	”						
		11427–	”	2,99	1,54	0,67	2,21	2,30	5,06
–11433		”							
11973–12054	”	2,94	2,56	–	–	–	4,80		
Среднее		2,98	2,06	0,45	2,51	4,58	4,87		

Определения выполнены в ИМГРЭ Ф.М. Левитовой и А.П. Трофимовым. Прочерк – определения не проводились.

Таблица 27

Упруго-плотностные и фильтрационно-емкостные свойства
кислых метаморфических пород из разрезов Кольской сверхглубокой

Возраст	Фация метаморфизма	Глубина, м	Порода	Объемная масса, $\rho \cdot 10^3$ кг/м ³	Пористость, %				Скорость продольных упругих волн (в км/с) при $P = 0.1$ МПа
					эффективная, $n_{эф}$	закрывающая, $n_{зк}$	общая, $n_{об}$	$n_{эф}/n_{зк}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Протерозой	Зеленосланцевая	1194–1196	Метаалевролит	2,87	0,44	–	–	–	5,47
		1824–1832	Метапесчаник	2,82	0,55	1,42	1,97	0,39	6,0
		1882–1899	Метаалевролит	2,85	0,70	1,36	2,06	0,51	5,84
		2213–2219	То же	2,78	0,52	1,02	1,54	0,51	5,59
		2251–2260	Метапесчаник	2,74	0,44	0,64	1,08	0,69	5,20
		2458–2462	Метаалевролит	2,79	0,70	0,01	0,71	70,00	5,53
		2593–2599	Метапесчаник	2,78	0,67	0,75	1,42	0,89	5,82
		2754–2764	Метаалевролит	2,78	0,62	0,62	1,24	1,00	5,70
		2778–2805	То же	2,85	0,57	0,52	1,09	1,10	5,64
		4673–4784	Андезитовый метаспорфирит	2,70	0,43	0,69	1,12	0,62	5,72
	Среднее		2,80	0,56	0,78	1,36	0,72	5,65	
	Прогрессивная эпидио-амфиболитовая	4808–4810	Метапесчаник	2,77	0,94	0,48	1,42	1,96	4,25
		4832–4847	Метаалевролит	2,81	0,61	0,95	1,56	0,64	4,69
		4856–4859	Метапесчаник	2,91	0,81	0,43	1,24	1,88	4,91
		4859–4867	То же	2,72	0,65	0,45	1,10	1,44	4,01
		5440–5450	Альбитовый метаспорфирит	2,84	0,86	2,00	2,70	0,43	4,17
		6823–6835	Метапесчаник	2,67	0,42	–	–	–	4,59
		Среднее		2,77	0,72	0,86	1,58	0,84	4,44

ты измерения полученных значений плотности (ρ), водонасыщения (W), а также фактической эффективной пористости ($n_{эф}$) этих пластин в зависимости от длины зерна приведены в табл. 28. Анализ этих данных позволяет заключить, что значения ρ в химически однотипных породах практически не зависят ни от длины зерна, ни от ориентировки пластин; основное

Таблица 27 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Архей	Регрессивная эпидот-амфиболитовая	6845-6850	Двуслю- дяной плагио- гнейс	2,72	0,96	0,06	1,02	16,0	3,72
		6956-6966	То же	2,69	1,14	1,17	2,31	0,97	3,38
		7469-7484	"	2,65	0,88	-	-	-	3,26
		7757-7807	Биотито- вый пла- гиогнейс	2,64	1,20	0,66	1,86	1,82	3,78
		8211-8226	То же	2,64	1,54	1,02	2,56	1,51	2,72
		8507-8523	"	2,63	1,13	0,53	1,66	2,13	4,79
		9170-9182	"	2,64	1,52	0,77	2,29	1,97	2,78
		9418-9423	"	2,63	1,0	-	-	-	2,68
		Среднее		2,66	1,17	0,70	1,95	1,67	3,39
	Амфиболитовая	10181- -10210	Биотито- вый пла- гиогнейс	2,70	2,64	0,29	2,93	9,10	5,14
		10714- -10739	То же	2,60	3,19	0,27	3,46	11,80	-
		10965- -10970	"	2,63	1,77	0,03	1,8	59,00	3,63
		11102- -11126	"	2,61	2,40	0,21	2,61	11,43	5,18
		11465- -11474	Двуслю- дяной пла- гиогнейс	2,67	2,87	-	-	-	4,23
		11777- -11815	Биотито- вый пла- гиогнейс	2,63	3,70	-	-	-	-
		12054- 12064	То же	2,63	2,48	-	-	-	4,80
		Среднее		2,64	2,72	0,20	2,70	13,60	4,60

Определения выполнены в ИМГРЭ Ф.М. Левитовой и А.П. Трофимовым. Прочерк — определения не проводились.

количество открытых пор в породах должно фиксироваться величиной водонасыщения. На рис. 46 показаны графики зависимости W от времени их насыщения, из которых следует, что гнейсы в целом характеризуются более высокими значениями W по сравнению с амфиболитами. Изучение динамики водонасыщения в интервале от 15 с до 20 мин свидетельствует, что условно-мгновенное водонасыщение (W_A) фиксирует лишь начальный момент насыщения породы водой и, следовательно, не искажает истинные значения W , получаемые в результате полного режима водонасыщения. Максимальные значения водонасыщения установлены для пластин, вырезанных из краевых частей зерна, а минимальные — из центральных частей в направлении, перпендикулярном оси зерна: разница значений W для пластин, вырезанных с края и из центра зерна, составляет 0,18% для гнейсов и

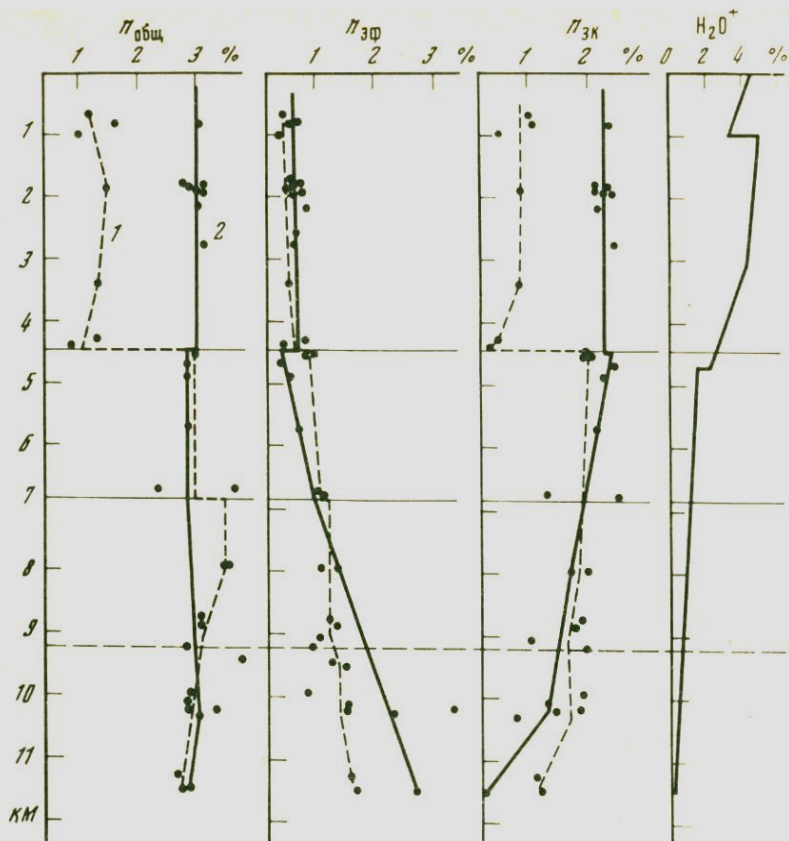


Рис. 45. Тенденции изменения пористости и химически связанной воды по разрезу Кольской скв. СГ-3

Типы пористости: $n_{\text{общ}}$ — общая; $n_{\text{эф}}$ — эффективная; $n_{\text{зк}}$ — закрытая
 1 — metabazites and amphibolites; 2 — metapelite and biotite-bearing plagiogneisses

0,6% для амфиболитов. Статистическая оценка зависимости W и $n_{\text{эф}}$ проводилась с помощью уравнений регрессии: $y = 0,391x + 0,012$ для гнейсов (коэффициент корреляции $r = 0,96$) и $y = 0,350x + 0,014$ для амфиболитов ($r = 0,81$). Линии регрессии, построенные по этим уравнениям, хорошо согласуются с экспериментальными данными (рис. 47) и однозначно указывают на наличие линейной связи между W и $n_{\text{эф}}$. Сравнительный анализ значений $n_{\text{эф}}$, характеризующий краевые и центральные части различных по длине столбиков зерна (см. табл. 28), показывает, что устойчиво минимальная пористость свойственна пластинкам, выпиленным из центров наиболее длинных (20 см) образцов зерна в направлении, перпендикулярном их оси, и, следовательно, характеризует природную, т.е. истинную, $n_{\text{эф}}$. Тенденции приращения эффективной пористости ($\Delta n_{\text{эф}}$, рис. 48) по мере уменьшения длины зерна выявляют относительную устойчивость истинных значений $n_{\text{эф}}$ в центральных частях столбиков, сложенных амфиболитом (от 20 до 5 см), и гораздо меньшую — в гнейсах (от 20 до 12 см).

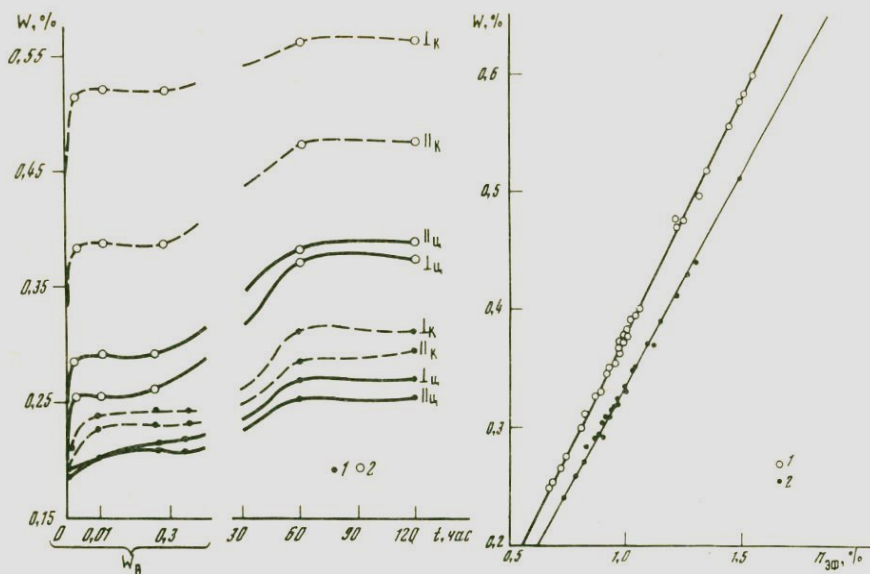


Рис. 46. Динамика водонасыщения (W) метаморфических пород из разреза Кольской скв. СГ-3. Образцы ориентированы параллельно (\parallel) и перпендикулярно (\perp) к оси керна

1 – амфиболиты; 2 – биотитовые плагиогнейсы; к – край столбика керна; ц – центр столбика керна; W_A – условно-мгновенное водонасыщение

Рис. 47. Соотношение водонасыщения (W) и эффективной пористости ($n_{эф}$) в метаморфических породах из разреза Кольской скв. СГ-3

1 – амфиболиты; 2 – биотитовые плагиогнейсы

Краевые части этих же серий образцов отличаются резким увеличением $\Delta n_{эф}$, достигающим максимальных значений в так называемых пятаках (столбики естественного отрыва с высотой 2–3 см), что, несомненно, является показателем техногенной пористости (n_T). Оценка значений истинной и техногенной пористости в исследованных сериях образцов приведена в табл. 28, а на рис. 49 показано изменение этих параметров в разрезе Кольской скв. СГ-3.

Кроме того, по данным определения ρ и удельного веса (d) для одних и тех же образцов рассчитывалась закрытая пористость $n_{зк} = \left(1 - \frac{\rho}{d}\right) \cdot 100$,

а затем и общая пористость $n_{об} = (n_{эф} - n_T) + n_{зк}$. На рис. 50 показаны доленой вклад истинной $n_{эф}$ ($n_{эф} - n_T$) и $n_{зк}$ в общую пористость и тенденции изменения этих параметров в зависимости от длины керна исследованных серий образцов.

Количественная оценка различных типов пористости и их распределение по разрезу Кольской сверхглубокой приведены в табл. 26 и 27. Анализ этих данных, например в однородных по химическому составу основных породах (см. табл. 26), свидетельствует о различном вкладе $n_{эф}$ и $n_{зк}$ в общую пористость. Так, в верхней части печенгского комплекса (гл. 0–

Таблица 28

Изменение фильтрационно-емкостных свойств метаморфических пород
Кольской сверхглубокой в зависимости от длины и ориентировки образцов керна

Ориентировка пластин	Длина керна, см	Амфиболиты (гл. 11 600– 11610 м)				Гнейсы (гл. 8833–8840 м)			
		ρ	W	$n_{эф}$	n_T	ρ	W	$n_{эф}$	n_T
Край, парал- лельный оси керна	2	2,99	0,401	1,19	0,41				
	3	2,98	0,402	1,19	0,41				
	4					2,61	0,537	1,35	0,56
	6	2,97	0,350	1,05	0,37	2,61	0,598	1,56	0,48
	10	2,96	0,348	1,02	0,23	2,66	0,377	1,00	0,25
						2,62	0,474	1,23	0,30
					2,65	0,337	0,89	0,15	
	20	2,98	0,292	0,82	0,04	2,66	0,291	0,83	0,08
Край, перпен- дикулярный оси керна	2	2,99	0,319	0,96	0,18				
	3	2,98	0,325	0,96	0,18				
	4					2,62	0,584	1,53	0,9
	6	2,97	0,321	0,95	0,17	2,59	0,859	2,23	0,9
						2,65	0,496	1,32	0,6
	10	2,98	0,316	0,94	0,16	2,60	0,660	1,72	0,78
20		2,98	0,311	0,93	0,15	2,64	0,368	0,97	0,35
					2,65	0,288	0,75	0,00	
Центр, парал- лельный оси керна	6	3,11	0,378	1,17	0,39	2,66	0,376	1,03	0,30
	10	3,00	0,319	0,95	0,17	2,65	0,364	0,97	0,20
	20	2,99	0,260	0,78	0	2,65	0,283	0,75	0,00
Центр, перпен- дикулярный оси керна	3	2,98	0,310	0,92	0,15				
	6	2,96	0,297	0,88	0,10	2,66	0,330	0,88	0,13
	10	2,99	0,284	0,65	0,08	2,63	0,373	0,99	0,00
	20	2,99	0,260	0,78	0	2,66	0,300	0,75	0,00

ρ — плотность пород, г/см³; W — водонасыщение, %; $n_{эф}$ — эффективная пористость, %; n_T — техногенная пористость, %. Определения выполнены в ИМГРЭ Ф.М. Левитовой.

4500 м) среднее значение $n_{об}$ составляет 0,89% и характеризуется примерно равным отношением $n_{эф}/n_{зк} = 0,9$; в нижележащем интервале (гл. 4500–6842 м) общая пористость возрастает в 2,5 раза ($n_{об} = 2,28\%$), главным образом, за счет закрытой пористости ($n_{зк} = 1,65$; $n_{эф}/n_{зк} = 0,38$). В верхней части подстилающего архейского комплекса (гл. 6842–9500 м) средняя величина общей пористости практически не меняется ($n_{об} = 2,02\%$), но определяется преимущественным вкладом эффективной пористости ($n_{эф} = 1,26\%$, $n_{эф}/n_{зк} = 1,66$). С увеличением глубины, в интервале 10 000 – 12 054 м, общая пористость имеет максимальные значения (до 3,0–3,4%) и обусловлена развитием исключительно эффективной пористости ($n_{эф}/n_{зк} = 4,58$), имеющей техногенную природу. Аналогичные тенденции проявляют и кислые породы (см. табл. 27), однако отмечаемые в верхних частях разреза высокие значения $n_{зк}$ имеют первично-осадочную природу — слабометаморфизованные песчаники и алевролиты.

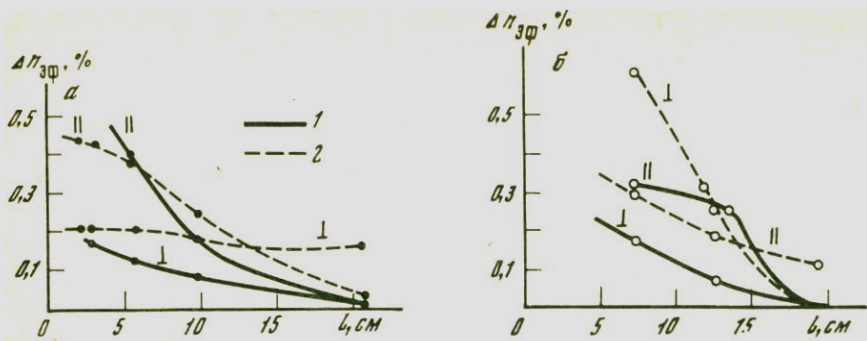


Рис. 48. Тенденции приращения эффективной пористости ($\Delta n_{эф}$) в зависимости от длины (l) зерна

а — амфиболиты; *б* — биотитовые плагиогнейсы; 1 — края столбика зерна; 2 — центры столбиков зерна: II и I — пластины, параллельные и перпендикулярные к оси зерна

Электронно-микроскопическое изучение образцов зерна, поднятых с различных глубин разреза Кольской скв. СГ-3, полностью подтвердило наличие в них микротрещиноватости и пористости, обусловленных как техногенными факторами (табл. I)¹, так и природными геологическими: замкнутые микротрещины гидроразрыва (табл. II) и изолированные пустоты выщелачивания (табл. III–IV), заполненные иногда вторичными выделениями (см. табл. II, *а*). Образование закрытой пористости, как отмечалось выше, связано с чрезвычайно высоким давлением флюида, высвобождающегося при прогрессивном метаморфизме. Возникающая при гидроразрывах пустотность развивается сначала в виде межкристалльных и внутрикристалльных микротрещин, заполненных избыточным флюидом ($n_{зк}$), и лишь в дальнейшем, при дислокациях, вскрывается с образованием открытой пористости ($n_{эф}$) и макротрещиноватости. Возникновение $n_{зк}$ может определяться и другими природными факторами (деформационное, тепловое и другие способы разуплотнения), поэтому резкие изменения объема $n_{зк}$ представляются нам чутким индикатором для реконструкции геотектонической и геотермальной истории развития глубинных зон земной коры.

На рис. 45 показано, что в верхней части разреза Кольской скв. СГ-3 значения $n_{зк}$ минимальны, а ниже 4,5 км резко возрастают (от 0,5–1,2 до 1,9–2,5%) и прослеживаются до глубины 9,5 км; в интервале 9,5–12 км доля $n_{зк}$ постепенно убывает, фиксируя тем самым выклинивание зоны гидрогенного разуплотнения.

В кровле разуплотненной зоны (гл. 4,5 км) наблюдаются наиболее резкие изменения не только фильтрационно-емкостных, но и упругоплотностных свойств метаморфических пород, а также резкое уменьшение содержания в этих породах химически связанной воды (табл. 29). Сопоставляя фактический объем $n_{зк}$ в разуплотненной зоне (2–3%) с расчетным объемом выделившейся при дегидратации свободной воды (6,6%), следует ожидать, что около 50% метаморфогенного флюида законсервировалось

¹Табл. I–IV см. в конце книги.

Рис. 49. Тенденции изменения техногенной (1) и истинной (2) пористости по разрезу Кольской скв. СГ-3

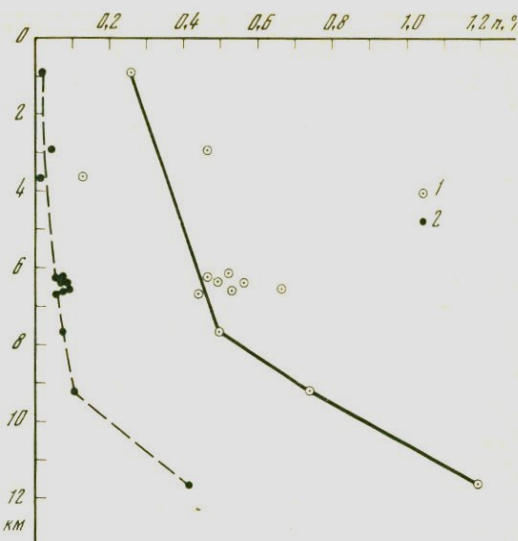
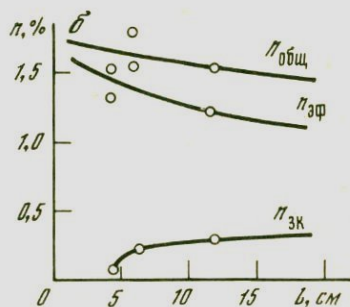
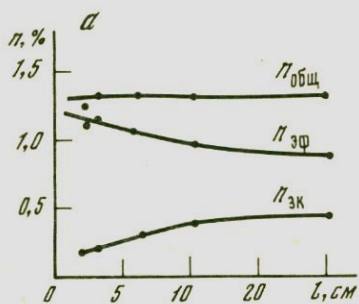


Рис. 50. Изменение долевого вклада эффективной ($n_{эф}$) и закрытой ($n_{зк}$) пористости в общую ($n_{общ}$) пористость в зависимости от длины (l) зерна

a — амфиболиты; b — биотитовые плагиогнейсы



здесь же, на глубине — внутри разуплотненной толщи, где сохранилось до настоящего времени благодаря низкой проницаемости (10^{-7} м/сут) метаморфических пород, а остальные 50% были вынесены за пределы метаморфизуемой толщи.

Гидрогеологические исследования, проведенные в Кольской сверхглубокой [15], показали, что свободные (гравитационные) воды распространены в толще полиметаморфизованных пород до глубины по крайней мере не менее 11 000 м. Они имеют главным образом хлоридно-кальциево-натриевый и хлоридно-кальциевый составы, более высокую минерализацию ($200-300$ кг/м³) в зоне разуплотнения и характеризуются повышенным содержанием J, Br и Sr. Это, а также данные изотопного анализа гидроксильной группы новообразованного мусковита ($\sigma D = -30\%$ и $\sigma^{18}O = +9\%$) указывают на принадлежность подземных вод к метаморфогенному флюиду, имеющему первично-морское происхождение. В подстилающем архейском фундаменте химический состав подземных вод близок к таковым описанного выше интервала, но в микрокомпонентном составе появляются В и Rb. По изотопным данным, в верхней части фун-

Таблица 29

Изменения средних значений петрофизических характеристик
в основных метаморфических породах по разрезу Кольской сверхглубокой

Интервал глубин, м	Содержание H_2O^+ , %	Объемная масса, $г \cdot 10^3$ кг/м ³	Скорость продольных упругих волн, V_p км/с	Фактор анизотропии скорости	Коэффициент проницаемости, мД
0–4500	3,33	2,97	6,17 (6,89) *	0,97	$3,5 \cdot 10^{-5}$
4500–6842	1,05	2,91	4,76 (5,74)	0,90	$7,0 \cdot 10^{-4}$

*В скобках даны значения скорости V_p , измеренные при давлениях, соответствующих глубинам залегания пород в разрезе.

дамента развиты легкие воды ($\sigma D = -100^0/00$), т.е. воды метеорного происхождения, а в нижней — более тяжелые (σD от -20 до $-40^0/00$), близкие к водам морского или метеорно-морского происхождения.

В кристаллическом фундаменте Татарского свода Миннибаевской скв. 20000 в интервале 4703–5099 м также вскрыта волоносная зона, насыщенная водами хлоридно-кальциево-натриевого состава с минерализацией 283 кг/м³ и водно-углеводородным составом растворенного газа.

Все указанные выше водонасыщенные зоны характеризуются резким снижением (в 40–50 раз) кажущегося электрического сопротивления.

На основании изложенных выше фактов можно утверждать, что зона глубинного разуплотнения в породах архейского фундамента формировалась в две стадии (см. рис. 11). На первой стадии (заложение протерозойской рифтогенной структуры) блоки архейского фундамента с экзогенной трещиноватостью (в том числе фрагментами древней коры выветривания) были погружены вниз и запечатаны покровами лав андезитобазальтов, чем и объясняется сохранение в архейской толще метеорных вод. Вторая стадия связана с последующими растяжением и погружением фундамента и повторным запечатыванием системы лавовыми покровами габброидных базальтов и пикрит-базальтов. В результате на архейские породы наложилась регрессивная метаморфическая зональность за счет значительного объема захороненной свободной воды. Пикрит-базальтовый вулканизм обусловил также генерацию свободной воды и из перекрытых им слабо-метаморфизованных протерозойских метаандезитобазальтов. Прогрессивный метаморфизм нижней части печенгского комплекса (гл. 4500–6842 м) привел к увеличению в этих породах закрытой пористости (в 2–3 раза) путем образования микрогидроразрывов (за счет высокого порового давления выделившегося флюида) и активного выщелачивания вмещающих пород ремобилизованными водами; последние, как известно, обладают высокой агрессивностью по отношению к силикатам.

Таким образом, формирование зон разуплотнения в верхней части коры связано с гидрогенно-химическим механизмом. Реализация этого механизма в природных условиях обеспечивается реакциями дегидратации при прогрессивном метаморфизме в условиях закрытой системы, достигаемых, например, в докембрийских рифтогенных структурах.

В силу указанных причин процесс гидрогенно-химического разуплотнения может являться одним из реальных механизмов и эффективных источ-

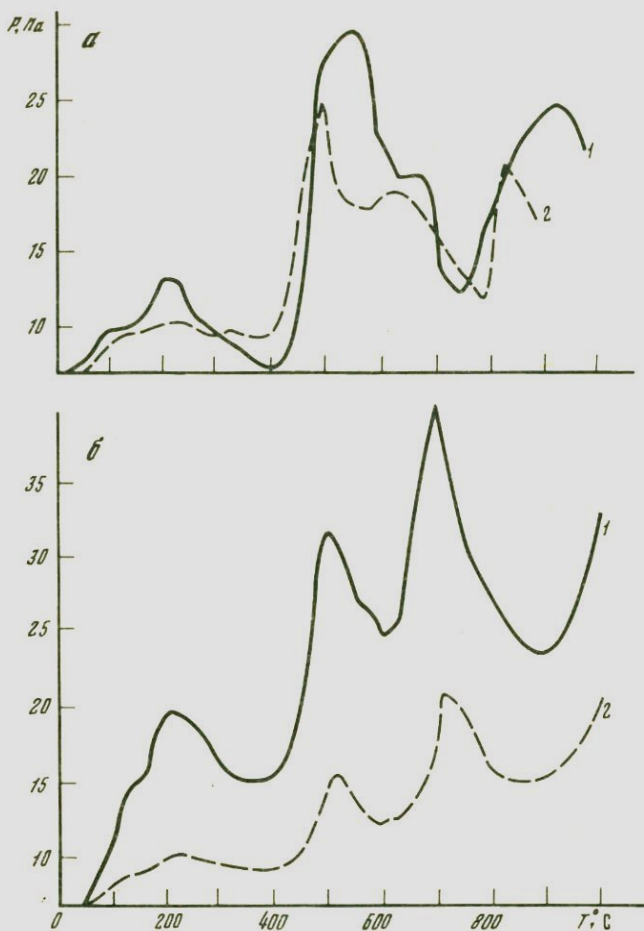


Рис. 51. Декрептограммы плагиоклаз-амфиболовых сланцев (а) и амфиболитов (б) из разреза Кольской скв. СГ-3
 а — гл. 3640 м; б — гл. 6225 м; 1 — столбик (3 × 10 мм); 2 — фракция (0,025–0,05 мм)

ников метаморфогенного рудообразования. На рис. 51 показано, что глубинные породы из зоны разуплотнения Кольской скв. СГ-3 характеризуются повышенной газонасыщенностью, главным образом за счет сохранения паров воды, CO_2 и H_2 в закрытых порах (табл. 30), а флюидная фаза этих пород (по данным анализа водных вытяжек) имеет хлоридно-натриевый состав. Анализ распределения порового флюида по разрезу Кольской сверхглубокой показывает, что часть выделяющегося при метаморфизме флюида захороняется здесь же, на глубине — внутри разуплотненных толщ. Остальная часть этого флюида экстрагирует из пород рассеянные в них элементы с образованием легко растворимых комплексов гяжелых металлов (в том числе редких и благородных) и переносит их по ослабленным зонам на значительные расстояния в окружающие блоки погруженного фундамента (рис. 52). При этом следует особенно подчеркнуть, что интен-

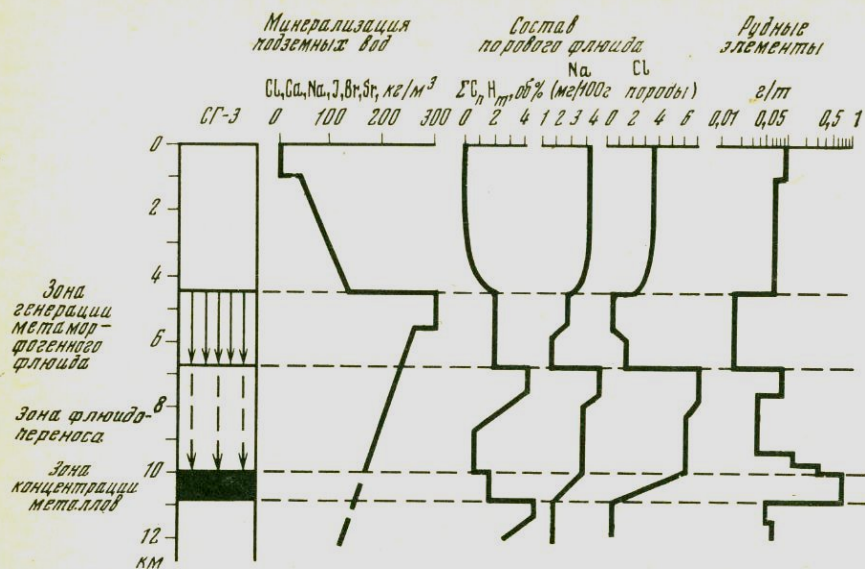


Рис. 52. Модель глубинного гидротермально-метаморфогенного рудообразования по данным Кольской скв. СГ-3

сивность гидротермально-метаморфогенного процесса находится в прямой зависимости от объема выделяющегося флюида, а следовательно, и от исходного водосодержания метаморфизируемых пород. Теоретически возможны три варианта протекания реакций дегидратации в условиях закрытой системы:

$$V'_{\text{фл}} < \Delta V_{\text{ТВ}}, \quad V'_{\text{фл}} = \Delta V_{\text{ТВ}}, \quad V'_{\text{фл}} > \Delta V_{\text{ТВ}},$$

где $V'_{\text{фл}}$ — объем выделившегося флюида; $\Delta V_{\text{ТВ}}$ — избыточный объем после перекристаллизации силикатной части.

Таблица 30

Распределение основных газов (в мм³/1 мг) в основных породах разреза Кольской сверхглубокой по температурным интервалам декрепитации столбиков (3 × 10 мм) и фракций (0,025–0,05 мм)

Состав газов		Пары воды			CO ₂		
		20–500	500–800	800–1000	20–500	500–800	800–1000
Метабазит, обр. 11346 (гл. 2960 м)	Фракция	0,5	16,7	9,2	0,04	3,0	0,6
	Столбик	1,4	20,3	11,3	0,09	3,1	2,0
Амфиболит, обр. 21683 (гл. 6635 м)	Фракция	1,4	8,0	4,2	0,03	0,2	0,1
	Столбик	1,3	9,0	8,8	0,08	0,7	0,8

Анализы выполнены Н.И. Славгородским методом вакуумной декрепитации и газовой хроматографии.

В первом варианте процесс будет проходить практически без прироста закрытой пористости или с незначительным ее увеличением за счет твердофазовых переходов. Во втором варианте объем выделяющегося флюида будет полностью компенсироваться объемом, высвобождаемым при перекристаллизации силикатной части. Третий вариант условий протекания реакции дегидратации должен приводить в действие механизм гидрогенно-химического разуплотнения. Тем не менее при давлении избыточного флюида ($P'_{\text{фл}}$) меньше предела прочности метаморфизируемых пород этот процесс реализуется только значительным увеличением закрытой пористости и захоронением флюида на месте. Если $P'_{\text{фл}}$ выше прочности пород, то неизбежно разрушение этих пород, сопровождаемое удалением части флюида из системы.

Анализ данных по перераспределению рудных, редких и рассеянных элементов при прогрессивном метаморфизме метабазитов нижнепеченгской (луостаринской) серии из разреза Кольской сверхглубокой (см. табл. 8, глава I) с учетом занимаемого ими объема (1760 км³) в исследуемой рифтогенной структуре позволяет оценить массу выносимых элементов из зоны разуплотнения (эпидот-амфиболитовая фация) (в т): германий — $2-6 \cdot 10^6$, литий — $2,5-7,2 \cdot 10^7$, скандий — $2,6 \cdot 10^7$, олово — $0,5-1,0 \cdot 10^7$, иттербий — $0,3-1,3 \cdot 10^7$, молибден — $0,5-0,6 \cdot 10^7$, стронций — $2,7-2,9 \cdot 10^8$, цирконий — $1,0-1,4 \cdot 10^8$, кобальт — $1,8-2,0 \cdot 10^8$, никель — $1,3-2,2 \cdot 10^8$, цинк — $3-9 \cdot 10^8$ и медь — $0,6-1,2 \cdot 10^9$. Сопоставляя эти значения с расчетным объемом свободной воды, выделяющейся при дегидратации (~ 6,6%), следует предположить, что концентрация указанных выше элементов в метаморфогенном растворе могла достигнуть десятков и первых сотен миллиграммов на литр. При последующей тектонической активизации захороненные гидротермально-метаморфогенные растворы должны были вскрываться и перемещаться вверх с образованием секущих зон рудоносных метасоматитов или жильных поясов, в том числе редкометальных пегматитов [79].

Направления миграции метаморфогенного флюида, естественно, долж-

CH ₄		H ₂			Сумма			Всего	
20–500	500–800	800–1000	20–500	500–800	800–1000	20–500	500–800		800–1000
–	0,06	0,03	–	1,7	0,3	0,54	21,46	10,13	32,13
–	0,2	0,04	–	2,2	1,8	1,49	25,80	15,14	42,43
–	0,05	0,05	–	0,9	0,5	1,43	9,15	4,85	15,43
–	0,2	0,2	–	1,3	1,8	1,38	11,20	11,60	24,18

ны контролироваться пространственным положением провоцируемых им же проницаемых зон, однако в рифтогенных структурах в период активного действия экранирующих пород флюид временно может перемещаться в область меньшего флюидного давления и на более глубокие горизонты коры (при условии $P'_{\text{фл}} > P_{\text{фл}}$ подстилающих пород). Масштабы и локальные направления миграции здесь также будут зависеть от проницаемости глубинных пород. При наличии благоприятных условий (например, геохимических барьеров) рудные компоненты могут выпадать из метаморфогенного флюида и образовывать промышленные скопления, синхронные рифтовому этапу.

Таким образом, рассмотренная модель генерации металлоносных растров является следствием саморазвития метаморфической системы в изолированных условиях и наряду с другими моделями, характеризующими, например, влияние физико-химических процессов саморазвития водно-гранитных систем на их продуктивность в отношении вольфрамового оруденения [86], может оказаться вполне эффективной при изучении условий формирования, размещения и прогнозирования эндогенных месторождений. Так, например, в современном эрозионном срезе Печенгского рудного района минерализованные зоны субгоризонтального заложения можно ожидать на глубинах, превышающих нижнюю границу флюидогенерирующей структуры, тогда как выходы наклонных рудоносных зон следует искать в ближайшем ее обрамлении на поверхности.

Следует также обратить внимание на тот факт, что глубинные зоны разуплотнения могут сохраняться в коре в течение чрезвычайно длительного геологического времени (более 1,5 млрд. лет), опровергая существовавшее мнение о быстрой дегидратации и "высушивании" метаморфических толщ. В глубинных частях Печенгского рудного района, по данным Кольской скв. СГ-3, за 1,8 млрд. лет удалилось всего лишь около половины объема выделившегося при дегидратации метаморфогенного флюида. Часть выделившегося флюида при этом была израсходована здесь же на месте — на регрессивные изменения пород вдоль наклонных тектонических зон протерозойской структуры и блоков погруженного архейского фундамента. Анализ пространственной ориентировки минерализованных жил и трещин в толщах, перекрывающих зону разуплотнения, показывает, что развитая здесь минерализация имеет несколько генераций, разделенных значительными временными промежутками. Это позволяет предположить, что удаление воды из разуплотненных зон происходило импульсами, по-видимому в периоды тектонической активизации региона.

Очевидно также, что исходное пространственное положение трещин гидроразрыва определялось положением эллипсоида деформаций в момент образования этих трещин, т.е. во время рифтогенного прогрессивного метаморфизма. Возникающие при этом микротрещины и трещины отрыва ориентировались перпендикулярно направлению минимального главного напряжения. В глубоких частях коры, где горизонтальные напряжения превышают литостатическую нагрузку, субгоризонтальные микротрещины могут оставаться открытыми в течение длительного геологического времени. Именно это обстоятельство и привело к наблюдаемому региональному расщеплению пород [17] и как следствие к ани-

зотропии упругих и теплофизических свойств пород на глубинах ниже 4,5 км. В дальнейшем давление флюида стало равным давлению нагрузки. В этих условиях, по расчетам Н. Прайса [113], прочность пород становится равной прочности при одноосном сжатии, что, в свою очередь, делает возможным сдвиги блоков фундамента в субгоризонтальном направлении при сравнительно слабых дифференциальных напряжениях. Сдвиговые деформации сопровождались явлениями дислокационного метаморфизма, причем только в тех зонах, где развиты захороненные метаморфогенные водоносные горизонты.

Существование зон гидрогенно-химического разуплотнения на разных этапах современного глубинного разреза верхней коры вызывает инверсию скоростей упругих волн. При этом важно отметить, что ориентировка трещин гидроразрыва, новообразованной сланцеватости и зон дробления, катаклаза и милонитизации не зависит от положения в разрезе стратиграфических границ и более ранних фронтов метаморфизма, поэтому различная ориентировка указанных линейных неоднородностей относительно друг друга создает сложную картину сочетания наклонных и горизонтальных сейсмических границ в верхней части кристаллического фундамента. Сказанное позволяет по-новому объяснить геологическую природу глубинных сейсмических границ, вскрытых Кольской сверхглубокой. По данным выполненного исследования, преобладающая часть наклонных сейсмических границ — от поверхности до 7 км (см. рис. 43, а) — определяется стратиграфическими контактами протерозойской осадочно-вулканогенной структуры и согласными разрывными нарушениями. На глубине 4,5 км субгоризонтальная сейсмическая граница фиксирует кровлю зоны гидрогенно-химического разуплотнения в основных метаморфических породах с пониженной скоростью V_p (поровый коровый волновод), а ниже 7 км пологие сейсмические границы, связанные с этим же явлением, фиксируют субгоризонтальные тектонические зоны в химически однородных плагиигнейсах архейского фундамента.

Позднее на эти зоны как на наиболее ослабленные и насыщенные захороненным флюидом наложилось расланцевание, охватившее низы третьей вулканогенной, всю вышерасположенную осадочную и верхи второй вулканогенной толщ. Наличие в юго-западном обрамлении Печенгской структуры надвиговых зон, закартированных еще в 1927 г. финским геологом Г. Вайрюненом, позволяет считать, что современное чешуйчато-надвиговое строение этой структуры (см. рис. 11) является прямым следствием субгоризонтального пологонаклонного перемещения отдельных блоков по зонам гидрогенно-химического разуплотнения. Возникающая при этих перемещениях синтетектоническая трещиноватость наследует ориентировку трещин микрогидроразрывов и увеличивается в 10–20 раз по сравнению с трещиноватостью в аналогичных по составу вышезалегающих породах (стрессовое разуплотнение). Происходящее вследствие этого коренное изменение первоначального субгоризонтального плана размещения никеленосных габбро-верлитовых интрузий (см. рис. 11) дает все основания для поиска и открытия новых месторождений Си и Ni в ситуациях, совершенно непредсказуемых с точки зрения современного стратиграфического контроля известных месторождений.

Новые геологические материалы, полученные при изучении разрезов

глубоких скважин в кристаллическом фундаменте Татарского свода, также свидетельствуют о вертикальной неоднородности петрофизических свойств отдельных блоков. По данным Р.Х. Муслимова и др. [24], нередко случаи, когда мощные субгоризонтальные зоны разуплотненных пород перекрыты одно-двухкилометровыми плотными пластинами. В плане блоки и пластины плотных пород фундамента чередуются с узкими межблоковыми зонами повышенной проницаемости (с нефтегазо-насыщенными растворами), частота и газопродуктивность которых возрастает с глубиной.

Явления гидроразрыва, приводящие к образованию мелкой трещиноватости и аномально высокой пористости, зафиксированы также в породах осадочного чехла Аралсорской сверхглубокой (глубина 6806 м) и других глубоких скважин, пробуренных в Прикаспийской впадине [1]. На глубинах свыше 2000 м в аргиллитах появляется сеть мелких (шириной 2–5 см) трещинок, заполненных вторичным кальцитом, а в отдельных пачках увеличиваются пористость ($n_{эф} = 10,6\%$) и проницаемость (до 40 мД). В песчаниках значения $n_{фэ}$ достигают 25–32%, газопроницаемость – 365–972 мД за счет растворения и выноса отдельных компонентов цемента.

При изучении разрезов глубинных осадочных толщ верхнепротерозойского, палеозойского и мезозойского возраста З.А. Кривошеевой и др. [59] было установлено, что в зонах катагенеза под действием повышающихся температуры и давления зоны гидрогенного разуплотнения образуются в интервалах глубин, определяемых положением современных изотерм 60–70 и 80–90°C при давлениях от 100 до 700 бар. При этих условиях адсорбционно-связанная вода в исходных глинистых (каолинит-гидрослюдистых и т.п.) минералах трансформируется в свободную, что сопровождается увеличением общей пористости пород на 1–10% и их размокаемости (от I до III категории); объемная масса пород при этом уменьшается на 0,01–0,04 г/см³ и прочностные характеристики снижаются в 2,5–5 раз. Мощность указанных зон разуплотнения колеблется от 50 до 300 м и отчетливо фиксируется областью пониженных (на 0,5–1,0 км/с) скоростей упругих волн относительно выше- и нижезалегающих пород.

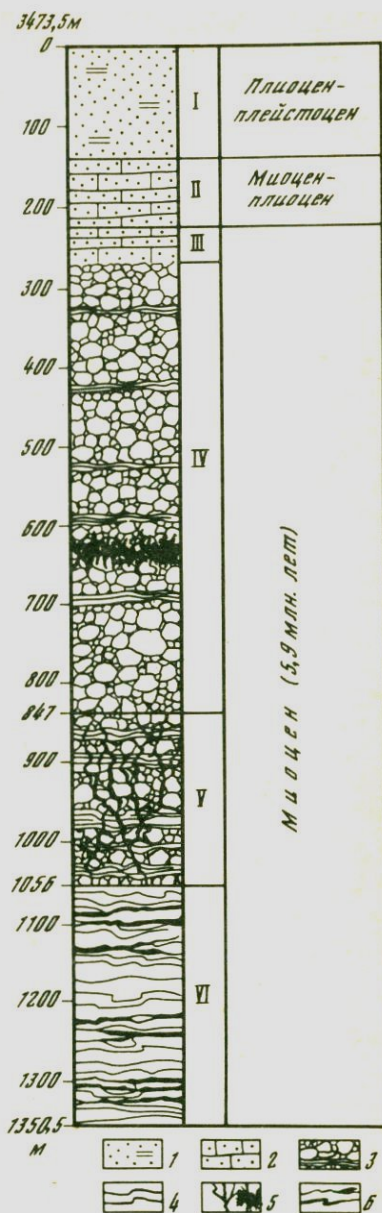
И наконец, зона разуплотненных пород недавно была вскрыта глубоководной скважиной 504В, пробуренной примерно в 200 км к югу от Костариканского рифта в восточной части Тихого океана (69, 70 и 83-й рейсы "Гломара Челленджера") [105]. С помощью этой скважины получен самый глубокий (1075,5 м) разрез второго океанического слоя, сложенного (сверху вниз, рис. 53) толщей подушечных лав с прослоями базальтов (572 м), переходной зоной подушечных лав, переслаивающихся с потоками базальтов (209 м) и толщей лавовых потоков с комплексом параллельных даек (295 м). В отличие от регионально метаморфизованных пород на суше, в породах, вскрытых скважиной 504В, не отмечается постепенного усиления степени метаморфизма с глубиной. Зоны слабо измененных пород, представленные базальтами, метаморфизованными в условиях цеолитовой фации (интервалы глубин 280–614 м и 851–1015 м), чередуются с более измененными породами. В последних появляются в заметных количествах актинолит, хлорит, альбит и эпидот, указывающие на условия

Рис. 53. Схематический геологический разрез глубоководной скважины 504 В, пробуренной в восточной части Тихого океана по [105]

1 — кремнисто-радиоляриевые илы с прослоями морской глины; 2 — известняки и кремнистые сланцы; 3 — подушечные базальты; 4 — потоки базальтов; 5 — сульфидный (вверху) и ангидритовый штокверк; 6 — дайки основных пород

зеленосланцевой фации метаморфизма. Для верхней части вулканогенного разреза (от 280 до 850 м) характерны высокие значения первичной пористости (6–14%); в нижней части пористость резко уменьшается от 6% до 0,5–1%. В интервале 636–654 м, представляющем кровлю зеленосланцевой фации, среди сильно трещиноватых подушечных лав обнаружен минерализованный штокверк, жилы и прожилки которого выполнены хлоритом, ломонтимом, кварцем, тальком, кальцитом, сфалеритом, халькопиритом и крупными (до 1 см) кристаллами пирита. Сразу же под сульфидным штокверком отмечаются резкое увеличение пористости и уменьшение теплопроводности (в целом на 20%), сопровождаемые уменьшением электрического сопротивления и падением скорости V_p от 6,34 до 4,40 км/с.

В свете изложенного ведущим поисковым критерием глубинных зон гидрогенно-химического разуплотнения являются участки пониженных скоростей упругих волн в сочетании с пониженными значениями кажущегося электрического сопротивления. Выявление и подробное изучение новых зон гидрогенно-химического разуплотнения в глубинных частях океанической и континентальной коры, включая глинистые толщи осадочного чехла, позволяют принципиально усовершенствовать теоретические предпосылки генезиса и размещения различных гидротермальных и нефтегазовых месторождений. Вместе с тем практическая реализация этого направления может способствовать открытию новых (неструктурных) типов месторождений, приуроченных либо непосредственно к зонам разуплотнения, либо к обра-



зующим с помощью этих зон поднадвиговым структурам. Наряду с этим выявление зон разуплотнения в верхних частях земной коры должно способствовать повышению надежности интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования — по крайней мере до глубины 15–20 км, где преобладающая часть пологих сейсмических границ в верхней части докембрийской континентальной коры обусловлена изменением физического состояния глубинных зон. Эти изменения полихронны и определяются в первую очередь спецификой палеотектонического режима развития различных (в том числе рифтогенных) структур, более поздней тектонической активизацией кратонов и, наконец, изменениями современного напряженного состояния земной коры.

ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ГЛУБИННЫХ ЗОН КОРЫ

Для более глубоких зон континентальной коры (15–40 км) отмеченная в модели Н.И. Павленковой (см. рис. 23, в) тенденция последовательного увеличения V_p с глубиной определяется, по нашему мнению, в первую очередь спецификой изменения хрупко-дилатансионных состояний в глубинных зонах коры (дилатансионный механизм микротрещинообразования) и лишь частично изменением их состава.

Рассмотрим это предположение с позиции результатов специально выполненного экспериментального изучения керна глубоких и сверхглубоких скважин при высоких P и T (табл. 31, 32). На рис. 54 показаны кривые изменения V_p в образцах кислых и основных пород разреза Кольской скв. СГ-3 без учета P - T условий естественного залегания этих пород. КERN, поднятый со средних и особенно больших глубин вследствие техногенного разуплотнения, показывает в нормальных условиях нереально низкие значения скорости (2,5–3,5 км/с), которые не могут служить предметом дальнейшего анализа. После введения соответствующих поправок на давление (см. табл. 31, 32) и температуру (см. рис. 36), а также на доленое участие этих пород в разрезе полученная экспериментальная кривая V_p до глубины 12 км была сопоставлена со значениями V_p , измеренными непосредственно в скважине (ВСП и АК, см. рис. 54). Сходимость оказалась вполне удовлетворительной, что позволяет доверительно относиться к экстраполяции определений V_p , выполненных при P - T условиях, отвечающих интервалу глубин 15–40 км.

На рис. 55 показана серия кривых V_p по породам различного (ультраосновного, среднего и кислого) состава из керна глубоких и сверхглубоких скважин, пробуренных в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Следует особенно обратить внимание на полное сходство кривых V_p для основных (метабазальтов) и кислых (метадацитов) пород и сходство их, в свою очередь, с конфигурацией сейсмического разреза древних платформ до глубины 25–30 км. На кривых, построенных по экспериментальным данным, отсутствует лишь скачкообразное увеличение скорости V_p на уровне нижней сейсмической границы K_2 .

Согласно выполненным выше расчетам (см. главу II), доля основных пород по разрезу фундамента Восточно-Европейской платформы постепенно уменьшается с глубиной: 70 → 25 → 10%, а для ассоциирующихся с ними

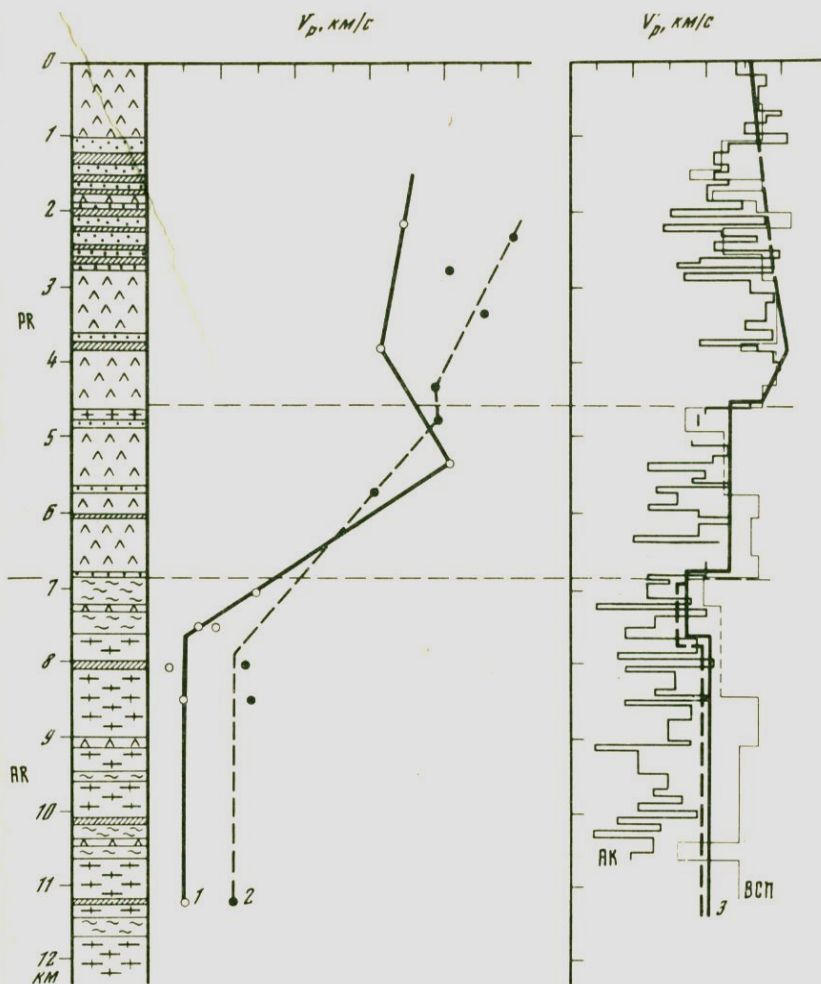


Рис. 54. Изменение скоростей распространения продольных упругих волн, измеренных в образцах керна Кольской скв. СГ-3 при нормальных условиях (V_p) и при P - T параметрах, соответствующих глубине залегания пород (V_p')

1, 2 – породы состава: 1 – кислого, 2 – основного; 3 – среднее значение V_p ; АК (акустический каротаж) и ВСП (вертикальное сейсмическое профилирование) даны по [47], см. рис. 3; условные обозначения пород на колонке см. на рис. 39

эндербит-гнейсовых толщ вниз по разрезу отмечается последовательная смена первичных вулканогенно-осадочных комплексов вулканогенными и вулканоплутоническими. Средние химические составы плагииогнейсовых комплексов от поверхности до глубины 25–30 км соответствуют дацит-трондьемитам с постепенным уменьшением содержания SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ и K_2O на фоне роста содержаний MgO , CaO и Na_2O (см. рис. 35). Экстраполяция этих данных на глубину ниже 30 км (до поверхности Мохо) позволила рассчитать химический состав первичной (доархейской) коры (низкокалиевые дацит-трондьемиты толеитового типа), а также предположить,

Таблица 31

Скорости продольных упругих волн (V_p) при различных давлениях (P) в основных метаморфических породах разрезов Кольской сверхглубокой и Миннибаевской глубокой скважин

Возраст	Фация метаморфизма	Глубина, м	Порода	Химический состав, мас. %	
				SiO ₂	Fe ₂ O ₃ + + FeO + + MgO + + TiO ₂
Протерозой	Зеленосланцевая	2264–2558	Метадиабаз	47,47	22,66
		3494–3498	"	49,88	22,38
		3803–3851	"	48,40	19,99
		4508–4535	"	47,14	22,09
	Среднее		48,22	21,78	
	Прогрессивная эпидот-амфиболитовая	5549–5552	Амфибол-плагноклазовый сланец	52,76	19,79
		6254–6261	"	53,85	16,88
		6325–6777	То же	55,46	17,22
		6810–6823	"	54,04	19,52
		Среднее		54,03	18,35
Архей	Регрессивная эпидот-амфиболитовая	7465–7523	Амфиболит	52,84	21,06
		8359–8367	"	48,44	18,42
		8713–8736	"	50,98	24,35
		Среднее		50,75	21,27
	Амфиболитовая	9265–9271	Амфиболит	45,89	29,74
		9910–9966	"	47,38	23,80
		11238–11261	"	50,51	20,44
		Среднее		47,93	24,66
	Гранулитовая	2064–2070*	Двупироксеновый кристаллический сланец	53,10	14,89
		3741–3746*	"	53,12	17,54
3943–3946*		"	51,44	18,78	
Среднее		То же	52,55	17,07	

*Миннибаевская глубокая скважина 20 000; все остальные данные по Кольской скв. СГ-3. Эксперименты при высоких давлениях выполнены в ИФЗ АН СССР Г.А. Ефимовой, Е.В. Наумовой, Г.П. Кременежкой.

что по мере истощения протокры (путем выделения из нее архейской коры) она приобретала все более основной состав, приближаясь к андезиту или андезитобазальту. Гранулитовые комплексы подобного состава, по видимому, и слагают нижний этаж современной коры, расположенный между сейсмическими границами K_2 и Мохо. Однако, как явствует из экспериментальных кривых V_p , породы основного состава не проявляют сколько-нибудь заметного увеличения скорости при давлениях, соответствующих уровню границы K_2 (см. рис. 55, а). В то же время, согласно опытам [77] по разрушению пород при увеличении нагрузки до 1,5 ГПа,

Химический состав, мас. %		Объемная масса, $\rho \cdot 10^{-3}$, кг/м ³	V_p , км/с				
Na ₂ O + K ₂ O	H ₂ O*		при $P = 0,1 - 1500$ МПа				
			0,1	100	500	1000	1500
2,26	2,38	2,99	6,66	7,10	7,30	7,48	7,54
2,03	3,15	3,08	6,62	7,36	7,50	7,55	7,60
3,08	4,15	3,06	6,22	7,10	7,25	7,44	7,55
2,65	1,40	3,09	6,40	6,96	7,20	7,32	7,34
2,50	2,87	3,06	6,48	7,13	7,31	7,45	7,51
6,25	1,61	2,87	5,68	6,18	6,36	6,46	6,42
4,92	1,92	2,81	5,91	6,33	6,46	6,46	6,46
4,81	1,15	2,50	4,84	5,82	6,10	6,16	6,32
4,39	0,80	—	5,68	7,25	7,44	7,76	7,90
5,09	1,37	2,73	5,53	6,40	6,59	6,71	6,78
3,37	0,90	2,94	2,92	6,75	7,18	7,48	7,60
3,93	0,69	2,84	3,91	6,95	7,82	8,85	7,95
3,73	0,10	3,03	4,38	5,70	6,36	6,43	6,48
3,67	0,56	2,93	3,73	6,46	7,12	7,25	7,34
2,60	0,62	3,14	—	5,75	6,70	6,82	6,95
2,80	0,38	3,05	4,33	6,50	6,75	6,80	6,91
3,53	0,55	2,99	3,21	6,25	6,78	6,85	7,00
2,98	0,52	3,06	3,77	6,17	6,74	6,82	6,95
5,10	0,49	2,81	6,58	6,52	6,66	6,74	6,83
3,97	0,58	2,92	5,13	6,50	6,76	6,85	6,90
3,84	0,92	2,98	6,60	7,30	7,45	7,47	7,50
4,30	0,66	2,90	6,10	6,77	6,95	7,02	7,07

можно предположить, что граница K_2 отражает переход от среднезернистых катаклазитов к тонкозернистым милонитам (граница эквикогезии) при катакластическом течении глубинных пород в условиях всестороннего высокого давления (более 500 МПа) и температуры около 500°C, а граница Мохо — следующий переход от псевдопластических деформаций к собственно пластическим и определяется пределом упругости глубинных пород (см. рис. 55, б). Эти переходы вызывают соответственно резкие скачки увеличения скорости V_p (см. рис. 55, в), а увеличение градиента скорости V_p под границей K_2 может быть связано с увеличением доли

Скорости продольных упругих волн (V_p) при различных давлениях (P) в кислых метаморфических породах разрезов Кольской сверхглубокой и Миннибаевской глубокой скважин

Возраст	Фашии метаморфизма	Глубина, м	Порода	Химический состав, мас. %		
				SiO ₂	Fe ₂ O ₃ + FeO + MgO + TiO ₂	
Протерозой	Зеленосланцевая	4673–4784	Дацитовый метапорфирит	66,28	7,55	
	Прогрессивная эпидотамфиболическая	4832–4847	Метапесчаник	75,88	6,12	
Архей	Регрессивная эпидотамфиболическая	6845–6850	Биотитовый плагиогнейс	66,36	5,37	
		7757–7806		71,49	3,01	
		8394–8405		62,85	9,58	
	Среднее			66,9	5,99	
		8811–11126	Биотитовый плагиогнейс	70,53	3,36	
	11411–11427	Гранат-биотитовый плагиогнейс		74,42	7,53	
	Среднее			72,48	5,44	
		Гранулитовая	2315–2336*	Гранат-биотитовый плагиогнейс	67,20	9,36
			3489–3492*	Биотитовый плагиогнейс	71,49	5,13
		4609–4614*	Гиперстен-биотитовый плагиогнейс	62,72	8,55	
5054–5065*		Гранат-биотитовый гнейс	68,91	7,95		
Среднее				67,58	7,75	

* Миннибаевская глубокая скважина 20000; все остальные данные по Кольской скв. СГ-3. Эксперименты при высоких давлениях выполнены в ИФЗ АН СССР Г.А. Ефимовой, Е.В. Наумовой, Г.П. Кременецкой.

практически беспористых пород. Последние, как известно, могут образоваться в процессе частичного плавления кислой протокоры, сопровождающегося "высушиванием" реститового материала благодаря большому средству воды к силикатному расплаву. В итоге реститовый материал может иметь более основной состав и, кроме того, будет существенно уплотняться за счет потери пористости.

Таким образом, выполненные исследования позволяют предложить новый вариант геологической интерпретации глубинного сейсмического разреза континентальной коры фундамента Восточно-Европейской плат-

Химический состав, мас. %		Объемная масса, $\rho \cdot 10^{-3}$, кг/м ³	V_p , км/с				
Na ₂ O + K ₂ O	H ₂ O ⁺		при $P = 0,1 - 1500$ МПа				
			0,1	100	500	1000	1500
5,70	1,67	2,80	4,36	5,74	6,00	6,12	6,30
5,10	3,14	2,64	5,00	5,80	5,74	6,86	7,15
5,18	0,70	2,52	2,79	5,60	5,95	6,15	6,30
7,38	0,26	2,62	2,84	6,06	6,42	6,59	6,64
5,70	0,52	2,67	2,48	5,70	6,48	6,79	6,92
6,09	0,49	2,60	2,70	5,79	6,28	6,51	6,62
7,08	0,52	2,62	2,40	5,58	6,40	6,58	6,65
3,25	0,24	2,66	—	5,56	6,10	6,20	6,34
5,16	0,38	2,64	2,40	5,57	6,25	6,39	6,48
3,86	0,84	2,82	6,02	6,19	6,29	6,36	6,45
6,04	0,94	2,78	5,13	6,03	6,20	6,30	6,36
7,04	1,62	2,81	5,45	6,30	6,49	6,50	6,51
5,54	1,29	2,70	4,78	5,92	6,14	6,21	6,27
5,62	1,17	2,78	5,34	6,11	6,28	6,34	6,40

формы, имеющего почти однородный химический состав (в среднем дацитовый) на всю его мощность. В верхней части коры (0–15 км), наклонные сейсмические границы определяются преимущественно стратиграфическими контактами и разрывными нарушениями, а субгоризонтальные сейсмические неоднородности (в том числе зоны инверсии скорости V_p или так называемые коровые волноводы) фиксируют зоны гидрогенно-химического разуплотнения (поровые волноводы), обусловленного палеогеодинамикой развития докембрийских структур. В средней (15–30 км) и особенно нижней (30–40 км) частях коры пологие сей-

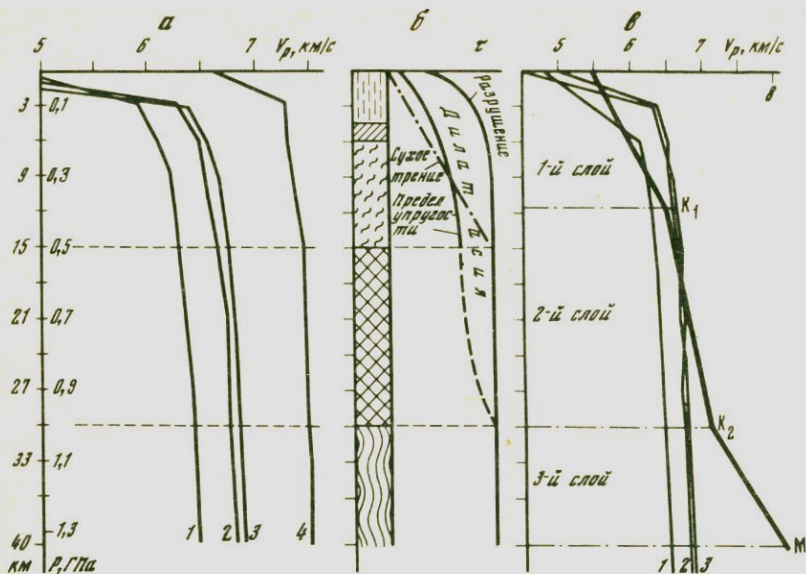


Рис. 55. Тенденции изменения скорости продольных упругих волн (V_p) по экспериментальным данным при высоких P и T (а) и характера разрушения пород при увеличении нагрузки (τ по [77], б) в сравнении с сейсмической моделью [88, 112] глубинного строения Восточно-Европейской платформы (в)

1-4 - породы состава: 1 - кислого, 2 - среднего, 3 - основного, 4 - ультраосновного

смические границы могут быть обусловлены твердофазовыми переходами типа α - β -кварца, а скачкообразное увеличение скорости V_p на уровне границы K_2 - спецификой трещинообразования в условиях высоких температур и давлений (дилатансионный механизм).

Закономерности, выявленные на примере исследованного региона, следует учитывать при интерпретации глубинного строения фундамента Восточно-Европейской и других древних платформ.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДОНОСНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

При разведке месторождений, локализованных в метаморфических толщах, обычной является ситуация, когда только некоторые рудные залежи выходят на дневную поверхность, а остальные залежи являются слепыми и разведываются подземными горными выработками и бурением. Оконтуривание таких рудных залежей осложняется тектоническими нарушениями, сложной морфологией рудных тел и неравномерным и избирательным распределением в них полезного компонента. Вследствие этого пространственная увязка вновь выявляемых рудных пересечений с уже разведанными залежами нуждается в проведении большого объема подземных горных и буровых работ и, следовательно, ведет к значительному удорожанию разведки.

Использование геохимических методов для указанной цели может резко сократить объемы разведочных работ. Для этого было проведено опытно-методическое исследование на Ктитебердинском месторождении вольфрама (Северный Кавказ), локализованном в полосе кристаллических сланцев зоны Главного Кавказского хребта (рис. 56, см. вкл.).

Ктитебердинское месторождение относится к гидротермально-метасоматическому типу с преимущественным развитием вольфрамового оруденения в амфиболитах. Вольфрамовое оруденение локализовано в экзоконтактной части палеозойского гранитного массива, развиваясь в протерозойских метаморфических породах макерской серии на вертикальную мощность 1500–1600 м (рис. 57). Основное прожилково-вкрапленное оруденение сосредоточено в пологопадающих амфиболитах, пласты которых имеют мощность от 2 до 32 м (в среднем 8–10 м) и протяженность в пределах первых сотен метров. В различных частях продуктивной толщи отмечается от 1 до 3 относительно выдержанных пластов амфиболитов; на участках сгущения они занимают до 25–35% мощности разреза. Шеелитовая минерализация приурочена к различно ориентированным гидротермальным жильным зонам и метасоматически измененным телам амфиболитов. Максимальные концентрации шеелита отмечаются в зонах биотитизации амфиболитов.

По совокупности признаков: структурным, морфологическим, минералогическим и др. — на месторождении выделяются [82] три типа рудных залежей: 1) узлы пересечения неизмененных амфиболитов зонами сквозных кварцевых и полевошпат-кварцевых жил и прожилков; 2) узлы пересечения метасоматически измененных амфиболитов жильными зонами субмеридиональной и субширотной ориентировок; 3) участки штокверкового

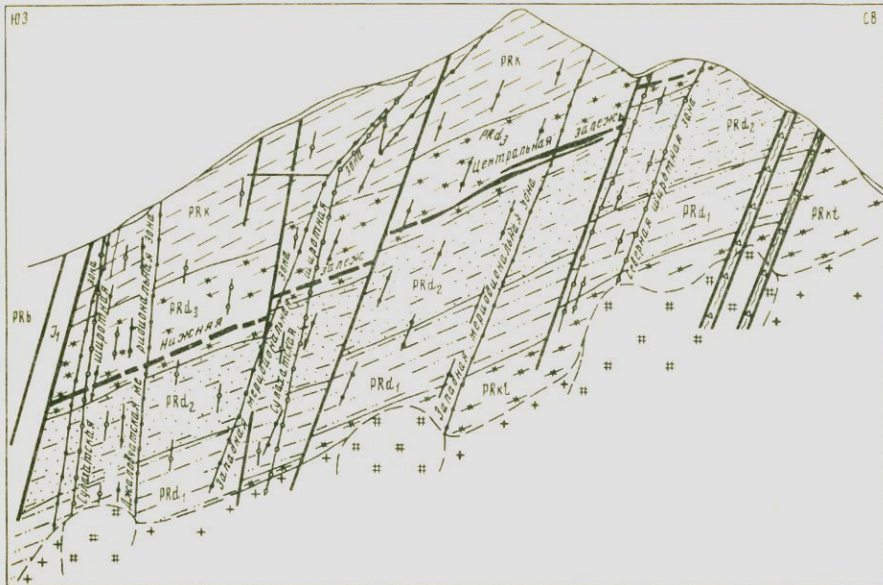


Рис. 57. Геологический разрез Центрального участка Китебердинского вольфрамового месторождения. Составлен Е.М. Соколовым и З.Е. Соколовой
 Условные обозначения те же, что и на рис. 56

прожилково-вкрапленного оруденения в метасоматически измененных амфиболитах.

Технико-экономические расчеты, выполненные при составлении временных кондиций, показали, что промышленные руды приурочены к последнему из перечисленных типов залежей. К ним, в частности, относятся Первая Восточная, Центральная и Нижняя рудные залежи, приуроченные к пологопадающим ($15-30^\circ$) пластам амфиболитов, расположенных кулисообразно один под другим. На дневной поверхности обнажается лишь северо-восточный фланг Первой Восточной залежи, остальные рудные залежи (Центральная, Нижняя и др.) являются слепыми (см. рис. 57) и разведываются в настоящее время штольнями, а также пройденными из них наклонными скважинами.

При разработке теоретических основ методики корреляции слепых рудных залежей решались следующие задачи: 1) выявление минералого-геохимических особенностей и первичной природы рудовмещающих амфиболитов месторождения и разработка на их основе информативных геохимических параметров корреляции; 2) построение формализованной модели идентификации рудных пересечений с помощью различных критериев математической статистики; 3) апробация методики геохимической корреляции и сравнительный анализ результатов математической идентификации с априорно известной геологической корреляцией рудных залежей.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС АМФИБОЛИТОВ, ВМЕЩАЮЩИХ ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

В разрезе продуктивной толщи Ктитебердинского месторождения около 10% составляют амфиболиты. Они характеризуются субсогласным залеганием и значительной протяженностью (более 500 м) без видимого стратиграфического контроля. По положению в разрезе и вещественному составу амфиболиты можно разделить на три типа: А, Б и В.

Амфиболиты типа А встречаются преимущественно в нижней части разреза продуктивной толщи и вмещают основные рудные залежи месторождения. Они образуют линзовидные тела, иногда кулисообразно расположенные по отношению друг к другу с резким уменьшением мощности вплоть до тупого выклинивания в зонах будинажа (рис. 58, а). В приконтактной части крупных тел амфиболитов иногда отмечается переслаивание с гнейсами и сланцами. Амфиболиты описываемого типа имеют массивную, реже сланцеватую текстуру со слабо проявленной полосчатостью и неоднородный состав (в об. %): актинолит и роговая обманка – 60–95, плагиоклаз (№ 35–55) – 3–55, эпидот – 0–20, диопсид – 0–35, гранат – 0–8, биотит – 0–5, кварц – 0–3, калиевый полевой шпат – 0–3. В переменных количествах присутствуют серпентин, тальк, пренит, скаполит, цоизит, хлорит, кальцит.

В участках наложения на амфиболиты прожилково-вкрапленного оруденения в них развиваются биотит-2, шеелит, арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, сульфовисмутиты, теллуриды и другие рудные минералы.

Амфиболиты типа Б внешне похожи на описанные выше амфиболиты рудных залежей, но относятся к малорудному типу. Они также образуют согласно залегающие линзовидные прослои, резко ограниченные от вмещающих гнейсов и сланцев. Контакты обычно параллельны полосчатости и кристаллизационной сланцеватости как в самих амфиболитах, так и во вмещающих их породах. Изредка амфиболитовые тела расщепляются на ряд выклинивающихся апофиз, продолжение которых трассируется цепочками мелких линзочек (см. рис. 58, б). Нередки случаи резкого выклинивания отдельных прослоев, обусловленного будинажем. По текстурно-структурным признакам и минеральному составу описываемые амфиболиты близки амфиболитам типа А; различаются лишь повышенным содержанием несколько более кислого (№ 30–35) плагиоклаза (до 45 об. %), более высокой железистостью роговой обманки; серпентин и тальк отсутствуют.

Амфиболиты типа В залегают преимущественно в верхних частях разреза продуктивной толщи и отличаются крайне неоднородным минеральным составом, имеют всю гамму переходов от меланократовых амфиболитов до биотит-роговообманковых плагиогнейсов. Благодаря этому тела амфиболитов имеют иногда очень сложную форму с резким изменением мощности вплоть до полного выклинивания (см. рис. 58, в). Амфиболиты этого типа имеют массивную, реже сланцеватую текстуру и порфиробластовую структуру. Порфиробласты представлены крупными (до 3–8 мм) таблитчатыми зернами плагиоклаза, занимающими до 60% объема породы. Эпизодически встречаются мелкие (1–2 мм) порфири-

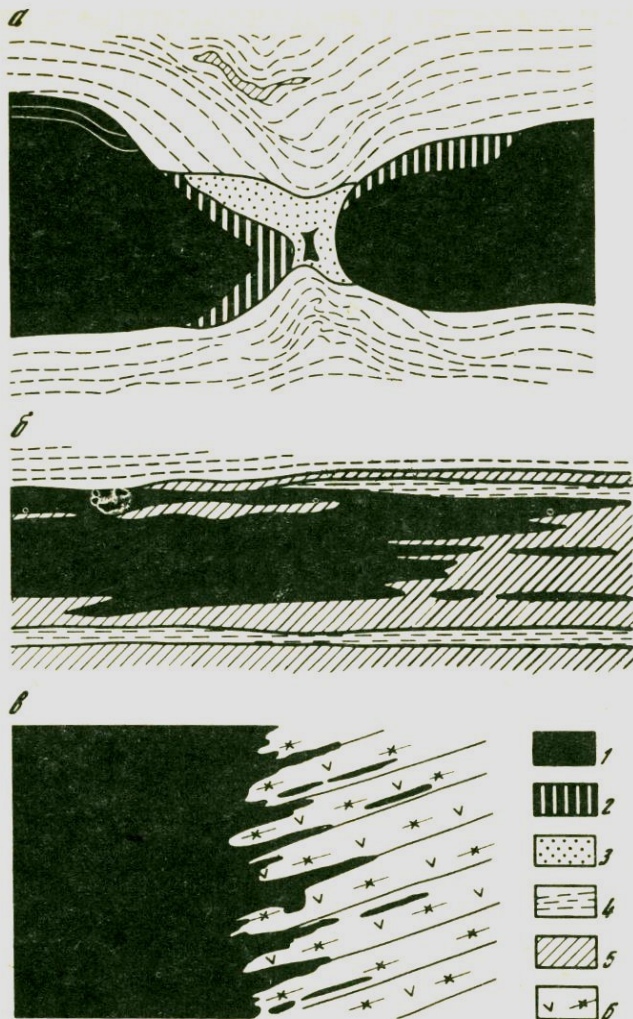


Рис. 58. Формы залегания амфиболитов типа А (а), Б (б) и В (в) Ктитебердинского вольфрамового месторождения по Е.М. Соколову

1 – амфиболиты; 2 – актинолититы; 3 – синметаморфогенные кварцевые жилы; 4 – мусковит-биотитовые сланцы; 5–6 – гнейсы: 5 – мусковит-биотитовые, 6 – амфибол-биотитовые

бласты граната, содержание которого в отдельных участках достигает 10–15%. Минеральный состав амфиболитов неоднороден и в среднем представлен (в об. %): роговая обманка – 45, плагиоклаз (№ 20–30) – 40, кварц – 8, биотит – 6 и апатит – 1. Из вторичных минералов в значительных количествах присутствуют эпидот, цоизит, хлорит, серицит, пренит.

В представительных пробах неизмененных амфиболитов типов А, Б и В были изучены видовой состав и содержания акцессорных минералов.

Таблица 33

Видовой состав и средние содержания (в г/т) аксессуарных минералов в различных типах амфиболитов Ктитебердинского месторождения

Минерал	А	Б	В
Оливин	0,0002	Не обн.	Не обн.
Гранат	96	0,38	130
Циркон	0,003	0,47	0,33
Турмалин	0,0002	Не обн.	0,03
Пирит	411	80	272
Марказит	10	Не обн.	Не обн.
Пирротин	762	7,8	1513
Халькопирит	12,5	Не обн.	0,0002
Галенит	0,0002	0,0015	0,0003
Сфалерит	0,02	0,001	0,0003
Арсенопирит	8,5	Не обн.	1
Молибденит	0,0002	То же	0,0002
Ильменит + сфен	215	3582	4246
Рутил	0,0002	0,38	Не обн.
Анастаз	0,0003	Не обн.	То же
Касситерит	0,0002	То же	"
Апатит	3,3	823	813
Монацит	Не обн.	0,70	Не обн.
Барит	То же	0,001	То же
Шеелит	110	0,59	3,3
Флюорит	0,0003	0,38	Не обн.

Анализы выполнены в ИМГРЭ.

Всего было определено 27 наименований минералов, содержание которых колеблется от 0,0002 до 4246 г/т (табл. 33). Сравнительный анализ аксессуарных минералов показывает, что отличительной особенностью типа А является постоянное присутствие оливина, однозначно указывающего на первично-магматический генезис содержащих его пород. В аншлифах обнаружен также реликтовый хромит, образующий значительные скопления в меланократовых разновидностях (диагностика хромита подтверждена определением микротвердости и лазерным микроанализом). И наконец, в отличие от других амфиболитов тип А характеризуется резко более низкими (на 1–3 порядка) содержаниями первично-магматических ильменита, апатита и циркона (см. табл. 33).

Морфометрический анализ аксессуарного циркона из сравниваемых типов амфиболитов выявил сходство таких типоморфных признаков, как габитус и морфология кристаллов, и резкое различие таких типоморфных признаков кристаллов, как размер (l) и удлинение (E). В частности, цирконы из амфиболитов типа А характеризуются полимодальной кривой распределения абсолютных размеров кристаллов (l), отражающей наличие в пробе, по крайней мере, четырех генераций цирконов (рис. 59). Аналогичную тенденцию проявляют и значения E , причем доля цирконов интрателлурической стадии ($E = 2,55$) резко преобладает над таковыми стадия кристаллизации ($E = 4,15-6,15$). Близость кривых E и l описываемых цирко-

Таблица 34

Средние составы различных типов амфиболитов Ктитебердинского месторождения

Компонент	А						Б				В
	1	2	3	4	5	\bar{x}	6	7	8	\bar{x}	9
SiO ₂	43,55	43,48	43,83	44,10	46,89	43,87	45,42	49,03	46,36	48,07	50,90
TiO ₂	0,53	0,73	0,51	0,85	0,55	0,71	0,31	1,79	2,05	1,63	1,68
Al ₂ O ₃	16,92	16,90	16,25	17,10	17,01	16,89	18,18	14,94	15,39	15,46	14,07
Fe ₂ O ₃	2,99	2,55	2,82	2,24	2,20	2,52	1,14	2,08	2,61	2,04	1,83
FeO	9,68	10,55	9,72	10,40	9,38	10,25	9,76	10,20	8,39	9,83	10,90
MnO	0,24	0,21	0,23	0,20	0,24	0,21	0,21	0,24	0,24	0,24	0,23
MgO	8,70	7,66	8,47	7,02	7,27	7,60	7,02	5,41	6,16	5,76	5,06
CaO	9,96	11,80	11,57	11,22	10,41	11,28	11,22	8,62	11,51	9,48	7,38
Na ₂ O	1,62	1,25	1,20	1,40	2,07	1,40	0,75	2,88	2,12	2,46	2,90
K ₂ O	1,63	1,16	1,23	1,41	2,19	1,31	2,10	1,27	1,54	1,43	1,41
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,06	0,11	0,04	0,07	0,03	0,39	0,22	0,31	0,43
SO ₃	0,54	0,71	0,65	0,80	0,20	0,69	0,24	0,85	—	0,75	0,65
F	0,14	0,07	0,08	0,10	0,06	0,09	0,06	0,09	0,05	0,08	0,08
H ₂ O ⁻	2,15	1,76	2,17	1,81	2,02	1,88	2,34	1,43	1,66	1,60	1,20
H ₂ O	1,31	1,05	1,05	0,03	0,78	1,05	1,16	0,70	0,76	0,77	0,88
F ₂ = O	0,06	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03
Сумма	99,94	99,91	99,81	99,75	100,29	98,52	99,92	99,88	99,04	99,74	99,57
W	96	35	17	110	—	67	150	44	—	55	1,5
Mo	0,25	0,25	0,25	0,6	—	0,37	0,25	1,2	—	1,0	1
As	50	50	50	50	—	50	50	200	—	175	50
Sc	22	50	20	41	15	38	35	15	3	17	15
V	270	750	105	550	170	515	260	330	240	310	200

Cr	52	180	160	210	50	168	200	120	80	127	93
Co	34	110	31	74	40	75	58	340	27	263	45
Ni	21	62	25	53	33	48	140	53	37	64	30
Cu	120	710	84	200	43	356	42	100	30	84	57
Zn	180	220	95	160	50	172	48	180	73	148	160
Ag	0,08	0,20	0,03	0,20	—	0,16	0,15	0,09	—	0,1	0,03
Sn	30	17	9	34	1,5	23	11	11	4	10	5
Te	1,5	1,5	1,5	1,5	—	1,5	1,5	1,5	—	1,5	1,5
Pb	17	16	6	35	8	21	11	24	47	25	13
Bi	2	0,5	0,5	0,5	—	0,7	0,5	0,5	—	0,5	0,5
Li	33	15	15	15	—	15	30	15	—	17,5	15
Be	4	2	1,5	1,2	4	2	8	2	0,5	3	1,5
B	12	31	12	24	—	23	20	7	—	9	7
Sr	62	86	48	46	140	66	190	110	47	115	120
Ba	190	460	120	50	120	230	150	120	200	133	510
Ga	16	22	10	26	14	21	10	24	30	23	24
Ge	2	2	1	4	—	2,6	0,5	3	—	2,6	1
Y	1,5	1,5	1,5	2,4	8	2,0	1,5	17	7	13,6	21
Yb	0,5	0,5	0,5	0,5	1	0,5	0,5	2	1	2	4
Zr	5	43	5	46	10	33	15	105	50	85	160
Nb	4	4	3	5	1,5	4,1	1,5	7	7	6	8
Число проб	10	30	11	28	3	83	4	20	5	31	19

1–5 – амфиболиты типа А, слагающие рудные залежи в дупухской свите: Первая (1), Центральная (2), Западная (3), Нижняя (4) Новая (5); 6–8 – амфиболиты типа Б нижнедупухской (6) и дупухской (7, 8) свит; 9 – амфиболиты типа В дупухской свиты.

\bar{x} – оценка средневзвешенного значения. Содержания петрогенных элементов даны в мас. %; элементов-примесей – в г/т; прочерк содержания не определялись; анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

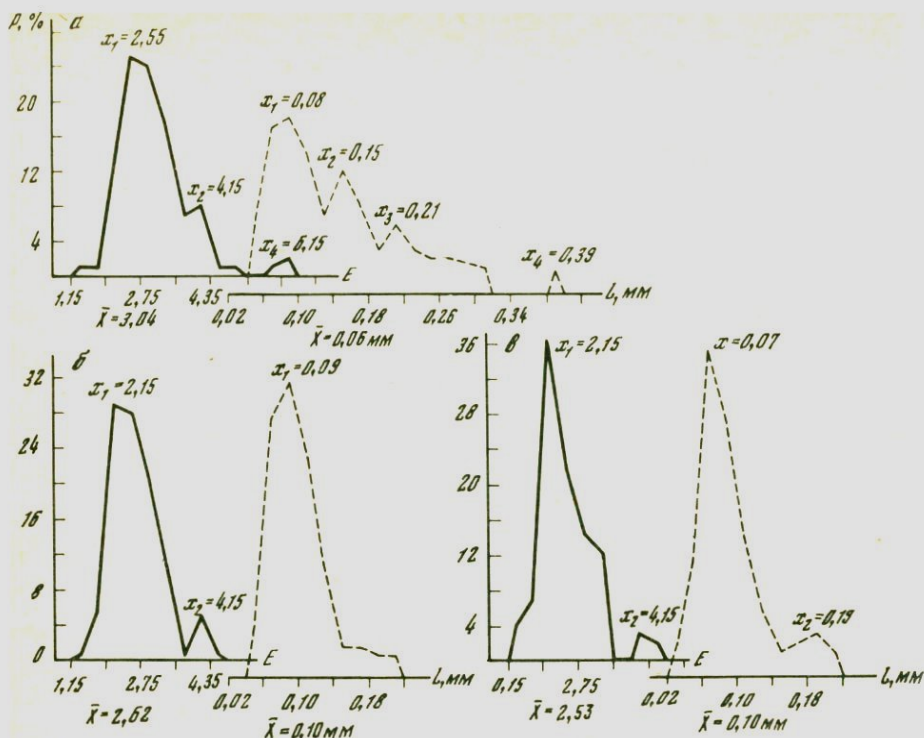


Рис. 59. Гистограмма удлинений (E) и высоты (l) кристаллов акцессорного циркона из различных типов амфиболитов Ктитебердинского месторождения
Амфиболиты: а – типа А; б – типа Б; в – типа В

нов с цирконами из кайнотипных основных вулканоплутонических ассоциаций, а также сходство состава и содержаний первично-магматических акцессориев в сравниваемых группах пород указывают на формирование амфиболитов типа А за счет базит-типербазитовых субвулканических образований.

Цирконы из амфиболитов типа Б и В характеризуются устойчивым бимодальным распределением E и l и близкими значениями соответствующих максимумов (см. рис. 59). Преобладают цирконы интрателлурической стадии, что свидетельствует о первично-эффузивной природе этих типов амфиболитов. Наличие тонкого ритмичного переслаивания рассматриваемых амфиболитов с вмещающими гнейсами позволяет считать, что среди исходных аналогов амфиболитов данного типа имели место и основные туфы, являющиеся традиционным членом осадочно-вулканогенных формаций.

Средние химические составы амфиболитов Ктитебердинского месторождения приведены в табл. 34. Согласно разработанной нами петрохимической классификации (см. главу II), тип А относится к Fe-Mg-амфиболитам (апооливиновые базальты); тип Б – Fe-амфиболитам (апобазальты), а тип В – Si-амфиболитам (апоандезитобазальты).

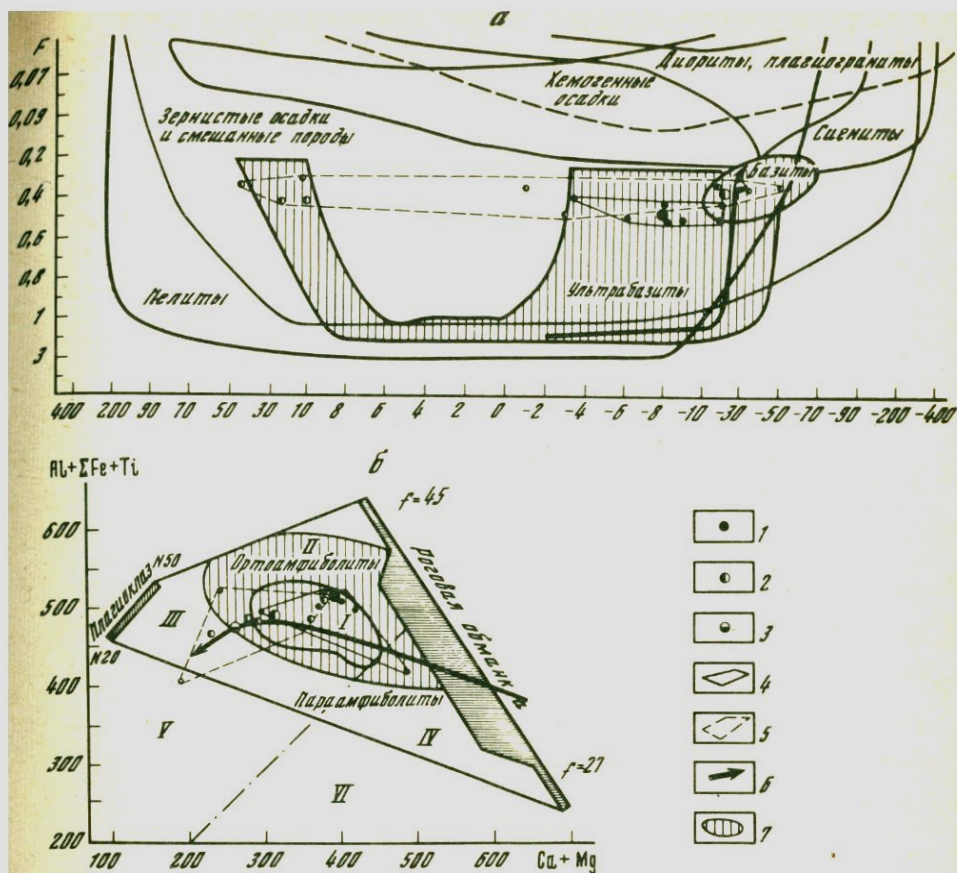


Рис. 60. Дискриминационные петрохимические диаграммы

а — по А.А. Предовскому [83], б — по А.А. Кременецкому [51]

I, II — поля изверженных пород основного состава: I — усредненные составы пород, II — с учетом всевозможных разновидностей; III, IV — поле изверженных пород среднего состава и основные вулканогенные граувакки, туффиты и туфы с примесью: III — глинистого, IV — карбонатного материала; V — поле глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников; VI — поле глинистых, доломитовых и известковых мергелей

1—3 — амфиболиты Ктитебердинского месторождения типов А (1), Б (2) и В (3); 4, 5 — поля амфиболитов: 4 — типа А, 5 — типов Б и В; 6 — тренд дифференциации базит-гипербазитовых пород; 7 — области распространения базит-гипербазитовых пород

Генетическая идентификация амфиболитов выполнялась с привлечением известных дискриминационных петрохимических диаграмм. П. Ниггли, А. Симонена, Б. Лика, К. Уокера, А.А. Предовского, Н.П. Семененко и др. (рис. 60). В основе каждой из них лежит оригинальная система пересчета химических анализов исходных осадочных и изверженных пород основного состава с целью разграничения амфиболитов на пара- и ортопороды. Проведенное нами ранее [51] специальное исследование, посвященное генезису амфиболитов, показало, что наиболее вероятными ис-

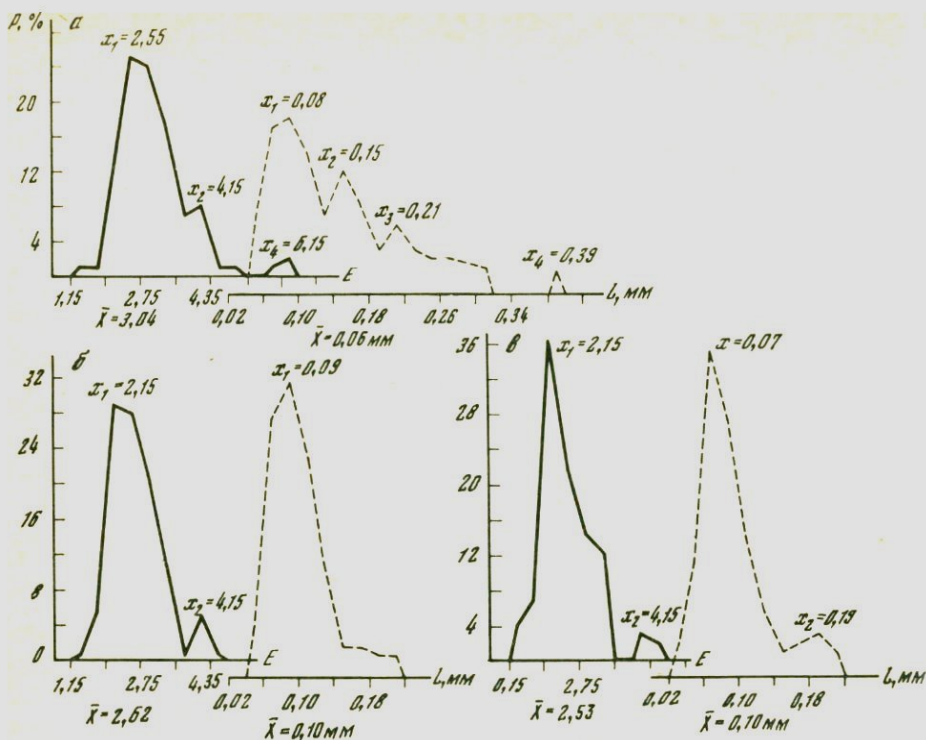


Рис. 59. Гистограмма (E) и высоты (l) кристаллов акцессорного циркона из различных типов амфиболитов Ктитебердинского месторождения
Амфиболиты: а – типа А; б – типа Б; в – типа В

нов с цирконами из кайнотипных основных вулканоплутонических ассоциаций, а также сходство состава и содержаний первично-магматических акцессориев в сравниваемых группах пород указывают на формирование амфиболитов типа А за счет базит-гипербазитовых субвулканических образований.

Цирконы из амфиболитов типа Б и В характеризуются устойчивым бимодальным распределением E и l и близкими значениями соответствующих максимумов (см. рис. 59). Преобладают цирконы интрателлурической стадии, что свидетельствует о первично-эффузивной природе этих типов амфиболитов. Наличие тонкого ритмичного переслаивания рассматриваемых амфиболитов с вмещающими гнейсами позволяет считать, что среди исходных аналогов амфиболитов данного типа имели место и основные туфы, являющиеся традиционным членом осадочно-вулканогенных формаций.

Средние химические составы амфиболитов Ктитебердинского месторождения приведены в табл. 34. Согласно разработанной нами петрохимической классификации (см. главу II), тип А относится к Fe-Mg-амфиболитам (апооливиновые базальты); тип Б – Fe-амфиболитам (апобазальты), а тип В – Si-амфиболитам (апоандезитобазальты).

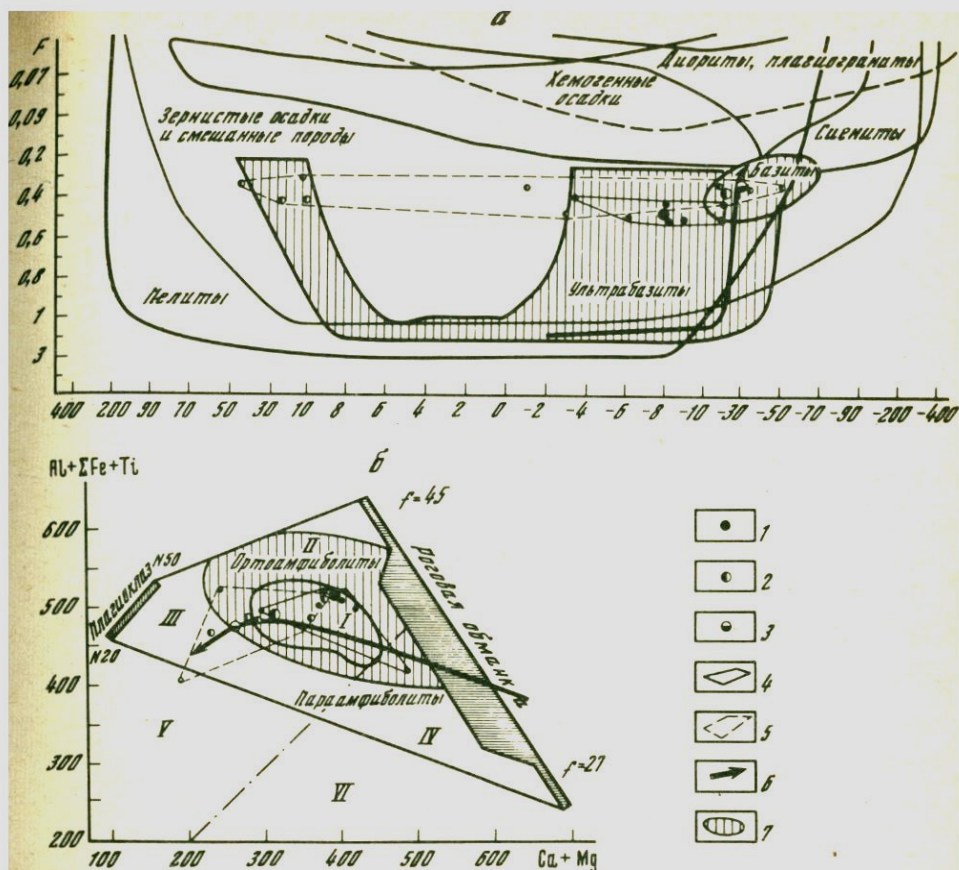


Рис. 60. Дискриминационные петрохимические диаграммы

а — по А.А. Предовскому [83], б — по А.А. Кременецкому [51]

I, II — поля изверженных пород основного состава: I — усредненные составы пород, II — с учетом всевозможных разновидностей; III, IV — поле изверженных пород среднего состава и основные вулканогенные граувакки, туффиты и туфы с примесью: III — глинистого, IV — карбонатного материала; V — поле глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников; VI — поле глинистых, доломитовых и известковистых мергелей

1—3 — амфиболиты Ктитебердинского месторождения типов А (1), Б (2) и В (3); 4, 5 — поля амфиболитов: 4 — типа А, 5 — типов Б и В; б — тренд дифференциации базит-гипербазитовых пород; 7 — области распространения базит-гипербазитовых пород

Генетическая идентификация амфиболитов выполнялась с привлечением известных дискриминационных петрохимических диаграмм. П. Ниггли, А. Симонена, Б. Ли́ка, К. Уокера, А.А. Предовского, Н.П. Семененко и др. (рис. 60). В основе каждой из них лежит оригинальная система пересчета химических анализов исходных осадочных и изверженных пород основного состава с целью разграничения амфиболитов на пара- и ортопороды. Проведенное нами ранее [51] специальное исследование, посвященное генезису амфиболитов, показало, что наиболее вероятными ис-

ходными породами ортоамфиболитов являются изверженные породы габбро-базальтового и отчасти диоритового рядов (поля I, II на рис. 60, б), а параамфиболитов — основные вулканогенные граувакки, туффиты и туфогенные песчаники с незначительной (до 15–20%) примесью глинистого (поле III) или карбонатного (поле IV) материала, т.е. осадочно-вулканогенные породы, значительную часть которых составляет пирокластический или дезинтегрированный материал основных изверженных пород. Остальные породы не могут служить исходным субстратом амфиболитов, так как характеризуются либо избытком MgO (ультрабазиты) или K₂O (красноцветные глины), либо, наоборот, дефицитом SiO₂, Al₂O₃ и FeO (пелит-доломитовые смеси, загрязненные глины и мергели и т.п., поля V, VI на рис. 60, б).

Положение фигуративных точек амфиболитов Ктитебердинского месторождения на дискриминационных петрохимических диаграммах (см. рис. 60) однозначно свидетельствует о принадлежности подавляющей части исследуемых амфиболитов к ортопородам основного состава. При этом составы амфиболитов типа А распределены в направлении от нормальных базальтов к пикритам, а амфиболиты типов Б и особенно В, наоборот, смещены от нормальных базальтов в сторону средних составов. Петрохимический анализ с учетом стратиграфического положения исследуемых амфиболитов в разрезе месторождения позволил выявить ангидромный тренд дифференциации исходных аналогов амфиболитов (от андезитобазальтов к пикритам) и на этом основании отнести эти амфиболиты к андезитобазальтовой формации протогеосинклиналию этапа.

Таблица 35

Содержания редкоземельных элементов (в отн. %) в минералах и рудах Ктитебердинского месторождения

Компонент	Шеелиты из сквозных жильных зон						28/159
	2163	5334	5322	5329	17/7	среднее	
La ₂ O ₃	3,0	5,0	10,6	6,0	7,3	6,4	2,9
Ce ₂ O ₃	27	13,8	23,1	14	18,1	19,0	2,8
Pr ₂ O ₃	1,1	3,1	2,7	3,2	2,3	2,5	1,6
Nd ₂ O ₃	21	9,7	12,4	7,6	10,4	12,0	3,7
Sm ₂ O ₃	5,0	3,7	2,8	4,0	4,0	3,9	—
Eu ₂ O ₃	12,0	6,0	8,1	5,0	5,5	7,0	7,7
Gd ₂ O ₃							
Tb ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—
Dy ₂ O ₃	—	2,9	5,6	6,3	4,8	4,9	5,4
Ho ₂ O ₃	—	1,4	0,7	1,4	2,2	1,4	1,3
Er ₂ O ₃	—	5,2	4,7	4,3	6,0	5,0	4,3
Tm ₂ O ₃	—	1	0,3	1,1	1,5	1,0	1,6
Yb ₂ O ₃	—	4,1	5,4	3,7	5,0	4,5	8,9
Lu ₂ O ₃	—	0,5	0,2	0,8	0,8	0,6	1,1
Y ₂ O ₃	30,0	43,7	23,4	42,5	32,1	34,0	58,8
Σ TR ₂ O ₃ , г/т	0,38	0,081	0,066	0,068	0,100	0,140	0,011

В ходе последующего прогрессивного регионального метаморфизма слагающие андезитобазальтовую формацию породы были преобразованы в амфиболиты и амфиболовые сланцы с широкими вариациями минеральных парагенезисов: от анхиамфиболовых с тальком (за счет оливиновых базальтов) до биотитосодержащих амфиболитов (за счет андезитобазальтов). Предпочтительная приуроченность шеелитового оруденения к амфиболитам типа А объясняется тем, что последние создают литолого-геохимический барьер на пути гидротермальных растворов; специфика барьера обусловлена следующими причинами: а) резко выраженным основным составом амфиболитов типа А, в частности повышенной магниезильностью (MgO до 11–15%, см. табл. 34), и как следствие этого максимально благоприятными условиями для реализации эффекта кислотно-основного взаимодействия гидротермальных растворов с этими амфиболитами; б) наличием максимально высокого содержания наиболее реакционно-способных к метасоматозу кальцийсодержащих минералов (актинолита, эпидота, тремолита) амфиболитов типа А по сравнению с амфиболитами типов Б и В, где преобладающая часть СаО сосредоточена в плагиоклазе; в) более высокой проницаемостью анхиамфиболовых сланцев и амфиболитов типа А по сравнению с массивными полевошпатовыми амфиболитами типа Б и В.

Сказанное хорошо подтверждается особенностями состава и распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в шеелитах Ктитебердинского месторождения. Исследование, выполненное совместно с З.Т. Катаевой, показало, что РЗЭ отличаются аномально высоким содержанием иттрия

Шеелиты из прожилков и гнезд в амфиболитах

28/160	28/161	28/163	28/164	28/165	20/167	20/170	20/172	20/173	среднее
2,3	0,9	1,9	0,8	2,2	0,6	1,7	3,2	0,8	1,7
9,9	4,8	5,9	4,1	10,3	5,2	6,8	5,5	4,5	6,0
1,2	1,0	1,5	0,8	1,8	1,3	1,3	1,1	1,5	1,3
9,0	5,4	8,2	6,0	8,5	7,3	7,9	5,5	5,9	6,7
2,8	3,4	3,8	3,0	3,3	2,3	6,5	3,4	2,7	3,5
7,6	10,4	8,1	7,4	8,8	7,3	10,3	5,9	6,7	8,0
1,5	—	—	—	—	—	—	0,6	1,6	1,2
3,5	—	2,8	—	—	5,0	—	5,9	—	4,5
0,5	—	0,2	—	—	1,0	—	1,5	1,8	1,0
5,2	6,3	5,4	6,4	4,2	4,9	6,0	4,8	5	5,2
0,7	—	0,6	0,6	0,7	0,9	—	0,8	2,4	0,8
6,0	4,2	5,6	4,0	5,2	4,4	4,5	7,4	4,6	5,5
0,6	—	0,7	0,3	—	0,7	—	0,9	—	0,7
49,2	63,6	55,3	66,6	54,9	59,0	55,0	54,5	62,4	58,0
0,042	0,041	0,094	0,109	0,050	0,048	0,058	0,056	0,044	0,055

Таблица 35 (окончание)

Компонент	Рудовмещающие амфиболиты		Биотит	Апатит
	52186	5218a	B-2	5203
La ₂ O ₃	17,2	10	14,6	1,3
Ce ₂ O ₃	31,4	11,3	19,3	7,2
Pr ₂ O ₃	2,6	6,3	4,6	—
Nd ₂ O ₃	16,6	18,3	23,3	9,6
Sm ₂ O ₃	4,8	6,4	5,0	1,0
Eu ₂ O ₃	3,0	9,0	2,0	3,9
Gd ₂ O ₃				
Tb ₂ O ₃	—	—	—	—
Dy ₂ O ₃	4,1	7,6	1,3	3,7
Ho ₂ O ₃	0,9	—	—	2,5
Er ₂ O ₃	3,6	6,0	—	9,8
Tm ₂ O ₃	—	—	—	0,8
Yb ₂ O ₃	3,3	5,0	—	14,2
Lu ₂ O ₃	—	—	—	—
Y ₂ O ₃	12,4	20,0	40,3	46,1
∑ TR ₂ O ₃ , г/т	0,009	0,002	0,067	0,830

2163, 5334 — Западная меридиональная зона; 5322 — Восточная меридиональная зона; 5329 — субширотная зона; 17/7 — участок Нижний Дупух; 28/159 — 28/165 — Центральная рудная залежь; 20/167 — 20/173 — Нижняя рудная залежь; 5218a, б — амфиболит типа А: а — метасоматически измененный (биотитизированный), б — неизмененный; B-2 — 5203 — околожильная биотитовая оторочка.

Анализы выполнены З.Т. Катаевой (ИМГРЭ).

(до 58,8—66,6 отн. %), среднее значение которого (50 отн. %, табл. 35) почти в 2 раза выше такового в шеелитах известных гидротермальных и скарновых месторождений (27,5 отн. %). Среди остальных РЗЭ также преобладают иттриевые земли (тербий-лютеций), максимально высокое их значение (18,9 отн. %) отмечается в шеелитах Центральной и Нижней рудных залежей (см. табл. 35). Причину избирательного обогащения шеелитов иттрием и иттриевыми землями можно объяснить следующим образом. Ранее нами [51] было показано, что амфиболиты в целом характеризуются повышенным содержанием иттриевых земель и иттрия, однако при гранитизации амфиболитов тяжелые лантаноиды становятся подвижными и довольно легко выносятся из исходных пород.

Аналогичный процесс, по-видимому, наблюдается и на Ктитебердинском месторождении, где шеелит развит в сквозных кварцевых жилах, сгруппированных в субмеридиональные и субширотные зоны, секущие амфиболиты и переслаивающиеся с ними гнейсы (Западная и Восточная субмеридиональные жильные зоны), а также приурочен к густой сети мелких кварцевых прожилков, развитых преимущественно в амфиболитах типа А (Центральная и Нижняя рудные залежи).

В сквозных кварцевых жилах шеелит кристаллизуется непосредственно из глубинного гидротермального раствора, и, следовательно, состав РЗЭ

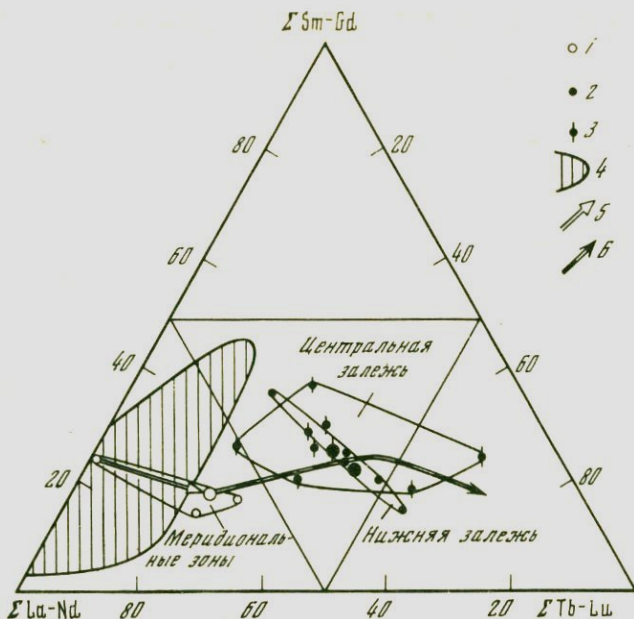


Рис. 61. Распределение редкоземельных элементов в шеелитах гидротермального и гидротермально-метасоматического генезиса

1–3 — шеелиты Ктитебердинского месторождения: 1 — сквозных жильных зон, 2 — прожилково-вкрапленных руд в амфиболитах Нижней и 3 — Центральной залежей; 4 — область распространения шеелитов других типов месторождений; 5, 6 — генетические типы шеелитов: 5 — гидротермальный, 6 — гидротермально-метасоматический

в этих шеелитах должен отражать ювенильную специфику РЗЭ этого раствора.

При формировании прожилково-вкрапленного оруденения взаимодействие глубинного гидротермального раствора с большими объемами амфиболитов приводит к метасоматическому изменению последних (биотитизация и т.п.), сопровождаемому выносом CaO и тяжелых РЗЭ. Экстрагируемые из амфиболитов тяжелые лантаноиды при поступлении в гидротермальный раствор будут смешиваться с исходными РЗЭ, обогащая его иттрием и иттриевыми землями. Кристаллизующийся из такого раствора гидротермально-метасоматический шеелит должен резко отличаться по составу РЗЭ от гидротермального шеелита.

Сопоставление составов и типов распределения РЗЭ в шеелитах из жильных зон и прожилково-вкрапленных руд полностью согласуется с рассмотренной моделью (см. табл. 35). Так, шеелиты из сквозных жил характеризуются более низким средним содержанием иттрия (34 отн. %) по сравнению с таковым из прожилково-вкрапленных руд (58 отн. %) и на диаграмме составов РЗЭ (рис. 61) занимают резко обособленное поле с преобладанием лантан-неодимовых земель. Шеелиты из прожилково-вкрапленных руд имеют сходный состав в Центральной и Нижней амфиболитовых залежах и на диаграмме занимают поле, смещенное в область тербий-лютециевых земель (см. рис. 61). Правомерность рассмотренного меха-

низма подтверждается также наличием корреляционной связи между содержанием иттрия и иттриевых земель в исходных амфиболитах и образующемся в них шеелите. Аналогичную тенденцию демонстрируют биотит и апатит, образующиеся вместе с шеелитом в зонах околожилльных изменений.

Выявленные закономерности распределения РЗЭ в шеелитах и вмещающих их амфиболитах свидетельствуют о местном источнике тяжелых лантаноидов в жильково-вкрапленных рудах и, таким образом, служат дополнительным свидетельством гидротермально-метасоматического генезиса последних.

Различная степень гидротермально-метасоматического изменения амфиболитов в пределах описываемого месторождения безусловно предполагает и различную их геохимическую специализацию в ряду исходные амфиболиты → метасоматически измененные амфиболиты → амфиболиты в зонах жильково-вкрапленного оруденения.

Для выявления распределения элементов-примесей указанный ряд был разделен на шесть выборок по изоконцентрациям вольфрама. При этом среди фоновых амфиболитов, развитых за пределами месторождения, были получены две выборки (I < 50 г/т; II > 50 г/т), а среди амфиболитов, развитых в пределах разведочного контура, — четыре группы (III < 50 г/т; IV = 50–150 г/т; V = 150–500 г/т и VI > 500 г/т).

В каждой выборке из шести были вычислены средние содержания элементов-примесей (табл. 36). Статистический анализ полученной информации позволил выделить две ассоциации элементов.

Первую ассоциацию составили элементы-примеси, средние содержания которых имеют близкие значения во всех сравниваемых выборках, т.е. исходные концентрации этих элементов в амфиболитах не менялись в процессе рудообразования. Элементы, входящие в эту ассоциацию, названы условно-инертными и предлагаются в качестве геохимической характеристики дорудного этапа.

Вторую ассоциацию составили условно-подвижные элементы, проявляющие прямую или обратную зависимость изменения исходных концентраций относительно интенсивности гидротермально-метасоматического изменения амфиболитов. Вторая ассоциация характеризует собственно рудный этап. Ниже приведен перечень элементов, входящих в состав выявленных ассоциаций.

Условно-инертные: Li, La, Zr, В, Ti, Mn, V, Cr, Sc, Co, Sn, Ge, Ga, Sb, Sr.

Условно-подвижные элементы делятся, в свою очередь, на слабо (Zn, Pb, Ni, Cu, Ag, Au, Ba, F, Nb, Hg) и сильноподвижные (Cs, Y, Yb, Be, Mo, As, Bi).

Правомерность выделения ассоциации условно-инертных элементов доказывается также различными уровнями их концентраций в амфиболитах типов А, Б и В. Последние, как уже отмечалось, характеризуют антидромный тренд дифференциации исходных пород этих амфиболитов. В соответствии с петрохимическим трендом должны меняться и содержания типоморфных элементов-примесей. Проверка данного положения строилась на выявлении тенденций распределения инертных элементов в зависимости от изменения основности сравниваемых типов амфиболитов. В качестве меры общей основности использовался предложенный Л.С. Бо-

Таблица 36

Средние содержания элементов-примесей (в г/т) в фоновых и метасоматически измененных амфиболитах Ктитебердинского месторождения, сгруппированные по интервалам изоконцентраций вольфрама (от < 50 до > 500 г/т)

Элемент	Фон		Рудное поле			
	I W < 50	II W > 50	III W < 50	IV W = 50-150	V W = 150-500	VI W > 500
Li	16	30	33	32	31	41
Rb	56	70	75	90	80	136
Cs	0,4	3,5	6,7	0,9	1,6	7,8
Sr	61	71	26	26	27	21
Ba	99	119	64	110	88	132
Ti	6900	5700	4300	3700	3900	3000
Mn	2100	1800	1500	1350	1400	1650
Cr	136	123	320	153	258	194
V	237	261	268	229	285	239
Ni	54	54	73	44	68	31
Co	26	21	27	20	25	23
Cu	78	78	119	115	132	193
Ag	0,08	0,09	0,05	0,12	0,11	0,009
Zn	137	125	105	78	91	87
Pb	22	17	17	22	27	208
Bi	-	-	0,5	0,9	-	12
Be	0,2	1,6	0,8	1,1	1,6	3,8
Mo	0,3	0,6	0,04	0,7	1,2	-
Ga	19	19	15	15	16	15
Ge	0,5	0,8	2,0	1,6	2,3	1,9
P	3050	6200	-	700	400	-
Sc	7,4	8,3	13	12	13	17
Y	14	14	6,0	5,3	4,6	10
Yb	1,5	1,5	0,6	0,6	0,5	1,0
La	0,3	-	0,9	2,1	-	2,5
Zr	102	97	48	50	35	-
Nb	7,1	8,9	4,8	6,0	6,0	2,3
B	11	9,9	12	12	13	15
F	544	762	947	1020	1120	1480
W	11	192	18	95	231	4500
Sn	4,5	10	18	20	26	31
Sb	0,1	0,4	2,0	1,5	1,7	0,7
As	12	18	13	63	55	71
Hg	0,0003	0,0002	0,09	0,06	0,11	0,007
Число проб	108	21	135	43	25	47

Анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

родиным [16] параметр B_c , при расчете которого учитываются все компоненты, определяемые полным химическим анализом, за исключением летучих.

Как видно из рис. 62, значения параметров B_c в амфиболитах Ктитебердинского месторождения последовательно увеличиваются от типа В к

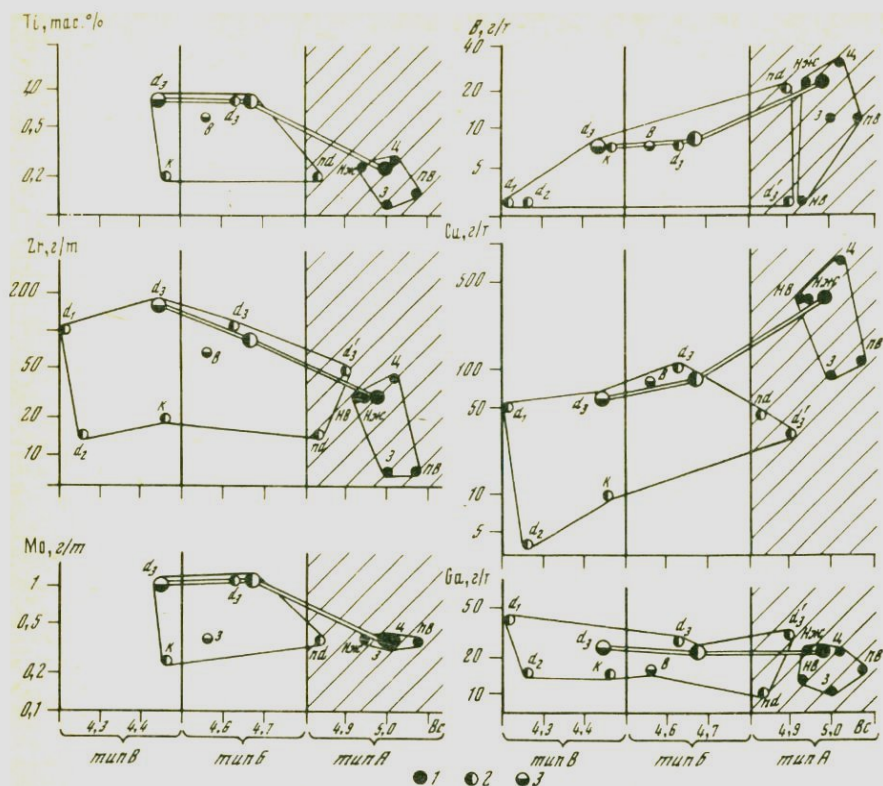


Рис. 62. Зависимости распределения условно инертных элементов-примесей от основности (B_c) различных типов амфиболов Китебердинского месторождения
 1—3 — амфиболиты: 1 — типа А, 2 — типа Б, 3 — типа В

типу А (4,2—4,5 — в амфиболитах типа В, 4,5—4,8 — типа Б и 4,8—5,7 — типа А), т.е. фиксируется таким образом тенденция увеличения общей основности исходных эквивалентов сравниваемых амфиболов от андезитобазальтов к оливиновым базальтам. Условно-инертные элементы в этом ряду образуют соответственно три тренда: тренд последовательного уменьшения концентраций Ti, Zr, Mo и др.; тренд увеличения содержания В, Си и др. и тренд постоянных концентраций для Ga (см. рис. 62). Установленные тренды хорошо согласуются с известными зависимостями поведения элементов-примесей в магматических сериях и, следовательно, практически не зависят от интенсивности последующих метаморфических и метасоматических преобразований. Таким образом, ассоциация "инертных" элементов является максимально информативной геохимической основой для корреляции слепых пересечений однотипных амфиболитов при оконтуривании слагаемых ими рудных залежей.

Необходимость корреляции слепых рудных залежей на Ктитебердинском месторождении обусловлена: 1) отсутствием выходов на дневную поверхность наиболее крупных по объему и запасам рудных залежей месторождения и необходимостью оконтуривания их только после проходки подземных выработок и бурения из этих выработок разведочных скважин (рис. 63); 2) активным проявлением пострудной тектоники, приводящей к пространственной разобщенности различных частей рудных залежей с амплитудой относительного перемещения от первых метров до первых сотен метров; 3) наличием в продуктивной толще амфиболитов типов А, Б и В, различающихся вещественным составом и степенью рудности; 4) широким проявлением в амфиболитах околорудного метасоматоза, приводящего к образованию минеральных ассоциаций, нивелирующих геохимические особенности исходных типов амфиболитов.

Перечисленные факторы резко усложняют геологическую корреляцию рудных пересечений между собой, что требует больших объемов работ по проходке дорогостоящих разведочных подземных выработок.

С целью удешевления и повышения эффективности разведочных работ нами был разработан комплекс методов геохимической корреляции слепых рудных пересечений по керну разведочных скважин [58]. Предлагаемые методы базируются на использовании только инертных элементов-примесей, распределение которых, как было показано, отражает неоднородность первичного состава рудовмещающих амфиболитов и не зависит от интенсивности околорудных изменений.

Метод моноэлементной идентификации. Основывается на модели одномерного сравнения рудных пересечений. Сначала выполняется расчет элементарных статистик (\bar{x} и S^2) для каждого инертного элемента (табл. 37), а затем с помощью параметрического критерия Вейра проводится попарное сравнение этих оценок с целью выявления сходства или различия сравниваемых объектов по каждому элементу.

Критерий Вейра рассчитывается по формуле

$$\hat{W} = \frac{|\bar{x}_i - x_j|}{\sqrt{\frac{(n_i-1)S_i^2 + (n_j-1)S_j^2}{n_i + n_j - 4} \left[\frac{1}{n_i} + \frac{1}{n_j} \right]}}$$

где $i, j = 1 \dots k (i \neq j)$, а k — количество сравниваемых выборок; n — число проб.

Основой критерия Вейра являются различные t -критерии, но применительно к условиям проблемы Фишера—Беренса [40]. Показателем идентичности средних в сравниваемых выборках является выполнение неравенства $\hat{W} \leq 2$. Критерий Вейра позволяет проводить попарное сравнение элементарных статистик по каждому элементу в соответствии с условием нулевой гипотезы о равенстве средних, без априорного знания о соотношении неизвестных дисперсий, т.е. является обобщенным и более сильным аналогом критерия Родионова—Бондаренко и критерия Стьюдента.

Результаты моноэлементной корреляции рудных пересечений амфиболитов Ктитебердинского месторождения с помощью критерия Вейра приведены на рис. 64, где также показана априорная модель идентификации

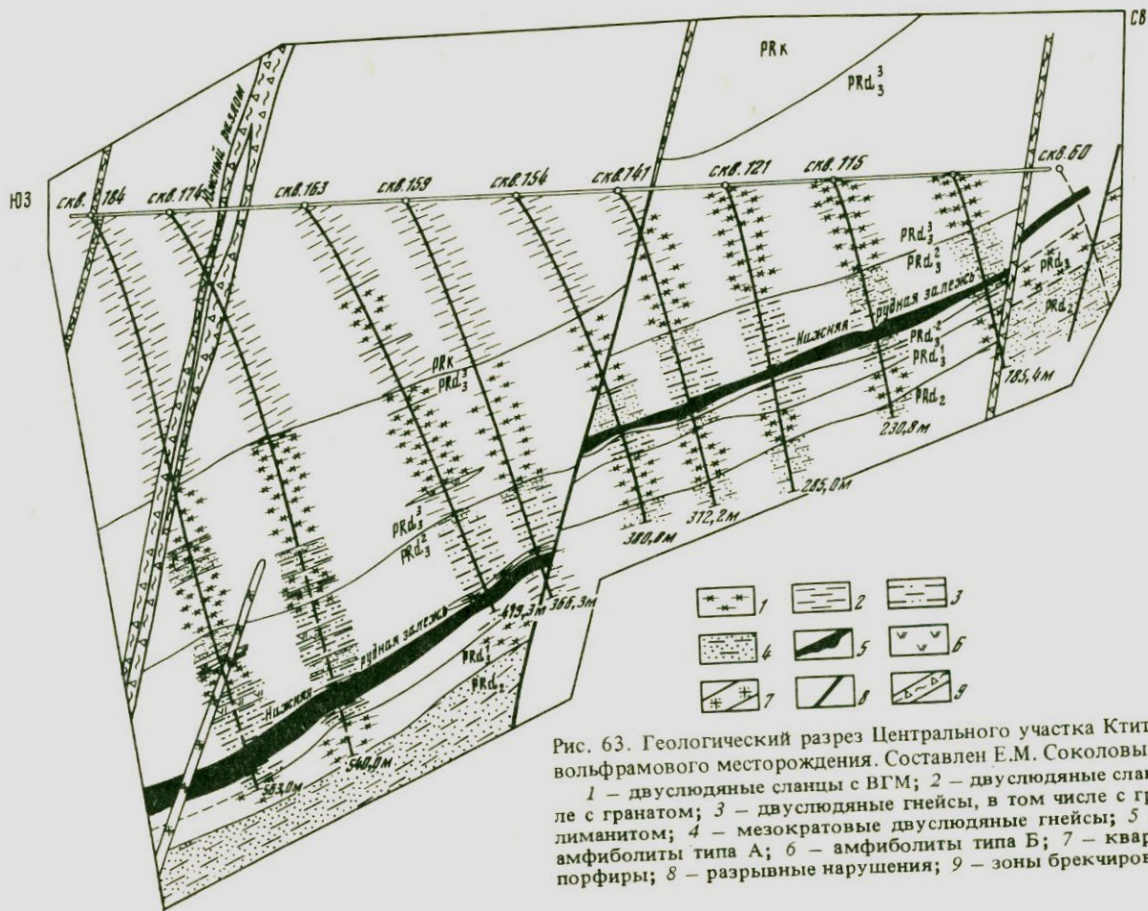


Рис. 63. Геологический разрез Центрального участка Ктитебердинского вольфрамового месторождения. Составлен Е.М. Соколовым

1 — двуслюдяные сланцы в ВГМ; 2 — двуслюдяные сланцы, в том числе с гранатом; 3 — двуслюдяные гнейсы, в том числе с гранатом и силлиманитом; 4 — мезократовые двуслюдяные гнейсы; 5 — рудоносные амфиболиты типа А; 6 — амфиболиты типа Б; 7 — кварцевые гранит-порфиры; 8 — разрывные нарушения; 9 — зоны брекчирования

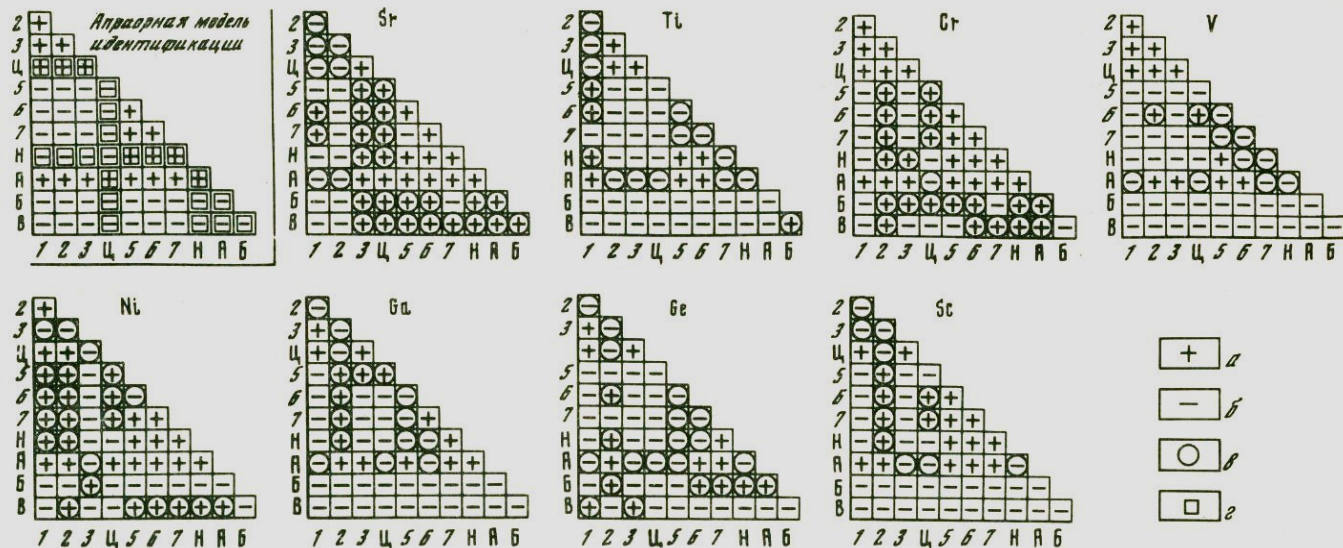


Рис. 64. Моноэлементная идентификация рудных пересечений и типов амфиболитов Ктитебердинского вольфрамового месторождения

1-3 – рудные пересечения Центральной (Ц) залежи; 5-7 – рудные пересечения Нижней (Н) залежи; А, Б, В – амфиболиты типов А, Б и В

а – признак сходства; б – признак различия; в – идентификация противоречий априорной модели; г – главные признаки априорной модели

Таблица 37

Оценки среднего содержания элементов-примесей (в г/т)
в амфиболитах из различных пересечений рудных залежей
Ктитебердинского месторождения

Пересечения и рудные залежи	Число проб	Sr	Ti	Mn	Cr	V
I	29	59*	3070	3980	350	1120
		34	1120	1415	200	400
II	31	37	2060	4030	320	1045
		15	1075	1160	540	305
III	30	49	2100	4180	315	1090
		30	1250	101	230	415
ЦРЗ	90	48	2400	4070	330	1080
		29	1230	1190	370	370
V	30	43	3045	3590	270	930
		22	1770	1070	250	375
VI	29	53	3210	3850	255	1000
		38	1780	1000	165	425
VII	29	50	4360	6550	215	710
		16	1940	1450	190	155
НРЗ	88	48	3530	4650	245	880
		27	1905	1790	235	360
А	178	48	2960	4350	290	980
		28	1690	1540	305	380
Б	31	41	10160	3260	295	595
		17	3200	865	170	170
В	23	48	9870	3795	170	395
		32	2755	1680	165	400

I—III — пересечения Центральной рудной залежи (ЦРЗ); V—VII — пересечения Нижней рудной залежи (НРЗ); А, Б, В — типы амфиболитов.

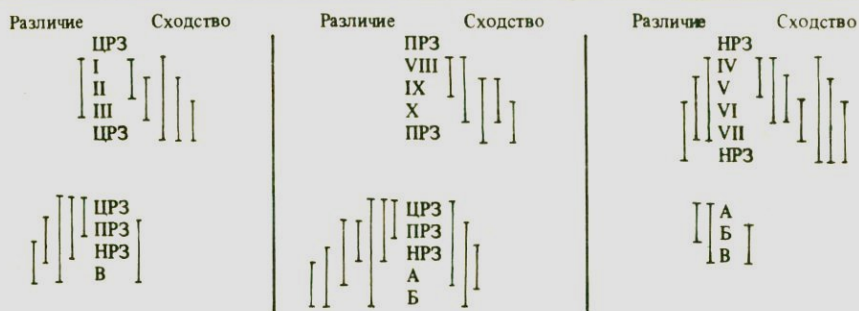
*Числитель \bar{x} — среднее арифметическое, знаменатель S — стандартное отклонение.

рудных пересечений и выделены главные признаки этой модели. При идентификации сравниваемых выборок (см. табл. 37) был выявлен ряд инертных элементов, уровни концентраций которых позволили отождествить разные пересечения, принадлежащие одной и той же рудной залежи, а также установить принадлежность Центральной и Нижней рудных залежей к амфиболитам типа А. В частности, Mn, Cr и V идентифицируют все априорно известные пересечения Центральной залежи, а Sb и Nb — соответственно все пересечения Нижней залежи. При этом Центральная и Нижняя залежи различаются уровнями концентраций Ti, Mn, Cr, V, Ni, Cu, Ga, Ge, Sc, Zr, Nb и В. О принадлежности Центральной залежи к амфиболитам типа А свидетельствуют Sr, Ni, Nb и В. Нижнюю залежь отождествляют с амфиболитами типа А: Sr, Cr, Ni, Ga и В. Амфиболиты типа А разграничиваются

	Ni	Cu	Ga	Ge	Sc	Zr	Nb	В
61	225	26	2,3	74	42	3,2	45	
32	190	5,8	1,5	30	12	1,8	17	
68	340	32	4,0	59	31	4,0	29	
52	230	12	2,0	28	12	2,3	7,9	
92	325	29	2,4	78	45	4,5	40	
62	160	9,3	2,5	28	23	3,3	4,9	
74	300	29	2,9	70	39	3,9	38	
51	200	10	2,0	30	18	2,6	13	
68	240	29	6,0	57	54	5,7	38	
48	180	8,5	3,4	33	28	6,6	20	
64	220	34	3,7	61	71	4,1	28	
48	180	9,6	2,9	20	34	1,8	7,2	
56	255	33	4,6	63	41	5,0	36	
26	220	5,7	2,5	21	13	4,6	12	
63	235	32	4,8	60	55	5,0	34	
41	190	5,8	3,0	26	30	4,7	15	
68	270	31	3,8	65	47	4,4	36	
47	200	7,5	2,8	28	25	3,9	14	
92	150	38	4,0	22	165	17	7,6	
42	90	8,6	1,6	13	140	12	2,6	
54	110	40	1,8	33	235	9,3	9,5	
37	76	8,5	0,7	19	260	9,5	4,1	

от амфиболитов типа Б и В следующей ассоциацией: Ti, V, Cu, Ga, Sc, Zr, Nb и В, а амфиболиты типа Б отличаются от типа В ассоциацией Mn, Cr, V, Ni, Cu, Ga, Ge, Sc, Nb и В.

Метод полиэлементной идентификации. Базируется на алгоритме В.З.Туманяна (1970 г.), с помощью которого проводится математическое преобразование содержаний всех инертных элементов, принадлежащих всей совокупности исследуемых объектов, в так называемые ряды показателей относительного накопления (ПОН). Преимуществом рядов ПОН является возможность проводить одновременно сравнительный анализ всего множества элементов в коррелируемых пересечениях. При этом сравнению подвергаются не абсолютные концентрации элементов, а их относительные доли, ранжированные по преимущественному вкладу каждого



I—III — пересечения Центральной рудной залежи (ЦРЗ); IV—VII — пересечения Нижней рудной залежи (НРЗ); VIII—X — пересечения Промежуточной рудной залежи (ПРЗ); А, Б и В — типы амфиболитов

элемента в совокупность этих элементов. В соответствии с этим на первом этапе проводится математическое преобразование исходных геохимических данных (см. табл. 37) в ряды ПОН, количество которых равно числу сравниваемых объектов. На следующем этапе численные значения каждого ряда ПОН сравниваются между собой с помощью непараметрических критериев Спирмена или Мехра и, таким образом, решается вопрос о наличии или отсутствии геохимической корреляции между сравниваемыми объектами.

Результаты идентификации отдельных пересечений, принадлежащих к одной и той же рудной залежи (задача на сходство), а также сопоставление различных рудных залежей и различных типов амфиболитов (задача на различие) между собой показали высокую надежность метода полиэлементной корреляции (табл. 38). Следует, однако, заметить, что данный метод может быть эффективно реализован только с применением ЭВМ.

Метод идентификации мультиотношениями. Расчет мультипликативных показателей в геохимической практике применяются, как известно, для усиления эффекта сходства—различия между сравниваемыми объектами, установленного предварительно по отдельным элементам. На основе выявленных при моноэлементной идентификации амфиболитов ассоциации инертных элементов составлены два мультипликативных параметра a и b :

$$a = \frac{\text{Ti} \cdot \text{Ga} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Nb}}{\text{V} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Sc} \cdot \text{B}} \text{ — предназначен для усиления сходства отдельных пересечений, принадлежащих соответствующим рудным залежам;}$$

$$b = \frac{\text{Mn} \cdot \text{Zr}}{\text{Cr} \cdot \text{Ni}} \text{ — предназначен для усиления различия между типами амфиболитов, вмещающих рудные залежи.}$$

Метод реализуется путем попарного сравнения вычисленных значений параметров a и b . С целью повышения эффективности метода исходные выборки следует подвергнуть предварительной фильтрации, чтобы изба-

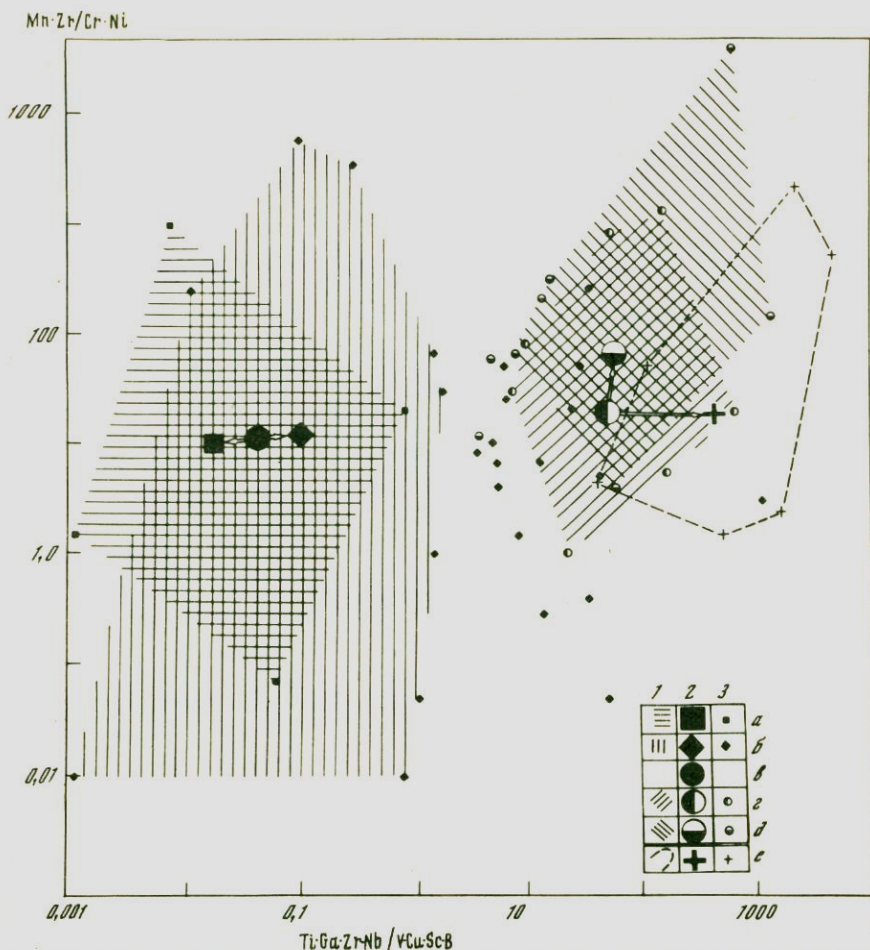


Рис. 65. Статистические оценки мультиотношений рудных залежей и типов амфиболитов Ктитебердинского вольфрамового месторождения

1-3 - параметры мультиотношений: 1 - поля распределений, 2 - оценки медиан, 3 - оценки граничных значений; а, б - рудные залежи: а - Центральная, б - Нижняя; в, г, д - типы амфиболитов: в - тип А, г - тип Б, д - тип В; е - пересечение по скв. 60

виться от влияния околорудных изменений. Для этого из выборок исключают пробы с повышенным содержанием вольфрама ($W_i/W_{фон} \leq 1$, где $W_{фон} = 200$ г/т), а затем проводят расчет средних содержаний элементов-примесей, участвующих в мультипликативных параметрах.

Качественную идентификацию вычисленных значений проводят с помощью диаграммы, координатами которой служат параметры а (по оси абсцисс) и б (по оси ординат, рис. 65, 66). На первом этапе с помощью параметра а проводят разбраковку амфиболитов на соответствующие типы (рис. 65), а затем с помощью параметра б идентифицируют выделенные типы амфиболитов с приписываемыми им рудными пересечениями (рис. 66).

Mn-Zr/Cr-Ni

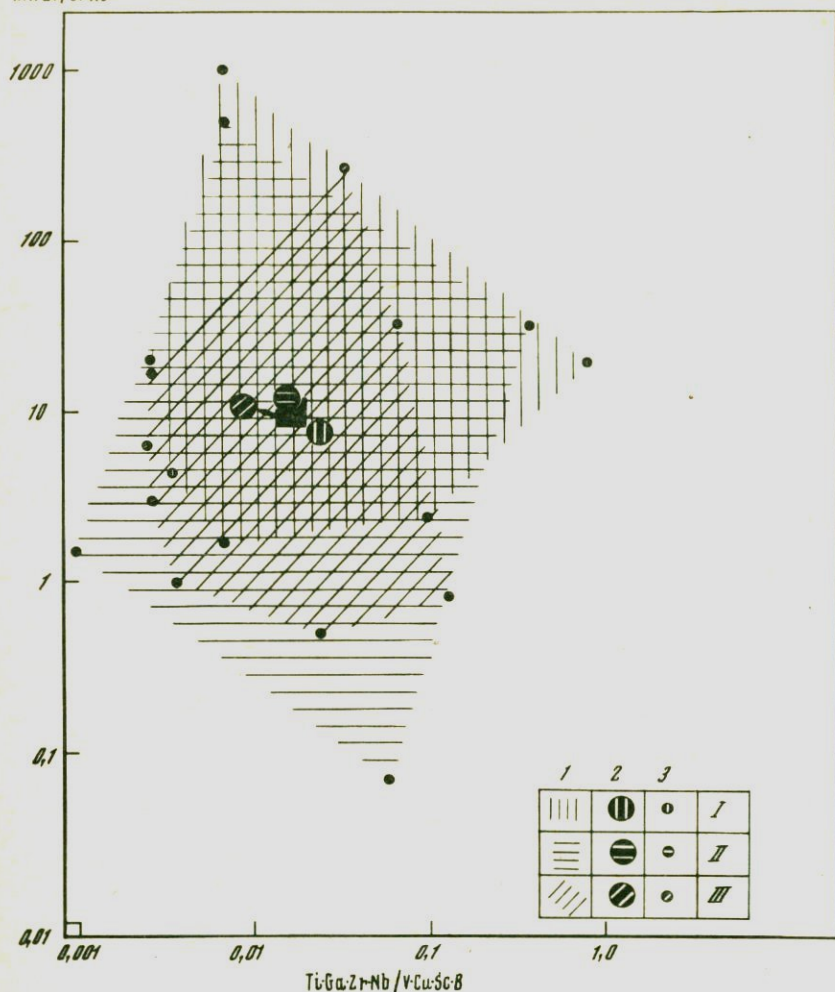


Рис. 66. Статистические оценки мультиотношений трех (I, II, III) рудных пересечений Центральной залежи Ктитебердинского вольфрамового месторождения

1-3 – параметры мультиотношений: 1 – поля распределений, 2 – оценки медиан, 3 – оценки граничных значений

Для получения количественной оценки идентификации вполне приемлем непараметрический критерий Манна–Уитни

$$\hat{Z} = \frac{U - \frac{mn}{2}}{\sqrt{\frac{m \cdot n(m+n+1)}{12}}},$$

где m и n – количество проб в выборках.

При вычислении статистики U предварительно упорядочивают $(m + n)$ значения объединенной выборки по их возрастанию с указанием для каждого ранга, к какой из выборок этот ранг относится [40]. Пусть сумма рангов выборки $m - R_m$, а выборки $n - R_n$, тогда

$$U_m = mn + \frac{m(m+1)}{2} - R_m, \quad U_n = mn + \frac{n(n+1)}{2} - R_n$$

и $U_m + U_n = mn$ есть меньше из значений U_n и U_m . Неравенство $\hat{Z} \leq 1,96$ указывает на тождественность выборок.

Метод корреляции мультиотношениями является наиболее эффективным из всех предложенных, так как реализуется при минимальном числе инертных элементов (9 или 12), определяемых экспрессным количественным спектральным анализом, и крайне прост в расчете.

Апробация данного метода на примере слепых залежей Ктитебердинского месторождения подтвердила высокую его эффективность. Испытание метода проводилось по одиннадцати рудным пересечениям Нижней залежи (252 пробы), трем пересечениям Центральной рудной залежи (90 проб) и двум пересечениям в амфиболитах типов Б (31 проба) и В (23 пробы, табл. 39). Предварительный анализ оценок средних значений мультипликативных параметров в каждой выборке показал, что они не являются объективной мерой положения, так как вариации этих оценок очень сильны и зависят от аномальных значений. Поэтому в дальнейшем вычислялись не средние значения мультиотношений, а их медианы как более объективные характеристики меры положения. Оценки средних значений, медиан и экстремумов для каждого пересечения приведены в табл. 40, а на рис. 65, 66 показаны поля распределения сравниваемых пересечений в координатах исследуемых мультиотношений a и b . Качественный анализ выявленных полей показывает, что только одно из одиннадцати пересечений Нижней залежи (скв. 60) резко отличается от всех остальных, при этом оно тесно ассоциирует с пересечением амфиболита типа Б, геометрически располагаясь среди амфиболитов Нижней залежи.

Количественная идентификация, выполненная с помощью критерия Манна-Уитни (табл. 41), полностью подтвердила данные качественного анализа. В частности, сравнение трех пересечений Центральной и десяти пересечений Нижней залежей выявило соответственно их тождественность между собой и показало принадлежность всех их к амфиболитам типа А. Исключение составило все то же одно пересечение — скв. 60. Согласно выполненной нами количественной идентификации, это пересечение не коррелируется ни с одним из десяти пересечений Нижней залежи, а отождествляется с амфиболитами типа Б (см. табл. 41). Позже, после проходки новых подземных выработок, геологическая заверка разведочного контура Нижней залежи подтвердила выявленное нами несоответствие.

Таким образом, в результате комплексного минералогического геохимического изучения рудовмещающих амфиболитов Ктитебердинского месторождения установлены их ортоприрода и принадлежность исходных пород к производным базит-ультрабазитового (амфиболиты типа А) и собственно базитового (амфиболиты типов Б и В) мантийного магматизма.

На основании выявленных особенностей состава амфиболитов и анали-

Таблица 39

Средние содержания элементов-примесей (в г/т) в амфиболитах из различных пересечений рудных залежей Ктитебердинского месторождения (при $W_i/W_{фон} < 1$)

Тип амфиболита	Рудная залежь	Пересечение или скважина	Число проб	Ti	Ga	Zr
А	Центральная	I	28	3125	27	43
		II	30	2030	32	31
		III	26	2150	30	46
		V	28	2940	29	55
		VI	26	3240	34	71
		VII	24	4310	32	41
	Нижняя	Скв. 178	26	1700	21	9
		Скв. 174	19	2680	33	10
		Скв. 163	20	2000	34	7
		Скв. 159	18	2830	28	14
		Скв. 151	12	1500	17	13
		Скв. 141	20	1415	26	5
		Скв. 121	17	1490	24	7
		?	?	Скв. 60	16	6060
Б	—	IV	27	10330	39	175
В	—	VIII	23	9870	40	233

Здесь и в табл. 40 прочерк — залежь без названия; анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

за распределения редкоземельных элементов в шеелитах доказана приуроченность метасоматических зон с прожилково-вкрапленным шеелитом к амфиболитам типа А и ведущая роль исходного состава амфиболитов в локализации вольфрамового оруденения.

Выявлен комплекс признаков, позволяющих разграничивать потенциально рудоносные амфиболиты типа А от мало- и безрудных типов Б и В на флангах и за пределами месторождения: а) постоянное присутствие в первых аксессуарного оливина на фоне низкого (на 1–3 порядка) содержания первично-магматических ильменита, апатита, циркона и метаморфического сфена; б) соответственно более низкое (в 2–4 раза) содержание Ti, Zr, Nb и более высокое (в 1,5–3 раза) Mn, Cr, V и др. в типе А относительно типов Б и В.

Отличительной особенностью месторождения является небольшое количество выходов тел рудоносных амфиболитов на дневную поверхность (Первая Восточная и Западная залежи). С целью геохимической корреляции пространственно разобщенных слепых рудных пересечений, а также отбраковки их от мало- и безрудных амфиболитов элементы-примеси, содержащиеся в этих породах, были предварительно подразделены на две группы: условно-подвижные (распределение этих элементов определяется интенсивностью K-W метасоматоза: Rb, F, Be и др.) и условно-инертные

Nb	V	Cu	Sc	Mn	Ni	Co	B
3,0	1140	230	73	4050	60	320	44
3,6	1030	340	59	4070	67	320	29
3,2	1080	300	76	4210	86	310	40
4,4	940	240	55	3560	66	260	39
3,6	990	220	63	3960	65	260	28
3,5	690	230	63	6580	59	220	37
2,8	260	200	18	2515	280	815	11
2,8	380	190	25	2580	21	88	13
2,5	300	130	21	2225	16	66	10
3,4	270	180	16	2390	83	190	12
2,2	310	69	9	2080	28	110	11
2,4	285	93	19	2325	60	335	18
3,5	265	160	13	1860	110	415	9
10	260	43	3	1150	66	84	9
11	600	150	23	3220	85	275	8
9	390	110	33	3800	54	170	10

элементы, наследующие особенности первичного состава различных типов амфиболитов: Zr, Ti, Mn, V, Cr, Sc, Ga, Sr и др.

Вольфрамовая минерализация сосредоточена главным образом в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах и прожилках субширотного и меридионального направлений. Вертикальная зональность оруденения в разрезе рудного поля выражена снизу вверх сменой вольфрамит-шеелитовой минерализации (участок Нижний Дуппук) собственно шеелитовой (Центральная, Нижняя и другие рудные залежи). Богатые рудные залежи приурочены к средней части разреза метаморфического комплекса, насыщенной телами амфиболитов. Подобная зональность является ярким примером влияния литологического состава вмещающих пород на размещение вольфрамового оруденения.

Разработан комплекс методов геохимической корреляции глубокопогруженных рудовмещающих метаморфических комплексов, включающий моноэлементную, полиэлементную и мультипликативную идентификации содержащихся в них условно-инертных элементов.

Результаты геохимической корреляции, выполненной на Ктитебердинском вольфрамовом месторождении, полностью согласуются с проводимой при разведке геологической корреляцией рудных залежей, что, таким образом, позволяет рекомендовать предложенные методы для использования их на месторождениях других типов.

Таблица 40

Средние и предельные значения параметров мультиотношений (a и b)
 для амфиболитов из различных пересечений рудных залежей Ктитебердинского месторождения (при $W_i/W_{\text{фон}} < 1$)

Тип амфиболита	Рудная залежь	Пересечение или скважина	Число проб	$a = \frac{\text{Ti} \cdot \text{Ga} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Nb}}{\text{V} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Sc} \cdot \text{B}}$				$b = \frac{\text{Mn} \cdot \text{Zr}}{\text{Ni} \cdot \text{Gr}}$			
				min	max	\bar{x}^1	\tilde{x}	min	max	\bar{x}	\tilde{x}
А	Центральная	I	28	0,003	0,830	0,055	0,024	1,7	1000	60	7,3
		II	30	0,001	0,058	0,018	0,016	0,1	500	52	12
		III	26	0,003	0,130	0,022	0,009	0,5	267	23	10,8
	Нижняя	V	28	0,006	1,800	0,200	0,069	0,6	3200	394	13,5
		VI	26	0,008	5,500	0,330	0,080	0,8	5710	768	40
		VII	24	0,022	0,530	0,110	0,062	1,9	250	62	45
		Скв. 178	26	0,001	13,0	0,980	0,100	0,01	200	10	0,6
		Скв. 174	19	0,010	1200,0	63,0	0,090	1,1	429	96	30
		Скв. 163	20	0,015	1,300	0,230	0,125	0,7	150	45	37
		Скв. 159	18	0,030	45,0	7,600	0,600	0,05	250	33	18
		Скв. 151	12	0,080	30,0	3,400	0,400	1,3	50	16	10
		Скв. 141	20	0,002	0,800	0,130	0,070	0,01	150	17	3,3
		Скв. 121	17	0,008	52,0	5,800	0,230	0,03	37	5,4	1,5
?	?	Скв. 60	16	43,0	5000,0	883,0	460,0	1,5	2041	232	18
Б	—	IV	27	3,5	703,0	109,0	50,0	1,1	1200	135	19
В	—	VIII	23	4,7	1430,0	177,0	53,0	4,0	37500	2375	70

¹ \bar{x} — среднее арифметическое; \tilde{x} — медиана

Таблица 41

Результаты количественной идентификации амфиболитов из различных пересечений рудных залежей Ктитебердинского месторождения путем сравнения мультиотношений критерием Манна-Уитни

№ п/п	Номер сравниваемых пересечений или скважины	\hat{Z}_a	\hat{Z}_b	№ п/п	Номер сравниваемых пересечений	\hat{Z}_a	\hat{Z}_b	№ п/п	Номер сравниваемых пересечений	\hat{Z}_a	\hat{Z}_b
1	I-II	1,51	0,30	14	151-141	2,03	1,02	27	IV-60	4,20	0,28
2	I-III	1,42	0,02	15	1151-121	0,71	1,42	28	VIII-I	6,09	3,94
3	II-III	0,87	0,72	16	159-151	0,51	0,47	29	VIII-V	6,10	2,29
4	V-VI	0,67	1,23	17	159-141	1,83	1,44	30	VIII-IV	0,50	2,56
5	V-VII	0,72	0,83	18	163-159	0,70	1,60	31	VIII-60	3,57	1,80
6	VI-VII	0,21	0,10	19	163-151	1,08	1,60	32	VIII-121	4,80	4,86
7	VI-скв. 60	5,39	0,96	20	174-163	1,12	0,48	33	VIII-178	5,91	5,49
8	V-скв. 121	1,49	3,97	21	174-159	1,86	1,35	34	V-I	3,42	0,56
9	VII-скв. 60	5,30	0,17	22	178-174	0,16	4,13	35	V-II	4,75	0,48
10	VII-скв. 121	1,51	4,50	23	178-163	0,40	4,28	36	VI-I	4,12	2,23
11	121-скв. 60	4,86	3,42	24	IV-III	6,23	2,24	37	VI-II	5,34	1,74
12	141-скв. 121	1,22	0,38	25	IV-VII	6,11	0,81	38	VI-III	4,79	2,45
13	141-скв. 60	5,09	2,71	26	IV-121	4,91	4,23	39	VII-II	5,80	1,67
								40	VII-III	4,82	2,93

Выполнение неравенств $\hat{Z}_a < 1,96$ и $\hat{Z}_b < 1,96$ доказывает сходство сравниваемой пары пересечений; в противном случае пересечения различаются на уровне значимости $2\alpha = 0,05$.

СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОКОЛОПЕГМАТИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

Образование эндогенных месторождений, как правило, сопровождается изменениями вмещающих пород. Околожилные или околорудные изменения распространены, как правило, более широко, чем собственно рудные тела, но всегда в той или иной степени связаны с рудообразованием. При изучении этих месторождений главное внимание обычно уделяется сильно измененным околорудным породам, тогда как менее измененные породы, развитые в пределах рудного поля, нередко относятся к более ранним, не связанным с оруденением, стадиям гидротермального процесса. Между тем специальные исследования показывают, что во многих случаях эти слабые изменения вызываются теми же рудоносными растворами, образуя так называемые внешние зоны околорудных изменений. Последние обычно захватывают значительные объемы пород и потому имеют особое значение при поисках и прогнозах скрытого оруденения. В пределах докембрийских полей редкометальных пегматитов широко развиты околопегматитовые (цезийбиотитовые и холмквиститовые) ореолы, содержащие повышенные концентрации лития, рубидия и цезия, а иногда даже и превосходящие таковые в сподуменовых и поллуцитовых пегматитовых жилах [39, 81]. Разработка технологических схем извлечения щелочных металлов из слюдяных и холмквиститовых концентратов позволила выделить околопегматитовые метасоматиты в самостоятельный экономически эффективный источник цезия, рубидия и лития и др. редких металлов.

Обнаружение повышенных концентраций лития, рубидия и цезия в околопегматитовых ореолах привлекло большое внимание геологов и получило различное генетическое толкование. Одни исследователи традиционно считают, что накопление Li, Rb и Cs во вмещающих породах связано с выносом этих элементов из пегматитовой расплава или с дополнительным привнесом постмагматическими пневматолитами и гидротермами. Другие исследователи связывают образование околопегматитовых метасоматитов либо с кремнещелочным метасоматозом, имеющим парагенетическую связь с редкометальными пегматитами, либо с процессами региональной гранитизации. И наконец, имеется представление о том, что накопление редких щелочных металлов в исходных породах осуществлялось в период их седиментации (аналогично формированию современных литиеносных отложений типа озера Сёрлз и третичных гекторитовых глин месторождения Гектор), а формирование промышленных концентраций, например Li (в виде альбит-сподуменовых жил), происходило при региональном метаморфизме.

Для решения этих противоречий, а также с целью реконструкции геологической истории развития продуктов глубинного ультраметаморфизма и анатексиса и размещения этих продуктов (в том числе редкометалльных пегматитов) в верхних частях докембрийской коры был разработан оригинальный [57] структурно-геохимический метод.

СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

В последние годы при изучении и поисках эндогенных рудных месторождений все большее значение приобретают геохимические методы. Однако при проведении геохимических исследований все еще наблюдается определенный отрыв от их общегеологических методов. Достаточно обычен отбор большого числа проб с дальнейшим использованием многочисленных цифровых данных без гармоничного комплексного сочетания полученных геохимических данных с детальным геологическим и, в частности, структурно-тектоническим изучением.

Хорошо известно, что одним из главных направлений структурных методов является измерение ориентировки мелких структурных элементов с последующим нанесением их на стереографическую проекцию (сферограмму) для выявления перспективных рудоконтролирующих структур. В практике геологических исследований давно известны способы использования сферограмм с целью определения ориентировки оптических индикатрис различных минералов, а также пространственного положения самих минералов для выявления ориентировки осей деформации. Однако эти способы использования сферограмм крайне ограничены. Так, первый применяется только в кристаллооптике, а результаты, получаемые вторым способом, неоднозначны, поскольку ориентировка минералов зависит не только от условий деформации, но и от других резко отличных по своей природе факторов.

Известен также метод использования сферограмм для выявления рудных этапов деформации и рудоконтролирующих структур, основанный на измерении пространственной ориентировки рудоносных жил, а также тектонической трещиноватости и других структурных элементов во вмещающих породах [28]. Основным недостатком этого метода является невозможность его применения при поисках гидротермально-метасоматических типов эндогенных месторождений, отличительной особенностью которых является отсутствие четко выраженных контуров рудных тел. Месторождения этого типа имеют широкое распространение и с ними связаны значительные промышленные запасы рудных металлов.

С целью реконструкции условий формирования широко распространенных и промышленно важных гидротермально-метасоматических месторождений, а также проведения количественной оценки рудоносности жил и околожилных пород авторами настоящей работы разработан новый метод, получивший название "структурно-геохимического" [57]. Метод основан на взаимосочетании традиционного структурно-тектонического анализа формирования конкретного рудного поля с детальным изучением геохимических ассоциаций элементов и минеральных парагенезисов различных стадий пороодо- и рудообразования.

На первом этапе исследований проводится статистическое изучение пространственной ориентировки минеральных индивидов, контактов даек и жил, шарниров и осевых плоскостей мелких складок, а также тектонической трещиноватости в разновозрастных интрузивных телах, жилах и вмещающих породах с учетом направлений перемещений по трещинам и выделением их морфогенетических типов. Методической основой проводимых на этом этапе исследований являются результаты эмпирических, экспериментальных и теоретических работ В.Н. Даниловича, М.В.Гзовского и др. по изучению деформаций горных пород и выявлению закономерностей пространственного положения мелких структурных элементов в зависимости от ориентировки осей деформации. Использование при построении сферограмм трещиноватости не единичных, а нескольких сингенетических систем трещин (метод поясов [28]) дает возможность выявлять ориентировку осей деформации вне зависимости от различных физико-механических свойств изучаемых пород. В конечном итоге анализ сферограмм трещиноватости с использованием перечисленных выше признаков позволяет восстановить ориентировку осей напряжений на различных этапах формирования месторождения, проследить ее изменение во времени и выделить дорудные, рудные и пострудные этапы и стадии деформации.

На втором этапе исследований проводится измерение элементов залегания жил и плоскостей трещин во вмещающих породах с последующим минеролого-геохимическим опробованием измеренных жил и плоскостей трещин. Результаты минералого-геохимических анализов наносятся на стереографические проекции и путем их статистической обработки выявляют пространственную ориентировку трещин и жил с максимальными концентрациями рудных элементов или минералов. Сопоставление этих результатов с ранее восстановленной пространственной ориентировкой осей деформации на различных этапах формирования структуры рудного поля позволяет установить как последовательность рудообразующих процессов, так и пространственное положение рудолокализирующих структур.

Применение нового метода структурно-геохимического анализа [57] для выявления условий формирования различных пегматитовых полей позволило установить, что образование промышленных концентраций лития, рубидия и цезия в околопегматитовых вмещающих породах полигенно и гетерогенно и связано главным образом с трещинным метасоматозом, опережающим внедрение пегматитовых жил. Впоследствии этот вывод был подтвержден работами в 1976 г. В.В.Боголеповым, в 1977 г. В.В. Матиасом и др. и В.Е. Загорским и др. Было также установлено, что околопегматитовые метасоматиты развиты в виде узких (до 20–30 см) экзоконтактных оторочек пегматитовых жил, а также вдоль трещин, секущих вмещающие породы в межпегматитовых пространствах шириной до первых сотен метров. В непосредственной близости от пегматитовых жил трещинные метасоматиты секутся экзоконтактовыми оторочками, имеющими ориентировку, соответствующую элементам залегания главных пегматитолокализирующих систем трещин. В межпегматитовых пространствах метасоматиты распределены неравномерно, при этом не наблюдается зависимости содержаний в них лития, рубидия и цезия от мощности залегающих рядом пегматитовых тел, а также последовательного снижения концентраций этих элементов по мере удаления от пегматитов.

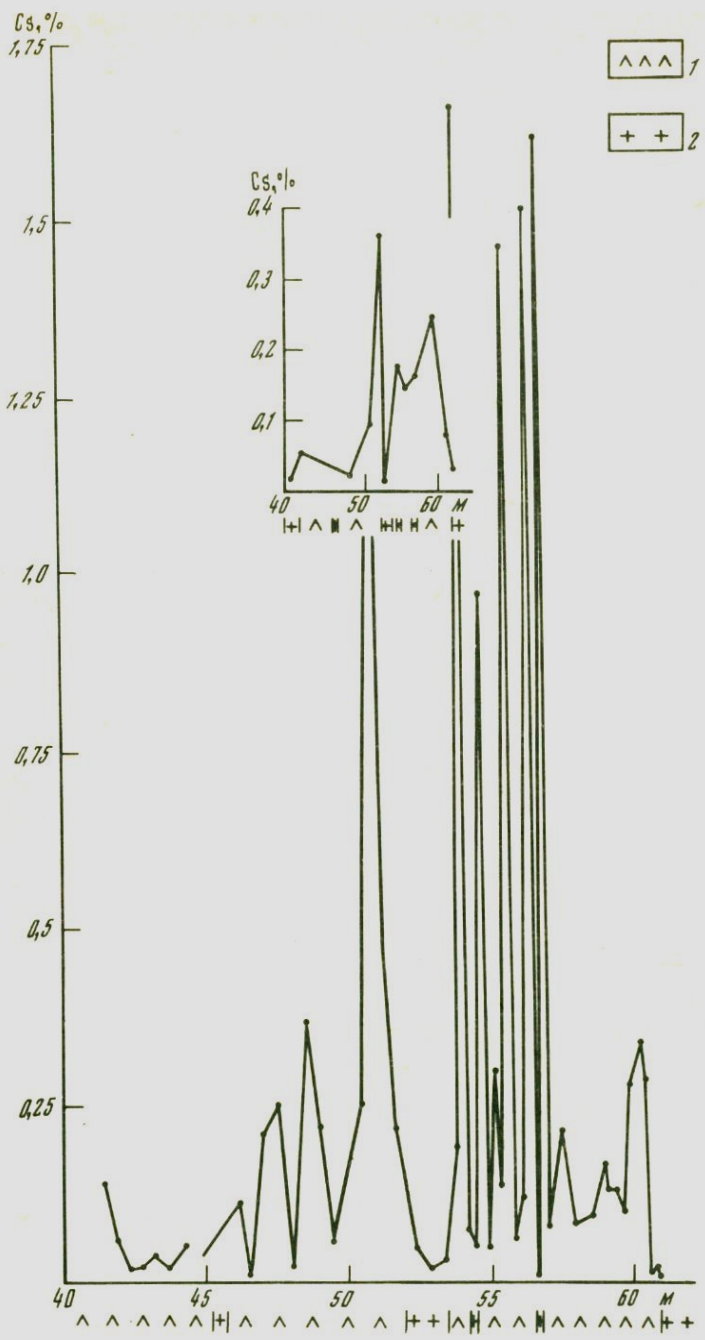


Рис. 67. Распределение цезия в околопегматитовом ореоле по данным бороздового (вверху) и точечного опробования
 1 – амфиболиты; 2 – пегматитовые жилы

Напротив, в метасоматитах, расположенных на значительном удалении от пегматитов, содержания лития и цезия, как правило, соизмеримы, а иногда и больше, чем в метасоматитах, развитых в непосредственной близости от пегматитов (рис. 67). Распределение цезия в метасоматитах на относительно небольшом участке можно рассматривать как элементарную модель, многократное повторение которой и создает месторождение в целом. Резкие колебания содержания цезия в однородных амфиболитах образуют характерную "пилу", когда на расстоянии, например, всего 4 м содержание цезия поднимается и падает пятикратно, изменяясь в каждом случае в 20–25 раз. Одновременно в силу не менее резкой тенденции к дифференциации щелочных металлов в растворе отношение содержаний Cs и Li также не остается постоянным, меняясь в этом же интервале от 0,2 до 11,7, т.е. почти в 60 раз. На участках, где трещиноватость менее интенсивна, на интервал 6,3 м приходится уже только три более пологих максимума. Но и здесь наблюдаются большие перепады содержаний Cs — от 0,008 до 0,5%, т.е. также почти в 20 раз, а отношение содержаний Cs и Li не менее резко меняется от 0,46 до 17,8, т.е. почти в 40 раз. Такая неравномерность в распределении содержаний редких щелочных металлов (поведение лития и рубидия аналогично поведению цезия) и в изменчивости их отношений, проявляющаяся на весьма коротких расстояниях в литологически однородной среде, может быть обусловлена только сочетанием конвективного переноса металлов по трещинам (максимум содержаний) с их диффузивным перемещением по порам в сторону межтрещинного пространства. Наиболее низкие содержания цезия (0,005–0,05%) приходятся на располагающиеся в амфиболитах кварц-полевошпатовые жилы, относимые к пегматитам и представленные в основном кварц-альбитовой и микроклин-кварц-альбитовой ассоциациями.

Таким образом, среди околосоматитовых метасоматитов можно выделить два типа: трещинные (развитые во вмещающих породах на различном удалении от пегматитовых тел) и приконтактные (узкие экзоконтактные оторочки).

Отличительной особенностью первых является резко неравномерное замещение метаморфических ассоциаций исходных пород новообразованными метасоматическими, тогда как приконтактные метасоматиты представлены различными по составу, но обычно практически нацело метасоматическими ассоциациями.

В зависимости от процентного соотношения новообразованных минералов в трещинных и приконтактных метасоматитах последние можно разделить на следующие главные типы: 1) цезийбиотитовые; 2) холмквистит-цезийбиотитовые и 3) холмквиститовые. При этом в каждом из выделенных типов могут присутствовать в незначительных количествах протолизионит, мусковит, турмалин и др. (т.е. протолизионит-цезийбиотитовые или турмалин-холмквиститовые и т.д. метасоматиты). При наличии таких минералов, как альбит, хлорит, кальцит и др., являющихся явно более поздними, породу следует называть альбитизированным или хлоритизированным цезийбиотитовым метасоматитом и т.д.

Вмещающими породами околосоматитовых метасоматитов являются докембрийские метаморфические комплексы преимущественно основного состава.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ В СВЯЗИ СО СПОДУМЕН-МИКРОКЛИН-АЛЬБИТОВЫМИ ПЕГМАТИТАМИ

Месторождение расположено в пределах северо-западного крыла антиклинальной структуры в зоне сочленения протерозойских осадочно-метаморфических пород с архейскими образованиями. Площадь развития пегматитов с юга ограничена гранитоидным массивом, с востока и запада — тектоническими зонами. В пределах месторождения выделяются одна крупная жильная свита, занимающая его юго-восточную часть, и две более мелкие — в средней и северо-западной частях (рис. 68). Пегматитовые тела залегают среди кварц-биотитовых, двуслюдяных, андалузит-биотитовых, биотит-амфиболовых, амфиболовых сланцев и амфиболитов.

Амфиболовые сланцы характеризуются сланцеватой, местами сплошной текстурой, мелкозернистой, гранонематобластовой структурой и имеют следующий состав: светло-зеленый амфибол с голубоватым оттенком (30–60%), кварц, плагиоклаз и рудные минералы. Первичная природа — туфогенные отложения основного и среднего состава. Амфиболиты имеют также сланцеватую текстуру (участками массивную) и мелко-среднезернистую, гранонематобластовую структуру. Главные минералы: голубовато-зеленый амфибол (30–40%), плагиоклаз (олигоклаз-андезин и андезин № 22–35, до 15%), минералы группы эпидота (5–20%), кварц (до 10%) и ильменит-сфеновые сростки. Иногда сохраняются реликты клинопироксена (до 5–10%), псевдоморфно замещенного амфиболом. Первичная природа — основные вулканиты. Кварц-биотитовые сланцы имеют мелкозернистую структуру и состоят из бурого биотита, иногда с зеленоватым оттенком (40–50%), и кварца (30–40%). Первичная природа — алевропелитовые отложения.

Пегматитовые жилы имеют крутое падение (60–90°); форма тел типично жильная с раздувами и пережимами, ветвлениями и апофизами, что свидетельствует о неспокойной обстановке в период их внедрения. Отдельные жилы имеют усложненную плитообразную, линзовидную и четкообразную форму. Длина жил колеблется от десятков метров до 1,5 км, а мощность — от первых сантиметров до 30–40 м.

Во внутреннем строении жил участвует в основном кварц-альбитовый комплекс переменного состава с непостоянной (от тонко- и мелкозернистой аплитовидной до гигантокристаллической) структурой. В небольшом объеме развиты кварц-мусковитовый и некоторые другие минеральные комплексы. Среди последних интересными являются кварц-сподумен-микроклиновые и кварц-сподумен-альбитовые (иногда с поллуцитом) ассоциации. Строгой закономерности в пространственном положении отдельных минеральных комплексов (как по мощности, так и по простиранию или падению жил) не обнаруживается, за исключением характерной приуроченности скоплений поллуцита в верхних частях жил с резким падением содержания цезия в пегматитах с глубиной.

Пегматиты в основном сложены (в %): альбитом — 35–45, кварцем — 30–35, микроклином — 15–20, сподуменом — 8–13. Второстепенные и акцессорные минералы: мусковит, монтебразит, группа колумбита-танталита, поллуцит, сине-черный турмалин, гранат, апатит, касситерит, берилл, амблигонит и др.



Рис. 68. Пространственное положение и зональность околопегматитовых ореолов
 1 – амфиболиты, амфиболовые сланцы, диабазы; 2 – кварц-биотитовые кристаллические сланцы; 3 – гранитоиды; 4–8 – пегматиты: 4 – сподумен-микроклин-альбитовые с поллуцитом, 5 – альбитовые, 6, 7 – сподумен-микроклин-альбитовые, 8 – микроклин-альбитовые со сподуменом; 9 – цезиевые метасоматиты; 10 – литиеносные метасоматиты с рубидием и цезием; 11 – геологические границы: *a* – установленные, *b* – предполагаемые; 12 – зоны разломов

Таблица 42

Распределение редких щелочных металлов в слюдах и содержащих их околосамогмитовых метасоматитах (в мас. %)

Порода или минерал	Li	Rb	Cs
Метасоматически измененный амфиболит	0,100	0,190	0,120
Биотит	0,390	1,100	0,660
Турмалин-цезийбиотитовый метасоматит	0,250–0,300	0,440–0,670	1,030–1,460
Биотит	0,550–1,080	1,200–2,230	2,370–2,750
Слабо метасоматически измененный кварц-биотитовый сланец	0,042	0,051	0,007
Биотит	0,049	0,100	0,053
Сильно метасоматически измененный кварц-биотитовый сланец	0,150	0,050	0,650
Биотит	0,350	0,550	1,560
Ксенолит мусковит-цезийбиотитового метасоматита из пегматита	–	–	0,940
Биотит	0,420	1,160	2,850
Мусковит	2,349	0,575	0,060

Анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

Мелкие жилы группируются обычно в жильные серии мощностью 20–40 м, в пределах которых 40–50% объема занимают пегматитовые тела и 50–60% – сопровождающие их метасоматические изменения вмещающих пород (см. рис. 68). В общем виде метасоматические изменения вмещающих пород представлены амфиболитизацией (в том числе холмквиститизацией), биотитизацией, протолитионитизацией, мусковитизацией, турмалинизацией, иногда отмечаются также альбитизация, микроклинизация и окварцевание и, наконец, хлоритизация и карбонатизация.

Цезиевый биотит. Наиболее явное и интенсивное проявление биотитизации наблюдается вдоль зон трещиноватости в амфиболовых сланцах и амфиболитах. Здесь новообразованный цезиевый биотит ($n_g = n_m = 1,635–1,646$) образует удлинённые буровато- и зеленовато-коричневые кристаллы (до 0,5–0,7 мм), ориентированные как параллельно, так и под углом к сланцеватости исходных пород. Содержание Li, Rb и Cs в цезиевом биотите из зон биотитизации амфиболовых сланцев и амфиболитов (в мас.%) колеблется соответственно: 0,15–0,45; 1,10–2,00; 2,0–4,5 (табл. 42). Максимально высокое содержание цезия (7,1%) установлено В.А. Хвостовой и др. [97] в зеленоватом цезиевом биотите. Изменение кварц-биотитовых сланцев в процессе трещинного метасоматоза фиксируется по появлению мусковита и протолитионита с относительно повышенным содержанием редких щелочных металлов (Li – до 0,7%, Rb – 2,0%, Cs – 3,3%). Новообразование цезиевого биотита здесь практически не отмечается, однако при сравнении биотитов из неизмененных и метасоматически измененных кварц-биотитовых сланцев (см. табл. 42) отчетливо видно уве-

Таблица 43

Распределение средних содержаний редких щелочных металлов (в мас., %) и их относительных концентраций в минералах редкометалльных пегматитов* и связанных с ними околорудных метасоматитов

Порода	Минерал	Число проб	Рубидий		
			от – до	среднее	отн. доля, %
Пегматиты	Лепидолит	7	2,20–2,282	2,254	39
	Мусковит-1	3	1,345–1,691	1,524	85
	Микроклин	5	0,0195–1,903	1,170	82
	Поллуцит	5	0,247–0,77	0,552	2
	Берилл	5	0,027–0,146	0,071	4
	Альбит	5	0,011–0,041	0,026	28
	Сподумен	5	0,009–0,024	0,013	0
	Турмалин	5	0,0009–0,073	0,0155	11
	Монтебразит	3	0,0046–0,0082	0,0069	–
Метасоматиты	Цезиевый биотит	8	0,003–1,787	1,120	22
	Протолитионит	6	0,787	0,787	41
	Мусковит-2	2	0,073–0,859	0,466	35
	Холмквистит	5	0,006–0,032	0,013	1
	Турмалин		0,013–0,022	0,020	22

*Наряду с авторскими в таблице использованы данные М.В. Скосыревой, Ю.И. Филипповой и В.А. Хвостовой (ИМГРЭ).

личение концентраций редких щелочных металлов на порядок и более (Li – от 0,05 до 0,3%, Rb – от 0,02 до 0,5% и Cs – от 0,2 до 1,6% и более). Исследование цезиевого биотита методом отраженной спектроскопии показало, что редкие щелочные металлы входят в решетку слюд путем изоморфного замещения калия.

Протолитионит. Как и цезиевый биотит, но в значительно меньших количествах, развивается преимущественно по амфиболовым сланцам и амфиболитам и значительно реже по кварц-биотитовым сланцам. Данный минерал отличается от обычного протолитионита относительно низким содержанием железа и более светлой окраской. Он характеризуется содержанием лития до 1,1%, рубидия – 0,8% и цезия – 0,04% (табл. 43). В цезиевом протолитионите концентрация цезия не превышает 3,34%.

Холмквистит. Присутствует как в трещинах, так и преимущественно в приконтактовых метасоматитах. Развитие холмквистита в амфиболовых породах происходит путем псевдоморфного и секущего замещения голубовато- или сине-зеленой роговой обманки. Обычно он образует игольчатые кристаллы (от бесцветного до ярко-фиолетового цвета) длиной до 2 см или их скопления сноповидной и радиально-лучистой формы. Замещаемые холмквиститом роговые обманки приобретают сине-зеленую окраску и характеризуются значительным увеличением концентрации в них редких щелочных металлов относительно неизменных разновидностей амфиболовых пород (в мас. %): Li – 0,02–0,06–0,1, Rb – 0,006–0,08, Cs – 0,002–0,01 (см. табл. 42). В приконтактовых метасоматитах, развитых

Литий			Цезий		
от – до	среднее	отн. доля, %	от – до	среднее	отн. доля, %
1,48–2,150	1,866	46	0,650–0,785	0,727	15
0,036–0,073	0,058	3	0,180–0,264	0,211	12
0,015–0,054	0,031	2	0,109–0,310	0,235	16
0,005–0,065	0,020	–	24,2–30,487	27,67	98
0,223–0,549	0,340	16	0,67–2,678	1,669	80
0,018–0,060	0,036	38	0,009–0,050	0,032	34
2,32–3,399	3,044	94	0,006–0,320	0,189	6
0,051–0,273	0,130	89	Не обн.	–	–
3,339–4,448	3,995	100	0,0009–0,003	0,002	–
0,191–1,907	0,595	12	0,785–6,695	3,284	66
1,07	1,07	57	0,042	0,042	2
0,098–0,360	0,329	17	0,060–2,398	0,620	48
1,256–1,488	1,410	96	0,016–0,111	0,048	3
0,045–0,070	0,058	62	0,003–0,026	0,015	16

на контакте с альбитизированными в различной мере пегматитовыми жилами, холмквистит занимает явно секущее положение относительно цезиевого биотита и образует иногда практически монохолмквиститовые оторочки. По данным В.А. Хвостовой (1958 г.), данный минерал имеет стеклянный блеск; твердость 5–6, уд. вес 3,12; $-2V = 50-52^\circ$; $N_g = 1,666$; $N_p = 1,642$. Содержания колеблются (в %): Li – 1,3–1,4, Rb – 0,028–0,03, Cs – 0,03–0,04.

Турмалин. Присутствует главным образом в приконтактовых метасоматитах и практически не наблюдается в трещинных метасоматитах. Представлен удлиненными (до 1 см) игольчатыми кристаллами коричневатого и зеленоватого цвета, занимающими, как правило, секущее положение относительно цезиевого биотита и холмквистита. Особенно отчетливо это проявлено в метасоматитах, развитых на контакте с кварц-мусковитизированными пегматитами. Содержания лития, рубидия и цезия в турмалинах из кварц-биотитовых сланцев приведены в табл. 43.

Трещинные метасоматиты развиты на различном удалении от пегматитовых жил и имеют простой состав: обычно это в различной мере биотитизированные (и/или обогащенные цезием) вмещающие породы с незначительным количеством холмквистита, мусковита и др.

Приконтактовые метасоматиты характеризуются более пестрым составом, включающим практически все перечисленные выше разновидности. Специально выполненное нами исследование показало, что на контакте пегматитов сподумен-микроклин-альбитового типа, для которых характер-

ны относительно высокие содержания лития и низкие — цезия и рубидия развиваются главным образом холмквиститовые и турмалин-протолитионит-холмквиститовые метасоматиты, реже цезий-биотит-холмквиститовые. На контакте поллуцитоносных пегматитов микроклин-альбитового типа со сподуменом, которые характеризуются относительно высоким содержанием цезия и низким — рубидия и лития, развиваются преимущественно цезийбиотитовые метасоматиты, реже холмквистит-цезийбиотитовые. На контакте безрудных микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитов, характеризующихся относительно низкими содержаниями как лития, так и цезия, развиваются главным образом цезийбиотитовые метасоматиты.

Таким образом, минеральный состав, а следовательно, и формирование приконтактных метасоматитов в значительной мере зависят от геохимической специализации пространственно ассоциирующих с ними пегматитов, тогда как трещинные метасоматиты такой зависимости не испытывают. Здесь следует, однако, заметить, что петрографическое изучение приконтактных метасоматитов показывает неравновесность слагающих их минеральных ассоциаций; это свидетельствует об относительной одновременности их формирования по следующей схеме: $Cs-Bi \pm Mus \rightarrow Xlm \pm \pm Prot \rightarrow Турм$. При этом ассоциация $Cs-Bi \pm Mus$ является общей как для всех типов приконтактных метасоматитов, так и для трещинных; различие между приконтактовыми и трещинными метасоматитами определяется преобладанием в первых новообразованных минералов над незамещенной долей исходных пород. Формирование $Xlm \pm Prot$ и $Турм$ (иногда вплоть до полного замещения указанных выше ассоциаций) пространственно связано с пегматитовыми жилами и зависит как от геохимической специализации последних, так и от интенсивности проявления в них процессов поздней альбитизации и кварц-мусковитизации.

Использование структурно-геохимического метода при изучении описываемого месторождения позволило установить этапы формирования структуры пегматитового поля и выявить последовательность метасоматических процессов, сопровождающих пегматитообразование с выделением стадий и структурно-тектонических факторов, контролирующих минералообразование. Было выполнено массовое измерение элементов залегания различно ориентированных трещин в пегматитовых жилах, во вмещающих породах и различных интрузивных образованиях, измерялась также ориентировка контактов жильных тел, мелких складок и удлинений минералов. Анализ полученных сферограмм трещиноватости нескольких сингенетических систем трещин (метод поясов) позволил восстановить ориентировку осей деформации вне зависимости от различных физико-механических свойств присутствующих в разрезе пород. Изучение возрастных взаимоотношений и различий в пространственном положении плоскостей кливажа, трещин скола и отрыва, их морфологии, направлений перемещений по ним и характера жильного выполнения, а также ориентировки шарниров и осевых плоскостей мелких складок и новообразованных минеральных индивидов позволило восстановить поля напряжений на различных этапах формирования структуры месторождения и проследить их изменения во времени. В результате определились следующие этапы формирования месторождения: раннескладчатый, позднескладчатый, орогенный и постпегматитовой активизации.

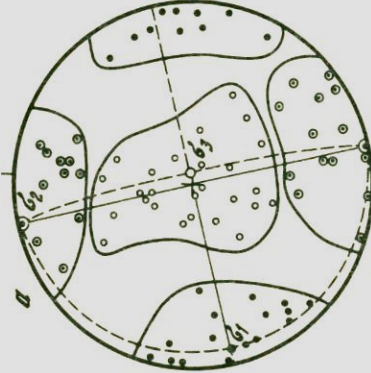
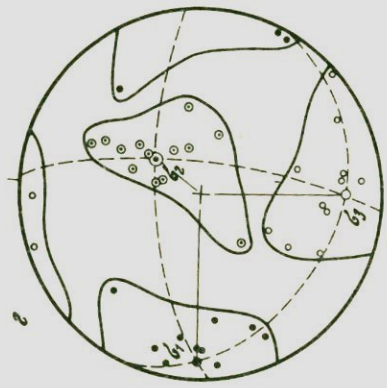
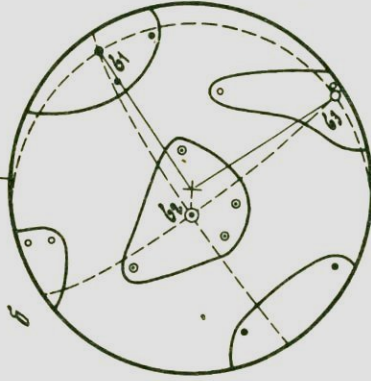
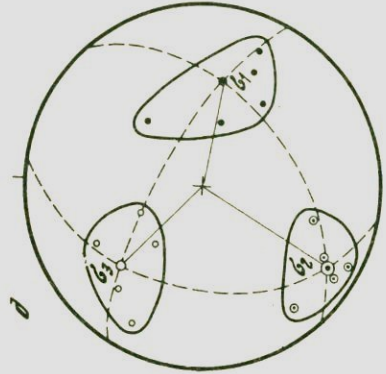
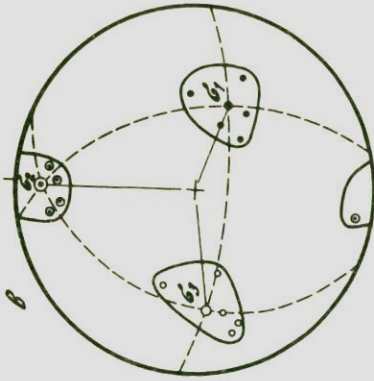
Раннескладчатый этап. Характеризуется образованием основных складчатых структур района, имеющих северо-западное простираие и опрокинутых на северо-восток в сторону архейских образований. На основании полученных фактических данных выявлена ориентировка осей эллипсоида деформации раннескладчатого этапа (рис. 69, *а*), которая указывается на образование складок под действием субгоризонтальных сжимающих усилий, ориентированных в направлении с северо-востока на юго-запад, при горизонтальном согласном с простираием пород положением оси σ_2 и субвертикальной ориентировке оси σ_3 деформации. Формирование складок сопровождалось образованием продольных крутопадающих на северо-восток и юго-запад разрывных нарушений со взбросовыми по ним перемещениями.

Процессы минералообразования, связанные с ранними фазами складчатости, выразились в преобразовании исходных осадочных и вулканогенно-осадочных пород в кристаллические сланцы и амфиболиты. Широко развитые в этих породах парагенезисы: $Kв + Пл_{25-30} + Бу$; $Kв + Гр + Бу_{50}$; $Kв + Анд + Бу_{50} \pm Мус$; $Kв + Бу + Рог \pm Гр$; $Kв + Пл_{25-30} + Эн$; $Ка \pm Kв \pm Хл$; $Kв + Бу + Кум + Рог + Гр$, по схеме Л.Н. Добрецова и др. [33], соответствуют эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма ($T = 520-550^\circ C$, $P = 3-7$ кбар).

Средние содержания Li, Rb и Cs в различных литологических типах регионально-метаморфизованных пород (табл. 44) близки к их средним содержаниям в земной коре. При этом минимальные концентрации редких щелочных металлов отмечаются в ортоамфиболитах и амфиболовых кристаллических сланцах, а максимальные — в кварц-биотитовых сланцах. Сопоставление средних значений содержания лития, рубидия и цезия в различных литологических типах пород с помощью *t*-критерия Родионова для десятичных логарифмов показывает статистически значимые различия между биотитовыми и амфиболовыми породами ($t_{эмп} = 1,63-3,09$ при $t_{крит} = 1,96$), тогда как внутри каждой из групп эти различия незначимы.

Позднескладчатый этап. Характеризуется дальнейшим развитием складчатых структур и образованием новых осложняющих их зон разрывных нарушений. Выявленная ориентировка осей деформации позднескладчатого этапа (см. рис. 69, *б*) свидетельствует о продолжении воздействия продольных горизонтальных сжимающих усилий, направленных, так же как и на раннескладчатом этапе, вкрест простираия складчатых структур в направлении с северо-востока на юго-запад. Однако в отличие от раннескладчатого этапа ось деформации σ_2 ориентирована субвертикально, подобно положению оси σ_3 деформации на раннескладчатом этапе. Такое изменение плана деформации привело к формированию систем сколовых трещин СВ простираия с углами падения около 60° на СЗ и ЮВ. Подобная переориентировка осей деформаций в складках продольного сжатия после заключительного их развития была описана и экспериментально воспроизведена М.В. Гзовским

С завершением этого этапа связано формирование интрузивных тел пестрого состава — диорит-гранитного ряда. В пределах юго-западного фланга месторождения расположена краевая часть одного из гранитоидных массивов, представленная пироксен-амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и биотитовыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, а также амфибол-биотитовыми, мусковит-биотитовыми и мусковитовыми грани-



тами. Значительные вариации состава интрузивных пород, а также обилие в них в различной степени переработанных ксенолитов явно свидетельствуют о широком проявлении процессов в ассимиляции кровли массива.

Как известно, сильные механические воздействия на вмещающие породы, сопровождающиеся значительным изменением плана деформации, характерны преимущественно для малоглубинных гранитоидных массивов. Эти воздействия выражаются как в появлении приконтактовых пликативных дислокаций (подвороты слоев вмещающих пород, мелкая осложняющая складчатость и др.), так и в развитии новых систем трещин, контролируемых размещением жильных дериватов и продуктов постмагматической деятельности. Отличительной особенностью малоглубинных интрузивов является весьма слабое проявление процессов ассимиляции вмещающих пород.

Статистическое изучение трещиноватости вмещающих пород данного месторождения на различном удалении к северу и востоку от рассматриваемого гранитоидного массива показывает отсутствие на сферограммах новых максимумов, которые можно было бы интерпретировать как появление дополнительных систем трещин, обусловленных становлением массива. Этот факт и отмеченное выше широкое проявление ассимиляции вмещающих пород указывают на низкую механическую активность магмы и достаточно большую глубину формирования массива, а также свидетельствуют о незначительном влиянии магмы на общую структуру рудного поля в допегматитовый этап.

Таким образом, на позднескладчатом этапе благодаря переориентировке оси σ_3 эллипсоида деформации происходило разрастание складчатых структур в направлении их простирания. Наряду с этим возникли преимущественно субширотные левосторонние сдвиги; субмеридиональные правосторонние сдвиги и структуры растяжения (зоны трещин отрыва) играли подчиненную роль. Внедрение гранитоидных интрузивов на заключительных стадиях позднескладчатого этапа не оказало существенного влияния на общий план деформации.

Процессы минералообразования, связанные с этим этапом, выразились в смене ассоциаций метаморфогенных минералов метасоматическими, в частности в развитии мусковита (в кварц-биотитовых сланцах) и биотита (в амфиболовых породах) по плоскостям трещин и кливажа, образованных на этом этапе. Указанные процессы наиболее отчетливо проявлены в амфибо-

Рис. 69. Сводные сферограммы ориентировки осей деформации на различных этапах развития структуры поля редкометаллических пегматитов по данным изучения мелких структурных элементов

a — раннескладчатый этап (по 403 замерам трещиноватости; 22 — мелких складок); *б* — позднескладчатый этап (по 425 замерам трещиноватости); *в* — орогенный этап (по 351 замеру трещиноватости, 282 — пегматитовых жил и 50 замерам ориентировки блок-кристаллов сподумена); *г* — первая стадия постпегматитовой активизации (по 272 замерам трещиноватости и 7 — мелких складок); *д* — вторая стадия постпегматитовой активизации (по 270 замерам трещиноватости). $\sigma_1 - \sigma_3$ — направления напряжений: σ_1 — максимального сжатия, σ_2 — промежуточные, σ_3 — максимального растяжения. Точки на сферограммах — выходы осей напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 , установленные по сопряженным системам трещин скола и отрыва в различных участках рудного поля. С целью разгрузки сферограмм с них сняты изображения максимумов, образующих отдельные пояса и соответствующих реальным системам трещин скола и отрыва

Таблица 44

Распределение содержания лития, рубидия и цезия ($n \cdot 10^{-4}\%$) в регионально метаморфизованных породах и продуктах их метасоматического преобразования в зависимости от этапов развития структуры поля редкометалльных пегматитов

Тип пород	Элемент	Раннескладчатый			Позднескладчатый		
		региональный метаморфизм (эпидот-амфиболитовая фация)			региональный метасоматоз (биотитизация и мусковитизация)		
		n^*	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S
Метапесчаники	Li	3	51	62			
	Rb	3	60	35			
	Cs	3	9	11			
Мусковит-биотитовые сланцы	Li	4	48	13	4	46	23
	Rb	4	143	31	4	156	19
	Cs	4	18	3	4	19	14
Кварц-карбонатные сланцы	Li	13	57	11	2	72	4
	Rb	13	147	34	2	165	44
	Cs	13	25	20	2	19	3
Амфибол-биотитовые сланцы	Li	7	36	16	7	55	37
	Rb	7	94	56	7	93	58
	Cs	7	20	19	7	15	7
Амфиболовые сланцы и пара-амфиболиты	Li	7	30	11	3	54	36
	Rb	7	51	33	3	157	41
	Cs	7	12	10	3	51	25
Ортоамфиболиты	Li	25	41	28	5	62	38
	Rb	25	19	17	5	76	40
	Cs	25	9	19	5	32	33

* n – число проб; \bar{x} и S – максимально правдоподобные оценки среднего содержания и стандартного отклонения в условиях логнормальной модели распределения, по Д.А. Родионову.

Анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

ловых породах, что отражается и в статистически значимом увеличении в них средних содержаний лития ($t_{эмп} = 4,46$) и цезия ($t_{эмп} = 4,19$ при $t_{крит} = 1,96$), тогда как в кварц-биотитовых и амфибол-биотитовых сланцах концентрации этих элементов сохраняются практически без изменений. Средние содержания Li, Rb и Cs в гранитоидах составляют соответственно

Орогенный					
локальный трещинный метасоматоз (биотитизация)			приконтактный метасоматоз		
			Формирование цезийбиотитовых метасоматитов		
n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S
18	567	313	8	449	282
18	195	154	8	695	627
18	151	189	8	653	511
80	383	339	11	1000	1018
80	258	177	11	1335	829
80	175	253	11	2533	2156
196	766	749	65	1000	1059
196	378	364	65	2148	2058
196	364	707	65	5688	6196
23	1000	2363	26	1000	1026
23	410	477	26	1742	1322
23	326	508	26	4466	3855
44	368	395	48	1000	1434
44	172	212	48	2094	4898
44	160	185	48	5874	10085
47	444	333	17	1000	1670
47	178	363	17	1772	1405
47	191	517	17	3945	3916

0,0036; 0,015; 0,0019%, а в ксенолитах – 0,0036; 0,011 и 0,0040%. По мере удаления от массива содержания этих элементов практически не изменяются и в экзоконтактовом ореоле шириной до 200 м составляют (в мас.%): Li – 0,0055, Rb – 0,015, Cs – 0,0017.

Орогенный этап. Характеризуется прекращением пластических деформаций

Таблица 44 (окончание)

Тип пород	Элемент	Орогенный					
		приконтактный метасоматоз					
		щелочная стадия (холмквиститизация)			кислотная стадия (турмалинизация, мусковитизация, окварцевание)		
		n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S
Метапесчаники	Li				1	860	—
	Rb				1	130	—
	Cs				1	86	—
Мусковит-биотитовые сланцы	Li				8	458	227
	Rb				8	475	529
	Cs				8	136	145
Кварц-карбонатные сланцы	Li	8	1000	2825	8	395	270
	Rb	8	1307	1546	8	480	506
	Cs	8	3736	4766	8	273	209
Амфибол-биотитовые сланцы	Li	10	1000	1695	1	350	—
	Rb	10	792	406	1	90	—
	Cs	10	1166	955	1	47	—
Амфиболовые сланцы и пара-амфиболиты	Li	31	1000	5771	9	491	357
	Rb	31	740	922	9	241	267
	Cs	31	3816	10552	9	434	630
Ортоамфиболиты	Li	31	647	368			
	Rb	31	255	491			
	Cs	31	237	260			

ций и переходом к однородным существенно хрупким деформациям, что, по-видимому, связано со значительной консолидацией складчатой структуры на ранне- и позднекладчатом этапах. Результаты статистического изучения трещиноватости, элементов залегания пегматитовых тел и ориентировок в них блок-кристаллов сподумена свидетельствует (см. рис. 69, в) о крутопадающей ориентировке оси σ_1 при меридиональной ориентировке оси σ_2 эллипсоида деформации; ось σ_2 погружается полого на юг под углом 10° . При подобной ориентировке осей σ_1 и σ_2 , продольные крутопадающие на юго-запад разрывные нарушения, образованные на раннекладчатом этапе, развивались как трещины растяжения и являлись главными пегматитолокализующими структурами. Крутопадающая ори-

Постпегматитовая активизация												
диафторез (хлоритизация и карбонатизация)												
регионально-метаморфических пород			продуктов локального трещинного метасоматоза			цезийбиотитовых метасоматитов			холмквиститовых метасоматитов			
n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	n	\bar{x}	S	
				16	134	78	5	208	40			
				16	137	56	5	348	201			
				16	25	11	5	200	115			
3	45	19	14	243	138	3	643	313				
3	127	18	14	224	96	3	473	419				
3	19	14	14	69	53	3	300	106				
4	25	11	32	135	90	13	255	161	3	283	29	
4	70	33	32	182	123	13	341	173	3	283	130	
4	7	5	32	34	23	13	227	118	3	257	218	
				6	150	41				1	390	—
				6	163	59				1	580	—
				6	37	19				1	480	—
				8	121	66	21	573	353	4	467	16
				8	47	34	21	293	319	4	253	134
				8	75	51	21	554	823	4	425	294

ентировка оси σ_1 эллипсоида деформации указывает на развитие структуры на этом этапе под действием субвертикальных активных усилий, приводивших, вероятно, к формированию сводовых поднятий. Развитие последних должно приводить к всестороннему субгоризонтальному растяжению, вызывающему также приоткрытие и крутопадающих систем трещин, образованных в предшествующие этапы. Это подтверждается наличием так называемых поперечных жил, приуроченных главным образом к позднекладчатым трещинам отрыва северо-восточного простираения (см. рис. 68). Заложение крутопадающих пегматитолокализующих зон (как осепродольных, так и северо-восточного простираения) на ранне- и позднекладчатом этапах и продолжение развития этих зон на орогенном и по-

следующих этапах активизации подтверждают длительную историю формирования этих структур, а отсутствие взаимных пересечений между пегматитовыми телами различной ориентировки свидетельствует об однофазности внедрения пегматитов.

Таким образом, орогенный этап протекал в условиях сводовых поднятий при крутопадающем положении оси σ_1 деформации. Основными пегматитолокализирующими структурами данного этапа являлись зоны крутопадающих разрывов север-северо-восточного простирания и запад-юго-западного падения при подчиненном значении крутопадающих разломов иной ориентировки.

С данным этапом связано формирование жильных серий редкометалльных пегматитов. Характерная черта рассматриваемого месторождения — широкое развитие литий-рубидий-цезиеносных окологематитовых метасоматитов, развитых в виде узких (до 20–30 см) экзоконтактных оторочек, а также вдоль трещин, секущих вмещающие породы в межпегматитовых пространствах, шириной до первых сотен метров. Трещинные метасоматиты локализуются вдоль ослабленных зон, образованных как на раннескладчатом этапе (аз. пад. $15-45^\circ$, $\angle 60-90^\circ$), так и на позднекладчатом (аз. пад. $335-355^\circ$, $\angle 55-80$ и $285-300^\circ$, $\angle 40-70^\circ$) и орогенном этапах (аз. пад. $320-360^\circ$, $\angle 30-50^\circ$). Эти трещины в условиях всестороннего растяжения на орогенном этапе были наиболее проницаемыми зонами для метасоматических флюидов. В непосредственной близости от пегматитовых жил трещинные метасоматиты явно секутся экзоконтактными оторочками, имеющими ориентировку, соответствующую элементам залегания двух главных пегматитолокализирующих систем с азимутами падения $230-275^\circ$, $\angle 50-80^\circ$ и азимутами падения $110-140^\circ$, $\angle 70-90^\circ$. В пределах межпегматитовых пространств трещинные метасоматиты характеризуются неравномерным распределением, в них не наблюдается зависимости содержаний Li, Rb и Cs от мощности соответствующих пегматитовых тел, а также последовательного снижения концентраций этих элементов по мере удаления от пегматитов. Напротив, в метасоматитах, расположенных на значительном расстоянии от пегматитов, содержания лития, рубидия и цезия характеризуются, как правило, соизмеримыми значениями, а иногда и превышающими таковые в трещинных метасоматитах, развитых в непосредственной близости от пегматитов. Подобный характер распределения редких щелочей и рассмотренные пространственные взаимоотношения этих двух типов метасоматитов достаточно убедительно доказывают, что формирование трещинных метасоматитов происходило главным образом в предпегматитовую стадию, поскольку для син- и позднепегматитовых метасоматитов должна наблюдаться, с одной стороны, соизмеримость концентраций в них лития, рубидия и цезия с мощностью соответствующих пегматитовых тел, с другой — последовательное убывание содержаний этих элементов от экзоконтакта в сторону межпегматитовых пространств.

Таким образом, во вмещающих породах процессы минералообразования, связанные с этим этапом, были обусловлены увеличением интенсивности метасоматических процессов, опережающих (предпегматитовый трещинный метасоматоз) и сопровождающих (приконтактный метасоматоз) внедрение пегматитов. Метасоматические изменения этих стадий выразились в широком развитии цезиевого биотита, протолитионита и

холмквистита. Максимальные содержания редких щелочных металлов, связанные с предпегматитовым трещинным метасоматозом, в кварц-биотитовых и амфибол-биотитовых сланцах составляют (в мас.%): Li – 0,10, Rb – 0,04, Cs – 0,03, а в приконтактных метасоматитах достигают (в %): Li – 0,10, Rb – 0,21, Cs – 0,59 (см. табл. 44). Неоднородность состава и концентраций лития, рубидия и цезия в указанных типах метасоматитов определяется сочетанием интенсивности трещиноватости с литологией вмещающих пород.

На завершающих стадиях формирования пегматитов (послемагматические изменения) в них широко проявлены процессы альбитизации и окварцевания с мусковитизацией. Эти процессы альбитизации микроклина, сподумена и поллуцита пегматитов сопровождалась формированием в экзоконтактных ореолах холмквистита, секущего цезиевый биотит. Более поздние во времени образования кварц-мусковитовые ассоциации в основном развиты в эндоконтактах пегматитовых тел, а также вдоль трещин, секущих пегматиты. В экзоконтактах пегматитов наблюдаются окварцевание, мусковитизация и образование кварц-мусковит-турмалиновых оторочек. Средние содержания Li, Rb и Cs в них не превышают 0,09; 0,05 и 0,02% соответственно (см. табл. 44).

Этап постпегматитовой активизации. Подразделяется на две стадии. На первой происходило осложнение структуры жильных пегматитовых серий с образованием наложенных мелких структурных элементов. Используя результаты изучения трещиноватости и мелких складок волочения, отчетливо устанавливается, что поле напряжений первого этапа постпегматитовой активизации (см. рис. 69,2) характеризовалось горизонтальной субширотной ориентировкой оси σ_1 и субвертикальной ориентировкой оси σ_2 при горизонтальном субмеридиональном положении оси σ_3 эллипсоида деформации. При подобном плане деформации плоскости максимальных касательных напряжений должны иметь ЮЗ-СВ и ЮВ-СЗ ориентировки. Это подтверждается расщеплением в эндоконтактах пегматитовых тел с образованием кварц-мусковит-полевошпатовых сланцев и формированием мелких складок волочения во вмещающих породах. Складки волочения развиваются только в экзоконтактах пегматитовых жил, и главными причинами их возникновения являлись скользящие дифференциальные движения вдоль плоскостей максимальных касательных напряжений, с ориентировкой которых совпадает положение контактов пегматитовых тел. В результате менее вязкие тонкослоистые вмещающие породы подвергались пластическим деформациям с образованием в экзоконтактах пегматитовых жил мелких складок волочения. Ориентировка трещин в самих пегматитах и направление смещений по ним подтверждают установленную выше ориентировку осей деформации.

Таким образом, устанавливается, что на первом этапе активизации структуры месторождения усложнились, деформации сопровождалась левосторонними смещениями по зонам разрывов СЗ-ЮВ ориентировки, контролирующей основную массу пегматитовых жил, а также правосторонними смещениями по зонам ЮЗ-СВ ориентировки и образованием структур растяжения по субширотным разрывам.

Вторая стадия постпегматитовой активизации проявлена слабо и выразилась лишь в образовании систем трещин и более крупных разрывов,

отчетливо секущих не только вмещающие породы, но и сами пегматиты. По результатам изучения трещиноватости установлено, что на этом этапе активизации оси эллипсоида деформации имели следующую ориентировку (см. рис. 69, д): ось σ_1 имеет крутое падение на северо-запад, ось σ_3 — пологое погружение на юго-восток, а ось σ_2 — субгоризонтальное положение, ориентированное в направлении с северо-запада на юго-запад. При таком плане деформаций образовались крутопадающие разрывы, развивавшиеся как структуры растяжения и субвертикальные сбросы северо-восточного простирания. Учитывая наблюдаемые в горных выработках незначительные амплитуды (первые метры) и разнонаправленный характер перемещений по разрывным нарушениям на различных этапах формирования месторождения, можно предполагать, что итоговые амплитуды этих перемещений вряд ли могли превышать первые десятки метров.

С заключительными стадиями постпегматитовой активизации связано формирование комплекса даек диабазов. Наиболее крупные и протяженные тела приурочены к зоне сочленения архейских и протерозойских пород и практически не несут следов вторичных изменений. Средние содержания лития, рубидия и цезия в них составляют соответственно 0,0036; 0,004 и 0,0027%. В пределах месторождения дайки диабазов нередко секут пегматитовые тела и характеризуются более высокими содержаниями указанных элементов (в мас.%): Li — 0,0129, Rb — 0,007, Cs — 0,0148. Резкое увеличение концентраций редких щелочных элементов, превышающих в 2–5 раз средние содержания их в диабазах, расположенных за пределами пегматитового поля, а также отдельные находки холмквистита в призальбовых частях этих даек обусловлены, вероятно, контаминацией основной расплава за счет редкометальных пегматитов и околопегматитовых метасоматитов.

Процессы минералообразования во вмещающих породах, связанные с постпегматитовой активизацией, выражены хлоритизацией, карбонатизацией, а также образованием кварц-хлорит-карбонатных прожилков, приуроченных к трещинам отрыва. Указанные диафорические изменения пространственно приурочены к сформированным на этом этапе зонам трещиноватости и разрывным нарушениям и накладываются как на регионально-метаморфизованные породы, так и на продукты их метасоматического преобразования различных этапов. Независимо от типа и интенсивности предшествующих метасоматических преобразований эти изменения приводят к резкому уменьшению концентраций редких щелочных металлов. Так, например, средние содержания Cs в околопегматитовых цезийбиотитовых метасоматитах падают от 0,19–0,57 до 0,05–0,02%, а Li в холмквиститовых метасоматитах — от 0,06–0,10 до 0,05–0,03% (см. табл. 44).

Из рассмотренных структурно-геохимических особенностей выделенных этапов отчетливо видны определенные тенденции поведения лития, рубидия и цезия в процессе формирования различных типов метасоматитов. Как следует из табл. 44, эти тенденции не зависят от исходного литологического типа пород; химический состав вмещающих пород оказывает влияние лишь на степень концентрации редких щелочных металлов при метасоматическом изменении этих пород. Наиболее отчетливо это видно при сопоставлении поведения Rb и Cs в процессе метасоматических преобразований кварц-биотитовых и амфиболовых сланцев (рис. 70). Минимальные concentra-

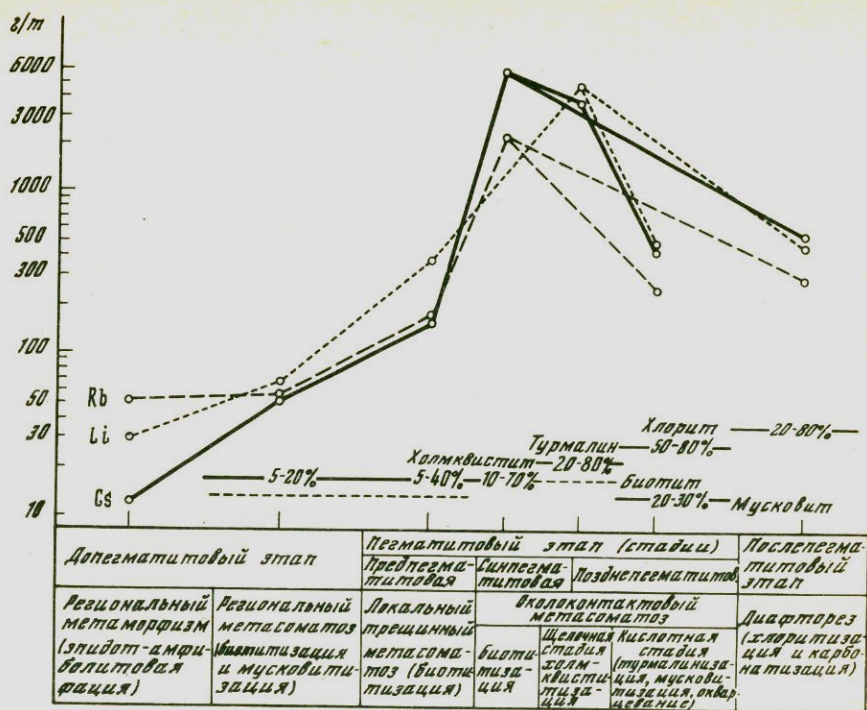


Рис. 70. Изменение средних содержаний лития, рубидия и цезия в процессе метасоматических преобразований амфиболовых сланцев

щи редких щелочных металлов, как и следовало ожидать, устанавливаются в регионально-метасоматизированных образованиях; вариации средних значений обусловлены неоднородным составом исходных пород.

В процессе региональных метасоматических изменений позднескладчатого этапа концентрации лития, рубидия и цезия в кварц-биотитовых сланцах сохраняются без изменений, тогда как в амфиболовых сланцах наблюдается статистически значимое увеличение среднего содержания цезия за счет появления биотита — минерала-концентратора этого элемента.

Метасоматические изменения орогенного этапа, связанные с внедрением и становлением пегматитовых тел, приводят к формированию цезийбиотитовых метасоматитов и сопровождаются резким увеличением содержания лития, рубидия и цезия, средние значения которых достигают (в %): Li — 0,07, Rb — 0,21, Cs — 0,57 — в кварц-биотитовых сланцах и Li — 0,07, Rb — 0,17, Cs — 0,59 в амфиболовых породах. Дальнейшие преобразования цезийбиотитовых метасоматитов, выражающиеся в холмквиститизации, вызывают лишь еще большее увеличение содержания в них Li (0,08—0,10), что сопровождается уменьшением содержания Rb и Cs до 0,09—0,03 и 0,36—0,04% соответственно. Окварцевание, мусковитизация и турмалинизация приводят к резкому падению содержания всех редких щелочных металлов (в мас.%): Li — до 0,03—0,09, Rb до 0,01—0,05, Cs — до 0,005—0,02. Это однозначно свидетельствует, что автометасоматические преобразования

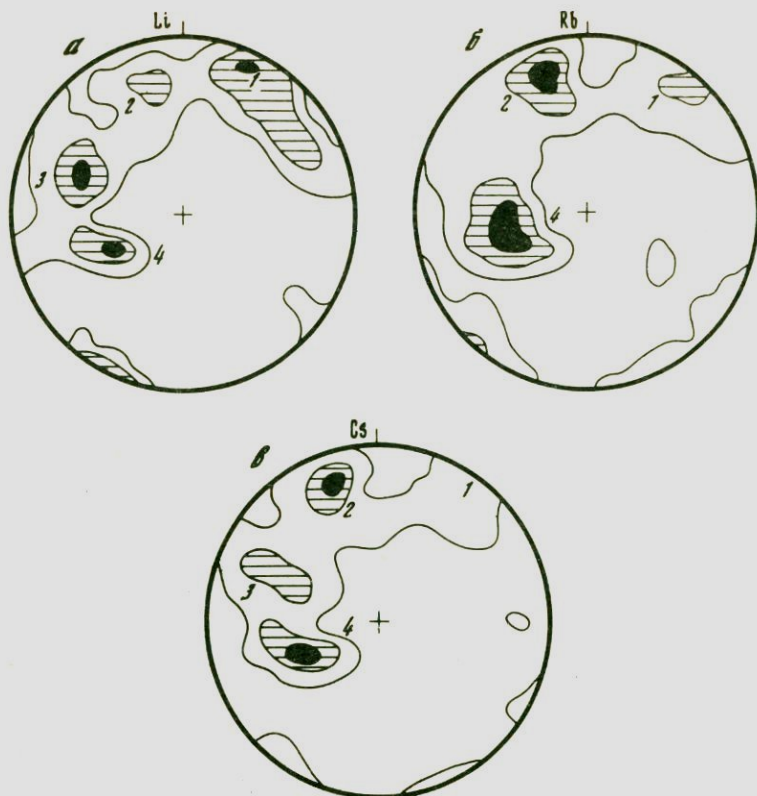


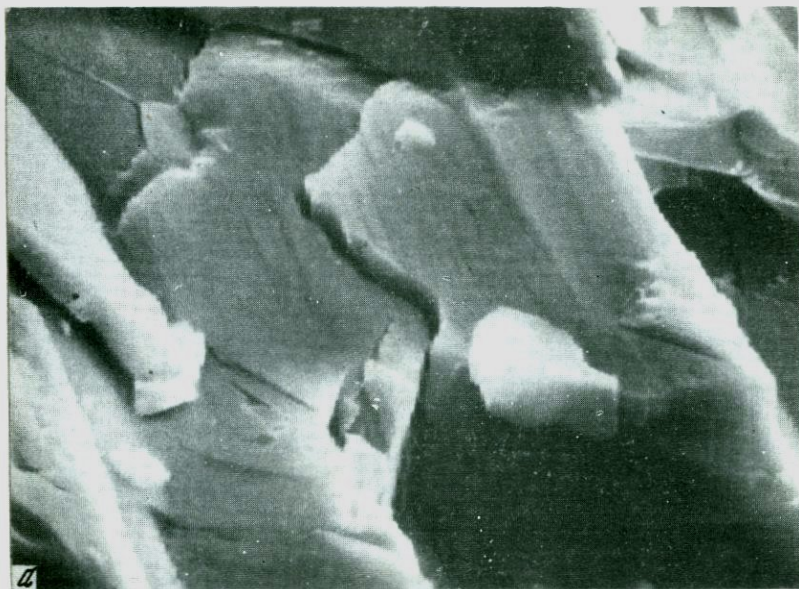
Рис. 71. Распределение средних содержаний лития, рубидия и цезия в трещинных метасоматитах по зонам дробления различной ориентировки

По 69 замерам; равноплощадные проекции на верхнюю полусферу. Изолинии (в %): Li — 0,10; Rb — 0,05 — 0,10—0,15; Cs — 0,1—0,2—0,3

1 — взбросы раннескладчатого этапа; 2 — зоны растяжения позднекладчатого этапа; 3 — правые сдвиги позднекладчатого этапа; 4 — взбросы раннескладчатого этапа, развивавшиеся как структуры растяжения в орогенный этап

пегматитов как в щелочную стадию (холмквиститизация), так и в кислотную (окварцевание, мусковитизация и турмалинизация) не могут привести к формированию цезийбиотитовых метасоматитов. Они, наоборот, обуславливают сначала резкое уменьшение концентраций рубидия и цезия, а затем и вынос всех редких щелочных металлов.

При изучении распределения Li, Rb и Cs по зонам дробления и трещиноватости во вмещающих породах на удалении от пегматитовых тел было установлено (рис. 71), что максимальные концентрации редких щелочных металлов связаны с зонами, образовавшимися на допегматитовых этапах: 1) крутопадающие зоны северо-восточного падения раннескладчатого этапа; 2) трещины отрыва северо-восточного простирания и субмеридиональные трещины скола позднекладчатого этапа; 3) крутопадающие на юго-запад зоны растяжения орогенного этапа. Таким образом, приуроченность рудоносных метасоматитов к зонам трещиноватости допегматитовых



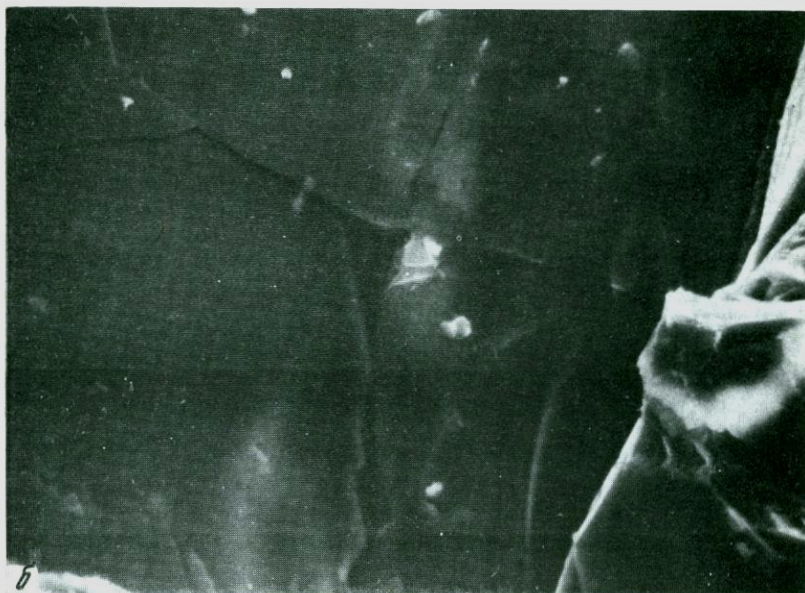
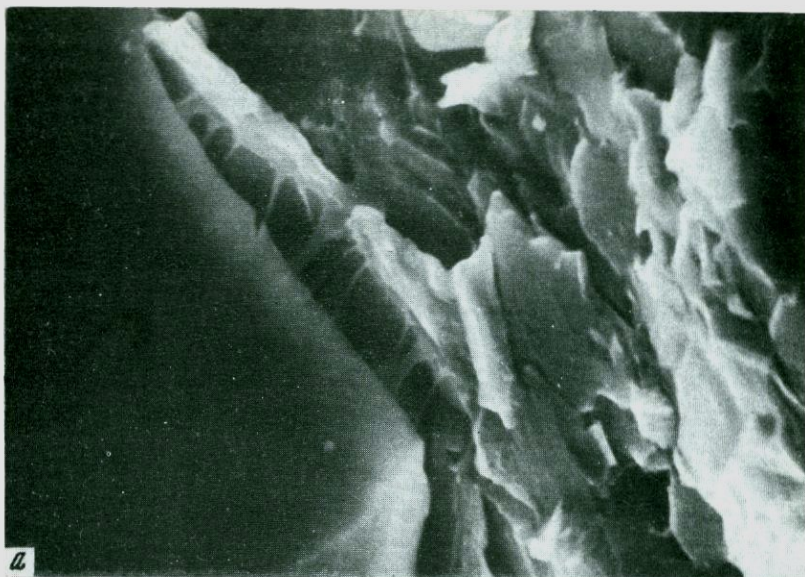
a



b

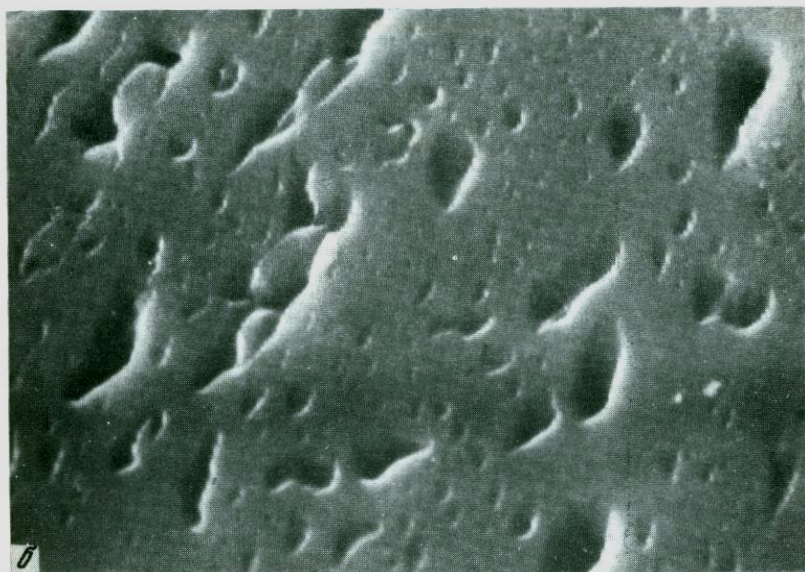
Техногенные микротрещины в амфиболитах из разреза Кольской скв. СГ-3, гл. 5780–5800 м

a – разрушение кристаллов плагиоклаза, увел. 3000; *b* – серия микротрещин, развивающихся перпендикулярно оси зерна, увел. 1000; растровый электронный микроскоп S-450



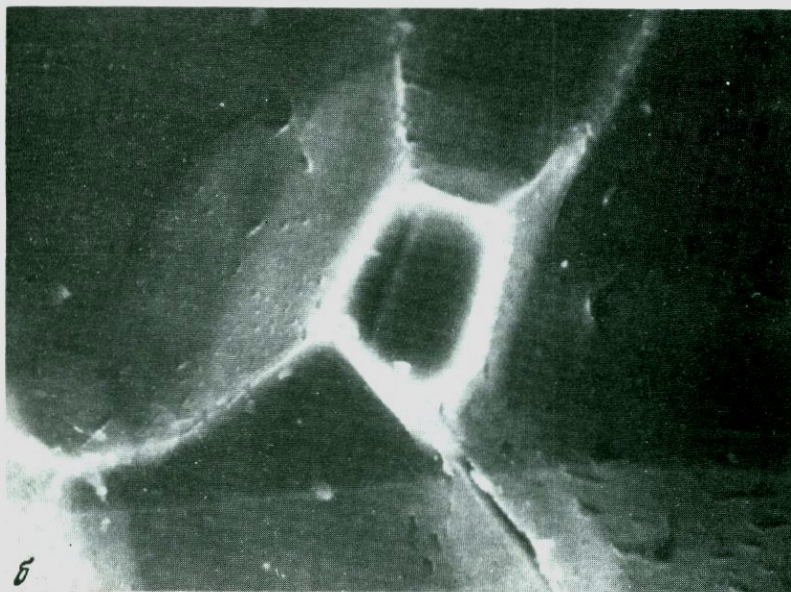
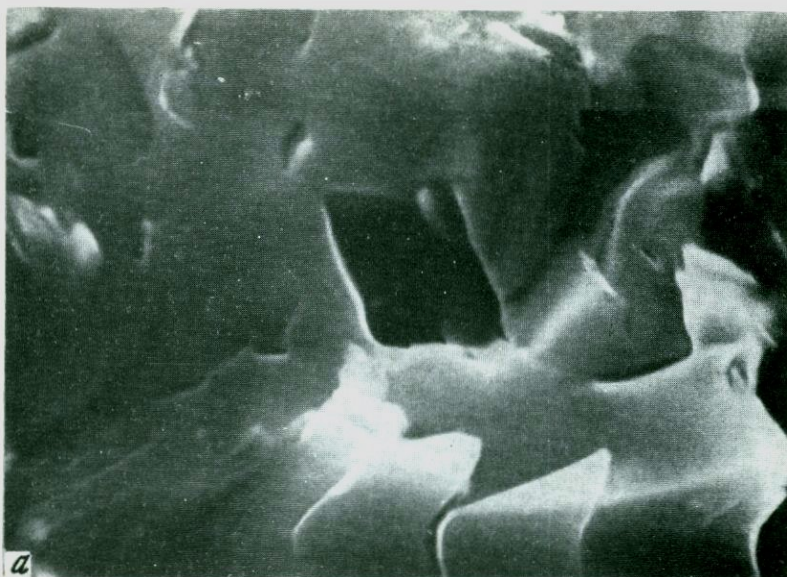
Микротрещины гидроразрыва в амфиболитах из разреза Кольской скв. СГ-3, 5800–8760 м.

a — межкристалльная микротрещина, выполненная вторичной минерализацией, увел. 2000; *b* — внутрикристалльная микротрещина, увел. 1000; растровый электронный микроскоп S-450



Закрытая пористость в амфиболитах из разреза Кольской свк. СГ-3

a — гл. 5800 м, увел. 900; *б* — гл. 11 600 м, увел. 3200; растровый электронный микроскоп S-450



Закрытые поры в амфиболитах из разреза Кольской скв. СГ-3

a — полость выщелачивания, гл. 5800 м, увел. 1000; *б* — то же с оперяю микротрещинами гидроразрыва, гл. 11 600 м, увел. 1500; растровый электро микроскоп S-450

этапов дает возможность достаточно уверенно предполагать, что формирование цезийбиотитовых метасоматитов происходило под действием метасоматирующих растворов, опережающих внедрение пегматитов.

Специально выполненные расчеты, основанные на использовании результатов анализа 500 проб, показывают, что основная масса редких щелочных металлов (более 80 отн.% Cs, Rb и Li) была принесена и отложена еще до появления пегматитов. Доля собственно пегматитовых жил составляет соответственно (в отн.%): Li – 10,3, Rb – 15,3 и Cs – 4,6, а доля приконтактовых метасоматитов – 3,8; 5,3 и 7,0 отн.% соответственно.

Формирование цезийбиотитовых и холмквиститовых метасоматитов содержащих максимальные концентрации лития, рубидия, цезия, происходило в течение того же тектонического этапа, что и внедрение пегматитов. Таким образом, несмотря на большую продолжительность времени образования этих метасоматитов, пространственное положение их контролируется теми же структурными факторами, что и размещение пегматитов.

Учитывая, что при дешифрировании в условиях горно-таежного рельефа выявляются преимущественно крутопадающие разрывные нарушения (более 50°), нами было проведено сопоставление дешифрируемых разрывных нарушений с ориентировкой систем крутопадающих трещин по данным полевых замеров. Это позволило подразделить дешифрируемые нарушения на пять систем, образование которых связано с определенными этапами формирования структуры поля редкометальных пегматитов: с раннескладчатым этапом связано формирование разрывов, имеющих север-северо-западную ($340-350^\circ$) и северо-западную ($310-320^\circ$) ориентировки; с позднескладчатым этапом – субширотную ($80-100^\circ$) и северо-восточную ($55-65^\circ$) ориентировки; в орогенный этап главным образом наследуется система разрывов, образовавшихся на раннескладчатом этапе и ориентированных в север-северо-западном направлении ($340-350^\circ$), а на первой стадии постпегматитовой активизации наследуются ранне- и позднескладчатые разрывы с север-северо-западной ($340-350^\circ$), северо-восточной ($55-65^\circ$) и субширотной ($80-100^\circ$) ориентировками; со второй стадией постпегматитовой активизации связано формирование разрывов, имеющих северо-восточную ($25-35^\circ$) ориентировку.

Главными пегматитолокализующими структурами являются разрывные нарушения, имеющие север-северо-западную ($340-350^\circ$) ориентировку, образовавшиеся на раннескладчатом этапе и развивающиеся в синпегматитовый этап как структуры растяжения. Подчиненную роль в локализации пегматитов имеют допегматитовые нарушения с иной ориентировкой. Это позволяет говорить, что участки сопряжения указанных зон разрывов главным образом север-северо-западной ($340-350^\circ$) и северо-западной ($310-320^\circ$) ориентировок являются благоприятными для формирования обширных по площади и наиболее насыщенных пегматитовыми телами полей.

Выявленные признаки позволяют использовать их в качестве ведущего поискового критерия при выявлении редкометальных пегматитов и связанных с ними рудоносных метасоматитов.

Вместе с тем, исходя из плана деформации орогенного этапа (см. рис. 69, в), а также учитывая, что максимальное приоткрывание трещин отрыва (а следовательно, и увеличение мощности пегматитовых тел и ин-



Рис. 72. Схематический прогнозный разрез через поле редкометальных пегматитов (к рис. 68)

тенсивности проявления рудоносных метасоматитов), формирующихся в данный этап, должно быть приурочено к пересечению плоскостей σ_3 - σ_2 и σ_1 - σ_2 осей деформации, рекомендуется поиск и разведку максимальных мощностей (и раздувов) пегматитовых жил и метасоматитов вести в субгоризонтальном направлении с учетом их пологого погружения на юг под углом $5-10^\circ$. Кроме того, должно наблюдаться и южное субмеридиональное погружение самих пегматитовых серий, что вместе с анализом современного рельефа (рис. 72) позволяет предполагать увеличение эрозионного среза в северном направлении и, таким образом, считать северный фланг месторождения малоперспективным на обнаружение новых полей редкометальных пегматитов и рудоносных метасоматитов.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ В СВЯЗИ С АЛЬБИТ-СПОДУМЕНОВЫМИ ПЕГМАТИТАМИ

Месторождение приурочено к крупному (площадью около 15 км^2) метагаббро-анортозитовому массиву, расположенному в зоне субширотного регионального разлома, отделяющего архейские гранито-гнейсы (на севере) от нижнепротерозойских кристаллических сланцев.

Метагаббро-анортозиты, в пределах которых локализованы пегматиты, представлены лейко-, мезо- и меланократовыми разновидностями с отчетливо проявленной в отдельных случаях трахитоидностью. Породы состоят из амфибола ($5-85\%$), плагиоклаза № 60–70, нередко раскисленного до № 40–35 ($20-85\%$), минералов группы эпидота (до 30%) и рудных. Амфиболы из метасоматически неизменных метагаббро-анортозитов представлены обыкновенной роговой обманкой (табл. 45). Метагаббро-анортозиты в целом заметно обогащены редкими щелочными металлами, и особенно литием (среднее содержание Li составляет $0,071\%$), тогда как фоновые породы таковыми обеднены и содержание лития в них составляет $0,0057\%$.

Пегматитовые жилы имеют северо-западное простирание и юго-западное падение ($50-55^\circ$), мощность жил колеблется от первых метров до 80 м (рис. 73).

Среднее содержание Li в пегматитах колеблется от $0,2$ до $1,03\%$, а среднее содержание Cs составляет в них $0,0003-0,008\%$. Эти различия обусловлены минеральным составом сподуменовых пегматитов, которые сложены кварцем ($30-35\%$), альбитом ($0-6-30-35\%$), сподуменом ($18-20\%$), микроклином ($10-25\%$) и мусковитом ($5-7\%$). Из аксессуарных отмечаются апатит, гранат, берилл, колумбит-танталит и трифилит-литифилит [25]. Основной объем альбит-сподуменовых пегматитовых жил выпол-



няет кварц-альбит-сподуменовый комплекс. Его доля в наиболее характерных пегматитах составляет примерно 60–70%. Кварц-альбитовый комплекс занимает до 20–30% объема жил, а на долю микроклинового приходится не более 10% (иногда он отсутствует совсем). Пегматиты характеризуются слабо зональным и азональным внутренним строением, и по этой причине в них весьма устойчиво содержание всех рудных компонентов. Пегматиты, развитые в северо-восточной части метагаббро-анортозитового массива, относятся к альбит-сподуменовому типу, а развитие юго-западной части — к микроклин-альбитовому со сподуменом.

Различная геохимическая специализация пегматитовых жил в значительной мере обусловила и резко отличный характер изменения соответствующих участков вмещающих их пород. В метагаббро-анортозитах юго-западной части массива из новообразований практически повсеместно развита биотитизация (от единичных знаков до 5–10%). Анализируя закономерности распределения цезия во вмещающих породах юго-западной части массива на различном удалении от пегматитовых жил, можно заметить, что на расстоянии от жилы 20–40 м и более содержание цезия соответствует таковому в фоновых метагаббро-анортозитах. Сходный с фоновыми породами геохимический характер биотитизации описываемых метагаббро-анортозитов позволяет отнести локальные проявления регионального калиевого метасоматоза метаморфических пород района к допегматитовому этапу. На расстоянии 20 м и менее в направлении к пегматитовым жилам содержание Cs и особенно Li обычно увеличивается до 0,01 и 0,05% соответственно. Отсутствие в этом интервале явно новообразованных минералов (биотита-2, холмквистита) свидетельствует о фиксации редких щелочных металлов в решетках метаморфогенного амфибола и регионально-метасоматического биотита. Явное новообразование биотита-2 (до 10%) и холмквистита (до 10%) устанавливается лишь в экзоконтактных зонах пегматитовых жил, где концентрация достигает (в %): Li — 0,11, Rb — 0,16 и Cs — 0,035 (см. табл. 45).

Иная картина наблюдается во вмещающих породах северо-восточной части массива метагаббро-анортозитов: здесь практически сплошь по всей длине разреза проявлены наложенная биотитизация (0,5–20%) и холмквиститизация (0,5–15%) [27]. В метасоматически измененных метагаббро-анортозитах средние содержания колеблются (в %): Li — 0,06–0,3, Rb — 0,0015–0,31, Cs — 0,0003–0,053.

В экзоконтактных зонах пегматитовых жил северо-восточной части массива вмещающие породы обычно рассланцованы и характеризуются максимальным изменением вплоть до биотит-холмквиститовых (иногда турмалин-биотит-холмквиститовых) и анхихолмквиститовых метасоматитов. Содержание редких щелочных металлов в последних соизмеримо

Таблица 45

Распределение редких щелочных металлов (в мас.%) в амфиболах и биотитах, а также содержащих их околосамоитовых метасоматитах

Порода или минерал	Li	Rb	Cs
Мезократовый метагаббро-анортозит (за пределами пегматитового поля)	0,0031	0,001	0,0005
Роговая обманка	0,0032	0,002	0,0005
Мезократовый метагаббро-анортозит (в пределах пегматитового поля)	0,012	0,001	0,0005
Роговая обманка	0,023	0,002	0,0005
Биотитизированный (1–3%) мезократовый габбро-анортозит	0,044	0,022	0,0059
Биотит	0,240	0,23	0,13
Биотитизированный (5–15%) мезократовый габбро-анортозит	0,040	0,036	0,0046
Роговая обманка	0,033	0,002	0,0005
Биотит	0,260	0,610	0,230
Биотитизированный (10–15%) мезократовый габбро-анортозит	0,20	0,10	0,022
Биотит	0,21	0,51	0,10
Биотитизированный (15%) и холмквиститизированный (ед.зн.) мезократовый габбро-анортозит	0,053	0,041	0,014
Биотит	0,26	0,34	0,095
Холмквиститизированный (ед.зн.) и биотитизированный (ед.зн.) мезократовый габбро-анортозит (зона экзоконтакта)	0,052	0,003	0,0005
Роговая обманка	0,39	0,014	0,0083
Биотит	0,260	0,750	0,250
Холмквиститизированный (2%) и биотитизированный (15%) мезократовый габбро-анортозит (зона экзоконтакта)	0,088	0,17	0,051
Роговая обманка	0,033	0,005	0,0005
Биотит	0,290	0,790	0,250
Холмквиститизированный (до 15–20%) мезократовый габбро-анортозит (зона экзоконтакта)	0,024	0,012	0,0018
Роговая обманка	0,10	0,005	0,0005
Биотит (до 15%) -холмквиститовый (до 60%) метасоматит (зона экзоконтакта)	1,06	0,021	0,0057
Биотит	0,20	0,390	0,900

Анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

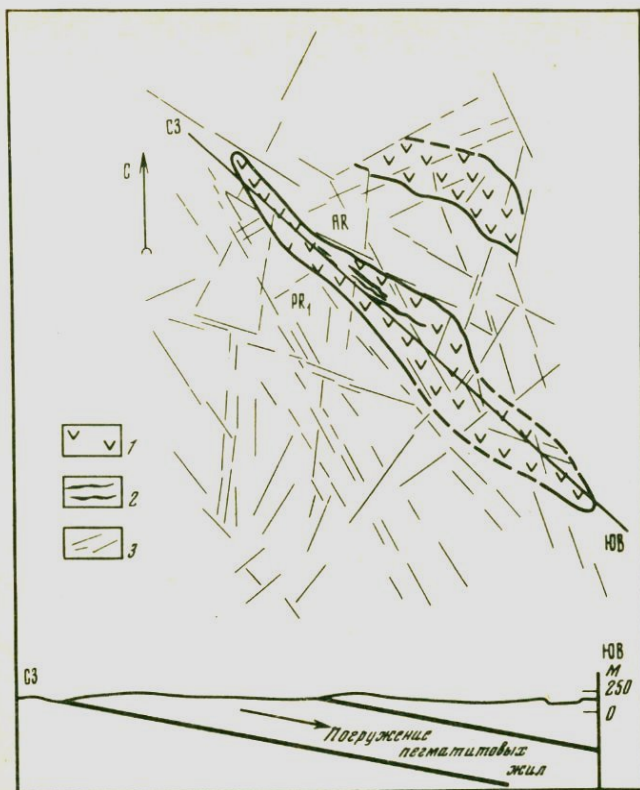


Рис. 73. Геолого-структурная схема и прогнозный профильный разрез месторождения альбит-сподуменовых пегматитов. Составлены А.А. Кременецким и В.Ю. Скрыбиным
 1 – метагаббро-анортозиты; 2 – жилы альбит-сподуменовых пегматитов; 3 – разрывные нарушения (по данным аэрофотодешифрирования)

или даже выше таковых в соответствующих пегматитовых жилах (табл. 46) и достигает иногда следующих количеств (в%): Li – 1,08, Rb – 0,59, Cs – 0,09. В экзоконтактовых зонах основными минералами-концентраторами редких щелочных металлов являются роговая обманка и новообразованные биотит и холмквистит.

Роговая обманка окрашена в яркие сине-зеленые тона и представляет собой субщелочную разновидность, являющуюся крайним членом ряда метасоматически измененной исходной обыкновенной роговой обманки. Концентрация Li в этом ряду колеблется от 0,033 до 0,10% (см. табл. 45).

Биотит развивается явно позже амфиболов. Имеет хаарктерный коричневатый цвет и по составу (от слабо к сильно метасоматически измененным породам) охватывает почти весь ряд от аннита (4,53% MgO; 24,42% FeO) до флогопита (21,50% MgO; 1,96% FeO). Являясь главным концентратором всех редких щелочных металлов, биотит наиболее обогащен ими в экзоконтактовых зонах (Li – 0,20–0,29%, Rb – 0,39–0,79%, Cs – 0,25–0,90%). На значительном удалении от пегматитовых жил содержание Li в биотите практически не меняется (0,21–0,26%), тогда как

Таблица 46

Содержания редких щелочных металлов (в мас. %) в пегматитовых жилах и их околопегматитовых метасоматитах

Порода	Li	Rb	Cs
Пегматит	0,321	0,0172	0,0009
Холмквиститовый метасоматит по рассланцованному метагаббро-анортозиту	0,41	0,004	0,0003
Пегматит	0,443	0,056	0,0043
Биотит-холмквиститовый метасоматит по метагаббро-анортозиту	0,48	0,30	0,091
Пегматит	0,184	0,117	0,0034
Биотит-холмквиститовый метасоматит по метагаббро-анортозиту	0,045	0,59	0,097
Пегматит	0,017	0,005	0,0003
Биотит-холмквиститовый метасоматит по метагаббро-анортозиту	0,34	0,033	0,0064
Пегматит	0,239	0,08	0,0038
Биотит-холмквиститовый метасоматит по рассланцованному метагаббро-анортозиту	0,11	0,048	0,010
Пегматит	0,048	0,084	0,0059
Биотит-холмквиститовый метасоматит	0,11	0,16	0,035
Пегматит	1,412	0,008	0,0003
Анхихолмквиститовый метасоматит	1,08	0,018	0,0040

Анализы выполнены в БГГЭ ИМГРЭ.

концентрация Rb и Cs несколько снижается до 0,51–0,23 и 0,13–0,095% соответственно (см. табл. 45).

Холмквистит образуется позднее биотита, в непосредственном контакте с пегматитовыми жилами слагает монохолмквиститовые оторочки мощностью 2–8 см. Холмквистит представлен игольчатыми кристаллами с ромбическим сечением, плеохроирует в голубовато-фиолетовых тонах и имеет положительное удлинение, $-2V = 50-56^\circ$; окись лития составляет 2,45–3,53% [25]. Отмечаемое в других районах аномальное накопление избыточного лития в холмквистите (до 5,0% Li_2O) связано со специфической минеральной составом вмещающих пород. Примером таких пород являются железистые кварциты одного из рудопроявлений КМА, характеризующиеся отсутствием или невысоким содержанием главных концентраторов редких щелочных металлов: роговой обманки и куммингтонита. Для образующегося в таких условиях холмквистита характерно низкое значение Mg/Li (0,04–0,06) по сравнению с холмквиститами из других регионов (1,3–8,5). Это свидетельствует о том, что избыточный литий входит в структуру минерала, замещая магний, и в итоге вместо обычного холмквистита образуется так называемый литиевый холмквистит.

Проведенный структурно-геохимический анализ с учетом типов минерализации, приуроченных к определенным системам трещин, позволил выде-

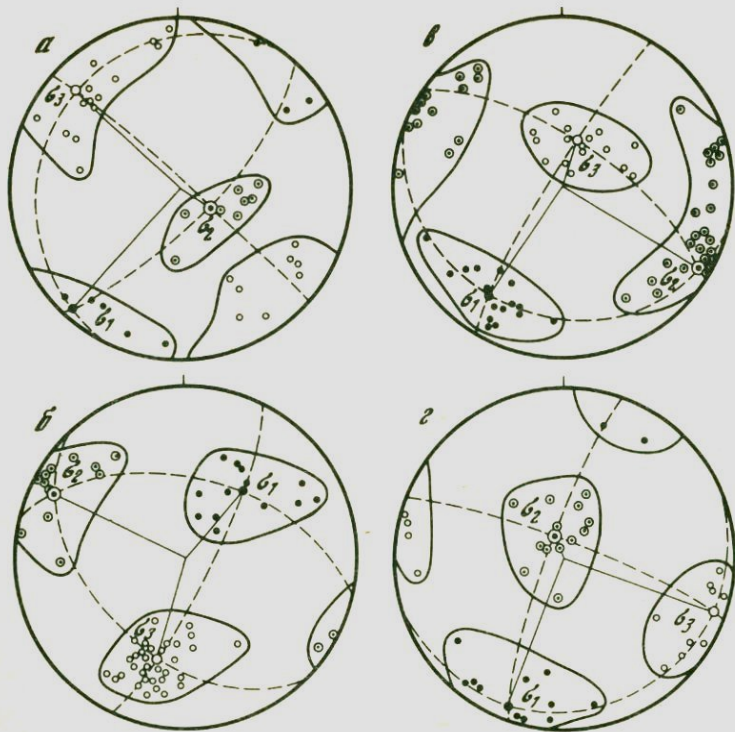


Рис. 74. Сферограммы ориентировки осей деформации на различных этапах формирования месторождения альбит-сподуменовых пегматитов

а, б — этапы: *а* — допегматитовый, *б* — пегматитовый; *в, г* — этапы постпегматитовой активизации: *в* — первый, *г* — второй; $\sigma_1 - \sigma_3$ — направление напряжений: σ_1 — максимального сжатия, σ_2 — промежуточные, σ_3 — максимального растяжения. Точки на сферограммах — выходы осей напряжений σ_1 , σ_2 , и σ_3 , установленных по сопряженным системам трещин скола и отрыва в различных участках рудного поля. С целью разгрузки сферограмм с них сняты изображения максимумов, образующих отдельные пояса и соответствующих реальным системам трещин скола и отрыва

лить следующие этапы структурного развития описываемого месторождения и соответствующие им этапы минералообразования.

Допегматитовый этап. Проявился после внедрения и кристаллизации габбро-анортозитов, вмещающих редкометалльные пегматиты. Процессы минералообразования, связанные с данным этапом, выразились в повсеместной амфиболитизации габбро-анортозитов вплоть до образования в зонах их расщепления амфибол-плагноклазовых и анхиамфиболовых сланцев. Статистическое изучение ориентировки удлинения амфиболов и анализ сферограмм трещиноватости в габбро-анортозитах показывают некоторое отличие в ориентировке оси минимальных сжимающих (максимальных растягивающих) напряжений (рис. 74, *а*, 75, *а*), что соответствует, вероятно, двум стадиям деформации данного этапа. Различие ориентировок оси σ_1 обусловлено переходом упругих деформаций первой стадии, в ходе которой происходила амфиболитизация габбро-анортозитов (средний азимут падения удлинения амфиболов 335° , $\angle 10^\circ$), в хрупкие дефор-

мации второй стадии, приведшей к возникновению трещин скола (правосторонние сдвиги — аз. пад. $225-240^\circ$, $\angle 60-70^\circ$; левосторонние сдвиги развиты слабо) и трещин отрыва с аз. пад. $310-320^\circ$, $\angle 60-70^\circ$. Таким образом, деформации допегматитового этапа происходили под действием сжимающих субгоризонтальных усилий, ориентированных в северо-восточном и юго-западном направлении с изменением ориентировки минимальных сжимающих напряжений от 335° , $\angle 10^\circ$ на первой стадии до 125° , $\angle 30^\circ$ на заключительной стадии этого этапа (см. точки 1 и 2 на рис. 75, а).

Пегматитовый этап. Изучение элементов залегания пегматитовых жил (см. рис. 75, б), а также анализ сферограмм трещиноватости вмещающих габбро-анортозитов (см. рис. 74, а) показали, что деформации данного этапа привели к формированию новых систем трещин как скола (субгоризонтальных и с аз. пад. $25-30^\circ$, $\angle 70-90^\circ$), так и отрыва (аз. пад. $200-210^\circ$, $\angle 50-60^\circ$). Трещины отрыва контролировали размещение пегматитовых жил, элементы залегания которых (средний аз. пад. 200° , $\angle 55^\circ$) соответствуют ориентировке максимальных растягивающих напряжений в период начальных стадий их становления. Вместе с тем проведенное нами изучение ориентировки удлинения сподуменов (см. рис. 75, в), кристаллизующихся, как правило, на поздних стадиях формирования пегматитов, позволяет установить несколько иную ориентировку максимальных растягивающих напряжений (аз. пад. 180° , $\angle 30^\circ$). Оно свидетельствует о последовательном изменении ориентировки этих напряжений от момента внедрения пегматитов до заключительной стадии их кристаллизации.

Постпегматитовый этап. Выделен на основании изучения трещиноватости пегматитовых жил (см. рис. 74, в, г). На этом этапе максимальные сжимающие напряжения были ориентированы в северо-восточном — юго-западном направлении при субвертикальном (аз. пад. 200° , $\angle 70^\circ$) положении минимальных сжимающих напряжений. Это сопровождалось формированием дополнительных систем трещин скола (взбросы с аз. пад. $20-35^\circ$, $\angle 60-70^\circ$ и $190-200^\circ$, $\angle 20-30^\circ$) и отрыва (аз. пад. 30° , $\angle 20^\circ$), по которым происходили диафорические изменения как габбро-анортозитов, так и пегматитовых жил.

Таким образом, проведенный структурный анализ позволяет проследить изменение плана деформации от допегматитового до постпегматитового этапов. Наиболее отчетливо эта тенденция может быть проиллюстрирована (см. рис. 75, а) изменением пространственной ориентировки оси минимальных сжимающих (максимальных растягивающих) напряжений (σ_3) от субгоризонтальной ориентировки в северо-западном — юго-восточном направлении (допегматитовый этап) через северо-восточную ориентировку (пегматитовый этап) до субвертикальной (постпегматитовый этап). Выявленная тенденция позволяет подойти к решению вопроса о времени формирования лигий-рубий-цезиеносных околпегматитовых метасоматитов. В случае позднепегматитового возраста пространственное положение этих метасоматитов должно контролироваться таким структурным планом, при котором ось σ_3 занимает бы промежуточное положение между ее ориентировкой на пегматитовом и постпегматитовом этапах. Напротив, в случае предпегматитового возраста околпегматитовых метасоматитов ось σ_3 при их формировании должна была занимать промежу-

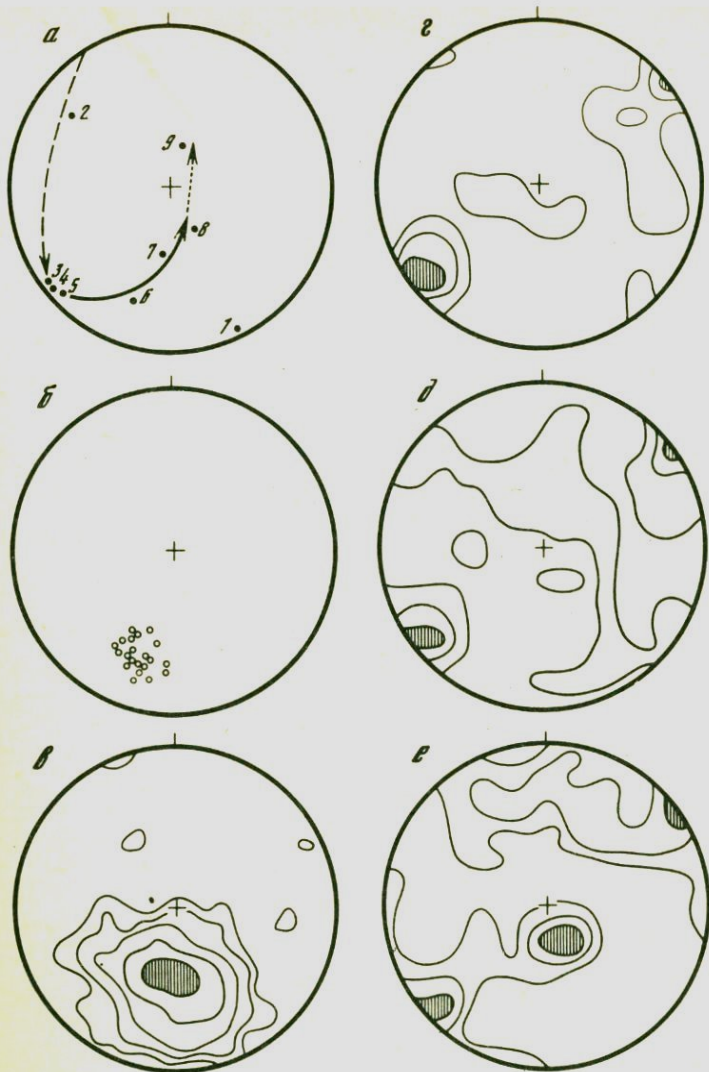


Рис. 75. Изменение ориентировки оси максимальных растягивающих напряжений и распределение трещинных метасоматитов на различных этапах тектонического развития пегматитового поля

a — этапы: допегматитовый (пунктирная линия), пегматитовый (сплошная линия) и постпегматитовый (точечная линия); *б* — ориентировка пегматитовых жил; *в* — ориентировка удлинений по [001] кристаллов сподумена в пегматитовых жилах; *г-е* — распределение средних содержаний: *г* — лития, *д* — рубидия, *е* — цезия во вмещающих габбро-анортозитах по трещинам различной ориентировки

Ориентировки σ_3 : *1* — удлинения по [001] амфиболов во вмещающих породах; *2* — на допегматитовом этапе по данным изучения трещиноватости во вмещающих породах; *3-5* — трещинных метасоматитов с максимальными средними содержаниями цезия, рубидия и лития; *6* — при внедрении пегматитов; *7* — при кристаллизации сподумена; *8* — литиеносных позднепегматитовых метасоматитов; *9* — на постпегматитовом этапе по данным изучения трещиноватости пегматитов; изолинии концентраций (в %): Cs — 0,002–0,004–0,006; Rb — 0,005–0,015–0,030–0,040; Li — 0,04–0,05–0,06

точное положение между ее ориентировкой на допегматитовом и пегматитовом этапах.

Для решения данной альтернативы было проведено специальное геохимическое опробование стенок различных систем трещин в габбро-анортозитах (по 60 проб из четырех участков месторождения) с последующим нанесением концентраций лития, рубидия и цезия на сферограммы трещиноватости. В результате статистической обработки этих данных среди многообразия различно ориентированных трещин были четко выделены отдельные их системы, к которым приурочены наиболее высокие содержания редких щелочных металлов (см. рис. 75, *г, д, е*). Элементы залегания этих трещин (аз. пад. $220-240^\circ$, \angle $70-90^\circ$) соответствуют ориентировке максимальных растягивающих напряжений (σ_3) в период формирования литий-рубидий-цезийносных метасоматитов. На сферограмме, иллюстрирующей изменение ориентировки σ_3 (см. рис. 75, *а*), ось максимальных растягивающих напряжений стадии формирования метасоматитов занимает промежуточное положение между допегматитовыми и пегматитовыми этапами. Это является однозначным доказательством предпегматитового возраста литий-рубидий-цезийносных метасоматитов. Наряду с этим на сферограмме распределение средних концентраций лития (см. рис. 75, *е*), приуроченных к трещинам различной ориентировки, отчетливо проявлен дополнительный максимум (аз. пад. $120-150^\circ$, \angle $10-30^\circ$), отсутствующий на сферограммах для цезия и рубидия (см. рис. 75, *г, д*). Этот максимум занимает промежуточное положение между ориентировкой σ_3 пегматитового и постпегматитового этапов (см. рис. 75, *а*), что указывает на позднепегматитовый возраст образования некоторой части литийносных метасоматитов, формирующихся за счет выноса лития из пегматитов при замещении сподумена. Однако из-за слабой интенсивности этого процесса описываемые метасоматиты не имеют самостоятельного практического значения.

Таким образом, выявленные структурно-геохимические критерии позволяют установить этапность формирования полей редкометальных пегматитов и доказать возрастную последовательность различных стадий пегматитового этапа (образование предпегматитовых литий-рубидий-цезийносных трещинных метасоматитов \rightarrow внедрение пегматитового расплава и его кристаллизация \rightarrow кристаллизация сподумена \rightarrow образование позднепегматитовых литийносных экзоконтактовых метасоматитов).

Наряду с этим в результате анализа сферограмм трещиноватости (см. рис. 74, *б*) видно, что деформации пегматитового этапа происходили при крутонаклонной на юго-запад ориентировке максимальных сжимающих напряжений и пологопогружающейся на юго-восток промежуточной оси деформации (σ_2). Наиболее благоприятными структурами локализации трещинных метасоматитов являются ранее образовавшиеся в метагаббро-анортозитах продольные зоны расщепления, так как последние при таком плане деформации представляли собой зоны растяжения, контролировавшие поступление флюидов. Указанные тектонические зоны являлись и основными структурами, локализовавшими мощные пегматитовые тела и связанные с ними приконтактовые метасоматиты (преимущественно холмквиститовые и турмалин-холмквиститовые).

Юго-восточное погружение промежуточной оси деформации, подтвер-

жденное не только анализом сферограмм трещиноватости, но и статистическим изучением элементов залегания самих пегматитовых жил и ориентировки в них кристаллов сподумена, позволяет предполагать пологое погружение пегматитовой серии за пределами описываемого месторождения в юго-восточном направлении (см. рис. 73). Поскольку сподуменные пегматиты месторождения локализуются исключительно в метагаббро-анортозитовом массиве, возможность их нахождения в указанном направлении за пределами известного к настоящему времени контура месторождения прежде всего определяется размерами и формой самого массива.

В этом отношении геологическая ситуация оказывается благоприятной. Во-первых, к юго-востоку от месторождения известны разрозненные коренные выходы метагаббро-анортозитов. Во-вторых, имеются геофизические данные, подтверждающие продолжение массива метагаббро-анортозитов на юго-восток под покровом озерно-болотных отложений. По магнитометрическим и гравиметрическим данным, выполненным в 1975 г. В.Г. Зайцевым, погруженная часть массива в данном месте имеет ширину до 1,5 км и максимальную мощность. Таким образом, если концепция о юго-восточном склонении жильной серии описываемого месторождения является справедливой, то весь значительный по площади участок юго-восточной части интрузии метагаббро-анортозитов может оказаться перспективным на обнаружение новых проявлений сподуменных пегматитов, не вскрытых эрозией.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА И ПОИСКА ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изложенные данные по минералогии и геохимии околопегматитовых метасоматитов, а также результаты структурно-геохимического анализа различных пегматитовых полей позволяют наметить следующие главные стадии формирования околопегматитовых ореолов.

1. **Предпегматитовая стадия** — площадной трещинный метасоматоз за счет флюидов, опережающих внедрение пегматитовых расплавов; сопровождается привнесом более 85–90% Li, Rb и Cs от суммарного количества их во всех околопегматитовых метасоматитах месторождения и приводит к формированию повышенных концентраций редких щелочных металлов в исходных метаморфических парагенезисах, а также новообразованию цезиевого биотита и раннего холмквистита (Хлм-1) по зонам трещиноватости.

2. **Синпегматитовая стадия** — приконтактный метасоматоз, сопровождающий внедрение пегматитовых расплавов во вмещающие породы, а затем и раннюю альбитизацию сподумена с перераспределением Li и других редких металлов; завершается формированием узких экзоконтактных оторочек цезийбиотитовых, холмквистит-цезийбиотитовых и монохолмквиститовых метасоматитов, содержащих не более 10–15% редких щелочных металлов от их суммарного количества во всех околопегматитовых метасоматитах месторождения.

3. **Позднепегматитовая стадия** — автометасоматические (преимущественно кислотной стадии) преобразования пегматитовых жил, выраженные замещением раннеобразованных приконтактных метасоматитов кварц-

мусковит-турмалиновой ассоциацией; сопровождаются выносом из цезий-биотитовых и холмквиститовых метасоматитов некоторой части Li, Rb и Cs.

Выявленные закономерности последовательности метасоматических процессов и структурных факторов локализации повышенных и аномальных концентраций редких щелочных металлов позволяют рассматривать описываемое месторождение как яркий пример распространенного рудообразующего процесса, который может быть назван *трещинным метасоматозом*.

Чрезвычайно неравномерное распределение редких щелочных металлов в сланцах и амфиболитах с резким (на два порядка) изменением концентрации этих элементов на расстоянии в несколько сантиметров однозначно свидетельствует о проникновении растворов в метаморфические породы по массе трещин. Трещины по своим размерам (ширине и протяженности) весьма разнообразны, также разнообразна и плотность их на единицу объема. Некоторые крупные трещины прослеживаются в нескольких разрезах и представляют собой устойчивые каналы движения растворов. В настоящее время они трассируются максимумами содержаний редких щелочных металлов. По этим каналам, а также по сопутствующим им более мелким многочисленным трещинам и происходит конвекционный привнос металлов. В стороны от трещин ионы металлов проникали благодаря действию различных диффузионных механизмов в растворах, распространявшихся в поровом пространстве. В последнем случае наиболее ярко проявлена дифференциация редких щелочных металлов, которая обуславливает сдвиг в пространстве линий максимумов содержаний Li и Rb как относительно друг друга, так и в особенности относительно Cs. Первым осаждался Cs, максимум содержаний которого, строго говоря, и фиксирует положение основных каналов фильтрации растворов.

Метасоматическое преобразование металлоносным гидротермальным раствором метаморфических пород, особенно кварц-биотитовых сланцев, сопровождается сравнительно небольшим химическим изменением последних. В амфиболитах происходит явный вынос Na и Ca с замещением их K, Li, Rb, Cs и отчасти H_2O ; в меньших количествах Na и Ca выносятся из кварц-биотитовых сланцев при также несколько меньшем привносе K и редких щелочных металлов. Метасоматические минеральные новообразования в кварц-биотитовых сланцах обычно отсутствуют, в них даже Li концентрируется в биотите. Амфиболиты и амфиболовые сланцы изменяются более значительно. Повышение содержаний редких щелочных металлов в них сопровождается заметным изменением и минерального состава с образованием сначала биотита, а затем холмквистита. Иногда трещинные зоны максимальных содержаний Cs характеризуются интенсивной хлоритизацией и карбонитизацией с цепочкой вторичного сфена. Порода осветляется, что хорошо проявляет эти зоны максимумов, а иногда зоны трещиноватости хорошо трассируются новообразованным биотитом. Последний является главным носителем Li, Rb и Cs в описываемых гидротермально-измененных метаморфитах, меньшая часть этих элементов фиксируется в полевом шпате и холмквистите.

При поступлении щелочных рудообразующих растворов в среду основных пород, богатых CaO и MgO (т.е. в амфиболиты и амфибол-биотитовые

сланцы), как показал Д.С. Коржинский, происходит интенсивное кислотно-основное взаимодействие, приводящее к образованию в основных породах минералов и ассоциаций с высоким потенциалом щелочных металлов. Вследствие легкой диффузии щелочных металлов около основных пород, пронизываемых потоком растворов, закономерно должен возникнуть диффузионный ореол повышенной "отраженной" щелочности.

В результате этого процесса происходит закономерная контрастная дифференциация щелочных металлов с растворением и переносом Na и последовательным отложением привнесенных Cs, Rb, K и Li. Первым будет осаждаться металл, имеющий большую щелочность, близкий к исходной максимальной щелочности поступающего раствора. Если вслед за А.А. Маракушевым [69] мерой щелочности принять химическое сродство металла к протону, определяемое величиной приращения свободной энергии (ΔZ_T^0), то щелочные металлы образуют соответствующий ряд последовательности отложения:

$$\begin{array}{cccccc} \text{Cs} & > & \text{Rb} & > & \text{K} & > & \text{Na} & > & \text{Li} \\ \Delta Z_T^0 & 61,926 & 60,003 & 56,388 & 44,909 & 30,093 \end{array}$$

Нетрудно заметить, что этот ряд полностью отвечает приведенным геологическим данным. Как было сказано ранее, максимальные концентрации Cs, высаждающегося в первую очередь, трассируют основные трещинно-каналы поступления растворов. Последней образуется кварц-альбитовая ассоциация, часто с литием, представляющая собой крайний продукт "отраженной" щелочности и рассматриваемая обычно как один из продуктивных комплексов. К тому времени подавляющая масса не только Cs, но и Rb, а также K уже высадились.

Из-за своих наименьших щелочных свойств Li сохраняется в растворе наиболее длительное время. Это способствует отложению лития в верхней части обрабатываемых раствором вмещающих пород и образованию в них вертикальной зональности распределения редких щелочных металлов. Вертикальная зональность на месторождении устанавливается, естественно, хуже по сравнению с более контрастной зональностью в горизонтальном направлении.

Отложение редких щелочных металлов и K в результате вытеснения Na и отчасти Ca заставляет обратить внимание и на такой механизм взаимодействия растворов с обрабатываемыми метаморфитами, как катионный обмен [98]. Экспериментально установлено, что породобразующие полевые шпаты и слюды обнаруживают широкую способность к обмену катионов щелочных металлов с хлоридами, серноокислыми и некоторыми другими водными растворами. Довольно близкой моделью описываемого природного процесса вытеснения Na может служить извлечение щелочных металлов из раствора путем ионного обмена с натриевой формой клиноптилолита. Последовательность замещения, характеризующегося весьма контрастным различием констант распределения между клиноптилолитом и раствором, аналогична приведенному ниже ряду последовательности отложения:

$$K = \begin{array}{cccc} \text{Cs} & > & \text{Rb} & > & \text{K} & > & \text{Li} \\ 300,0 & & 73,0 & & 48,8 & & 0,56 \end{array}$$

Такой катионный обмен, вероятно, возможен лишь при малых рядовых содержаниях щелочных металлов (сотые, первые десятые процента), и в первую очередь для кварц-биотитовых сланцев. Высокие содержания Cs и его элементов-спутников в амфиболитах требуют уже химического взаимодействия и сопровождаются, как уже говорилось, перекристаллизацией породы вплоть до образования почти мономинерального цезийбиотитового метасоматита.

Физико-химические особенности рассмотренного процесса хорошо согласуются с результатами структурно-геохимического изучения пегматитовых месторождений и, таким образом, могут быть использованы для обоснования поисково-прогнозных критериев на редкометалльные пегматиты и сопровождающие их промышленно-металлоносные метасоматиты. Металлоносные пегматиты в пределах пегматитовых полей составляют обычно около 25% от всей площади месторождения и в ряде случаев имеют зональное строение: в центральной части располагаются метасоматиты с повышенным содержанием Cs, по краям — с повышенным содержанием Li (см. рис. 68). Можно выделить два типа первичных геохимических ореолов во вмещающих породах: локальные площадные ореолы и ореолы экзоконтактных зон. Первые характеризуются повышенными содержаниями Rb, Cs и особенно Li на расстоянии до 100 м от пегматитовых жил при отсутствии новообразованных минералов во вмещающих породах. Характер распределения редких щелочных металлов в пределах данных площадных ореолов зависит, с одной стороны, от состава редкометалльных пегматитов, а с другой — от состава вмещающих пород. А именно максимальные площадные ореолы перечисленных выше металлов формируются вокруг лепидолит-альбитовых пегматитов, а минимальные (10–20 м) — около безрудных микроклин-альбитовых пегматитов. Наиболее широкие ореолы образует литий, а наиболее узкие и контрастные — рубидий и цезий. Размеры площадных геохимических ореолов в биотит-содержащих вмещающих породах (региональных биотитовых метасоматитах и метаморфогенных биотитовых сланцах) часто увеличиваются в 1,5–2 раза по сравнению с амфиболовыми разновидностями вмещающих пород.

Размеры ореолов экзоконтактных зон, как правило, не превышают 8–10 м. В отличие от площадных ореолов для них характерно присутствие в переменном количестве метасоматических минералов: холмквистита и биотита. Так же как и для площадных, специфика экзоконтактных ореолов четко определяется составом пегматитовых жил и вмещающих пород. Однако если вмещающие породы определяют минеральный состав экзоконтактного ореола, то степень редкометалльной нагрузки пегматитовых жил влияет на интенсивность метасоматической переработки вмещающих пород в экзоконтактной зоне. Наиболее распространенные по составу экзоконтактные метасоматиты (биотитовые, биотит-холмквиститовые и холмквиститовые) встречаются в амфиболовых породах, в то время как в биотитовых и гранат-биотитовых сланцах формируются исключительно биотитовые метасоматиты. Исследование зависимости интенсивности экзоконтактных изменений от состава редкометалльных жил показало, что вокруг наиболее богатых редкими щелочными металлами лепидолит-микроклин-альбитовых пегматитов образуются экзо-

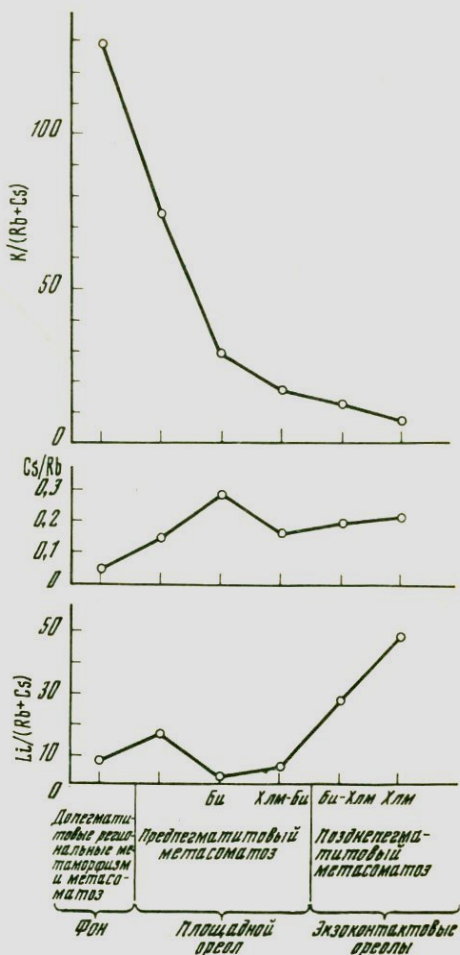
Рис. 76. Типы распределений индикаторных геохимических отношений в околопегматитовом ореоле

контактные метасоматиты с максимальными средними концентрациями Li, Rb и Cs, что обусловлено высоким содержанием в них холмквистита (до 80–90%) и биотита (до 20%). В экзоконтактных зонах микроклин-альбитовых пегматитов со сподуменом, а также безрудных микроклин-альбитовых пегматитов концентрации редких щелочных металлов в среднем в 2–10 раз ниже, чем концентрация редких щелочных металлов в упомянутых выше метасоматитах; визуально это выражено более низкими содержаниями холмквистита (до 30%) и биотита (до 5–10%).

Выявленные при структурно-геохимическом анализе стадии формирования трещинных и приконтактных метасоматитов в первую очередь доказывают полигенность и гетерохронность формирования в породах, вмещающих пегматитовые поля, первичных геохимических ореолов, являющихся важным поисковым признаком. Иными словами,

устанавливаемые различными способами геохимические аномалии в пределах пегматитовых полей являются результатом последовательного наложения концентраций щелочных и других металлов на одни и те же благоприятные в структурном отношении зоны. Так, на предпегматитовой стадии, с которой связаны трещинный метасоматоз (обогащение метаморфических парагенезисов редкими щелочными металлами, включая новообразование цезиевого биотита и холмквистита-1), формируется *предпегматитовый площадной ореол*. Характерными признаками этого ореола являются: а) низкая контрастность (содержания Li, Rb и Cs в этом ореоле в 1,5–5 раз выше фоновых концентраций); неоднородный характер распределения Li, Rb и Cs в пределах ореола; контролируется составом вмещающих пород и характером распределения зон трещиноватости; в) большой размер ореола, выходящий на многие сотни метров за пределы развития пегматитовых жил и их серий.

В син- и позднепегматитовую стадии, с которыми связаны проявления



главным образом приконтактовых метасоматитов, формируются *локальные ореолы отдельных жил или их серий*. Характерными признаками этих ореолов являются: а) высокая контрастность (содержания Li, Rb и Cs в 10–30 раз выше таковых в допегматитовом региональном ореоле и в 150–450 раз выше фоновых); б) небольшие размеры ореола (от сантиметров до первых метров); в) устойчивый характер распределения Li, Rb и Cs в пределах ореола, определяемого геохимической специализацией конкретного пегматита, или пегматитовой серии, а также характером и интенсивностью позднепегматитовых процессов. Кроме того, в локальных ореолах в зависимости от геохимической специализации пегматитов отмечаются резко повышенные содержания и таких других элементов, как V, F, Sn, Be, Ta, Nb, As и т.д.

С целью определения более четких границ распространения площадного ореола, т.е. установления значимых отличий его, с одной стороны, от фона, с другой — от локальных ореолов, были вычислены следующие индикаторные отношения: $K/Rb + Cs$, Cs/Rb и $Li/Rb + Cs$. Выявленные тенденции изменения этих отношений в ходе формирования околопегматитовых ореолов одного из рассмотренных нами месторождений (рис. 76) показывают, что наиболее информативным является отношение $K/Rb + Cs$. Так, в амфиболитах и кварц-биотитовых сланцах, развитых за пределами пегматитового поля (фон), значения этого отношения всегда больше 100 и составляют соответственно 189 и 140. Для этих же пород, развитых в пределах площадного ореола, значения отношения $K/Rb + Cs$ колеблются от 100 до 10 и составляют соответственно 33 и 40. Для локальных ореолов, приуроченных к зонам развития экзоконтактовых цезийбиотитовых или холмквиститовых метасоматитов, значения отношения $K/Rb + Cs$ всегда ниже 10 и составляют соответственно 1,6–2,7 и 2,0–2,5.

Таким образом, выявление предпегматитовых площадных ореолов рекомендуется проводить на стадии детальных поисков с целью обнаружения новых перспективных площадей, например на флангах известных пегматитовых полей и т.д. Выявление синпегматитовых локальных ореолов может оказать помощь на стадии детальных разведочных работ при прослеживании и корреляции отдельных пегматитовых жил или их серий на глубину, при определении геохимической специализации слепых пегматитов и т.д.

Однако при картировании и корреляции геохимических ореолов всегда следует учитывать, что истинное положение их в пределах пегматитового поля может быть сильно искажено пострудной тектоникой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии изложены результаты петролого-геохимического изучения глубинных докембрийских пород главным образом по данным глубокого и сверхглубокого бурения в кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы, показана также эффективность геохимических методов реконструкции первичного состава и корреляции глубинных метаморфических комплексов, в том числе вмещающих вольфрамовое оруденение, и структурно-геохимических методов анализа условий формирования и прогнозирования эндогенных редкометальных месторождений. Ниже приведены краткие выводы по важнейшим направлениям исследований.

1. Составлена структурно-геологическая карта Печенгского рудного района и реконструированы геолого-геохимические условия формирования глубинных пород нижнепротерозойского (печенгский комплекс) палеорифта.

Метаосадочные породы с помощью оригинальных литолого-геохимических диаграмм подразделены на три формации: первая – *граувакковая* (кора выветривания на фундаменте), вторая – *карбонатно-терригенная* и третья – *туфогенно-терригенная*. В метаосадочных породах рудовмещающей туфогенно-терригенной формации выявлены две группы сульфидной минерализации: сингенетическая и эпигенетическая. На основании анализа изотопного состава серы сульфидов предполагается, что сульфиды эпигенетической группы имеют единый источник с рудами медно-никелевых месторождений Печенгского района.

Метаэффузивные породы расчленены по геолого-геохимическим признакам на четыре формации: 1) андезитобазальтовую; 2) трахибазальтовую; 3) толеит-базальтовую и 4) пикрит-базальтовую. Для каждой вулканогенной формации установлены различные геохимические тренды дифференциации и намечена периодичность их проявления во времени – кремнекислотная в нижних членах пар (т.е. андезитобазальтовой и толеит-базальтовой формациях) и щелочно-кремнекислотная – в верхней (трахибазальтовой и пикрит-базальтовой). Выявленная периодичность с учетом радиологических датировок указывает на наличие в Печенгской структуре двух разделенных во времени этапов вулканизма: а) *андезитобазальтового* и б) *пикрит-базальтового*. Петрохимическая тенденция вулканистов, выраженная последовательным уменьшением во времени кремнекислотности и общей щелочности в первых порциях расплавов каждой формации, указывает на антидромный характер развития вулканизма в пределах Печенгского палеорифта.

Метаинтрузивные образования протерозоя подразделены на три комплекса: до-, син- и постматертинский. Выделенный впервые *доматертинский комплекс* представлен телами апогаббро-диабазовых амфиболитов, имеющими генетическую связь с этапом андезитобазальтового вулканизма. *Синматертинский комплекс* габбро-диабазов и габбро-верлитов по геохимическим параметрам комагматичен метавулканитам четвертой вулканогенной толщи (матертинской свиты); наличие в последних незначительной дифференциации в нижней части толщи и резко ритмичной (от пикритов к толеитам) вверху указывает на то, что в такой же последовательности формировались и соответствующие им интрузивы; безрудные габбро-диабазы → никеленосные габбро-верлиты. *Постматертинский комплекс* представлен субвулканическими телами андезитоацитовых порфиритов, генетически связанными с андезитоацитовыми плагиопорфиритами, трансформирующими Порьиташский разлом на поверхности, и гранитами лицко-арагубского комплекса.

Предложена новая схема стратиграфического и формационного расчленения печенгского комплекса: нижнепеченгская (луостаринская) серия включает два осадочно-вулканогенных ритма (первая вулканогенная+вторая осадочная толщи и вторая вулканогенная+третья осадочная толщи) и относится к карбонатно-терригенному — трахибазальт-андезитобазальтовому формационному ряду; верхнепеченгская (никельская) серия состоит также из двух осадочно-вулканогенных ритмов (третья вулканогенная+четвертая осадочная толщи и четвертая вулканогенная+пятая осадочная (коллояурская) толщи) и образует туфогенно-терригенный — пикрит-базальтовый формационный ряд.

2. *Реконструирована тектоническая история развития нижнепротерозойских рифтогенных структур.* На примере печенгского комплекса выделены следующие этапы: *дорифтовый* — заложение внутриконтинентальной депрессии на консолидированном архейском фундаменте вдоль активных границ мегаблоков (более 2,3 млрд. лет); *рифтовый* — подразделен на рифтово-континентальную стадию — активизация мегаблоков фундамента, сопровождаемая андезитобазальтовым вулканизмом и формированием мелководных бассейнов (2,2–2,1 млрд. лет) и рифтово-океаническую стадию — пикрит-базальтовый вулканизм и накопление мощных туфогенно-осадочных отложений (1,9–1,8 млрд. лет); *послерифтовый* — взбросо-надвиговые перемещения (1,8–1,6 млрд. лет).

Последовательное развитие нижнепротерозойской рифтогенной структуры привело сначала к перекрытию и полной изоляции погруженных блоков фундамента продуктами андезитобазальтового вулканизма, а после перерыва к перекрытию и полной изоляции указанных выше андезитобазальтовых эффузивов покровами пикрит-базальтов. В результате описываемый участок земной коры испытал *три одновременных этапа метаморфизма:* дорифтовый (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая в породах архейского фундамента) и два синрифтовых этапа (ранний и поздний). Ранний синрифтовый метаморфизм привел к температурному изменению погруженного архейского фундамента и зеленокаменному изменению нижнепротерозойских андезитобазальтов, а поздний синрифтовый охватил весь печенгский разрез, сформировав ныне наблюдаемую *полихронную метаморфическую зональность* от зеленосланцевой фации в верхней части разреза

(0–4,5 км) до эпидот-амфиболитовой в средней части (4,5–9 км) и амфиболитовой в нижней части разреза (9,0–12 км).

Отличительной чертой синрифтового метаморфизма является то, что он протекал в условиях закрытой системы: погружение протерозойских андезитобазальтов в архейский фундамент и перекрытие их мощными (2,0 км) покровами пикритов и базальтов. Повышение температуры в закрытой системе вызвало выделение значительного (6–7 об.%) объема синметаморфогенного флюида, обогащенного Cl, J, Br, Sr, K, и соответственно увеличение флюидного давления по принципу автоклавного эффекта. Флюидное сверхдавление при недостаточном геостатическом давлении привело к возникновению в метаморфизируемых породах микрогидро-разрывов и частичному растворению породообразующих минералов (*гидрогенно-химическое разуплотнение*). С учетом значительного объема выделяющегося флюида, его свойств и длительности существования в глубоких недрах *процессы дегидратации и гидрогенно-химического разуплотнения представляются вполне реальным механизмом и эффективным источником метаморфогенного рудообразования*. При этом на прогрессивном этапе метаморфизма происходят мобилизация рудных компонентов в поровые растворы и захоронение их здесь же на глубине внутри разуплотненных толщ, а на регрессивном этапе эти растворы могут перемещаться по трещинам в верхние этажи коры с образованием месторождений реометаморфического типа. Вместе с тем увеличение пористости (в 2–3 раза) и трещиноватости (в 10–20 раз) глубинных пород обуславливает заметное уменьшение скорости V_p , а направленная ориентированность возникающих микротрещин — анизотропию упругих и теплофизических свойств.

3. *Определены физико-химические и геохимические условия прогрессивного метаморфизма вулканогенно-осадочных комплексов*. По разрезу Кольской сверхглубокой прослежена эволюция количественного минерального состава базальтов и выявлены следующие закономерности поведения в них петрогенных элементов и элементов-примесей с ростом температуры и глубины: а) содержание H_2O^+ резко увеличивается в пренит-пумпеллитовой зоне (от 2,4 до 6,8%), в зеленосланцевой фации снижается от 2,5% и резко падает (от 2,5 до 1,5%) на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций; б) петрогенные элементы, включая K и Na, во всех зонах метаморфизма обнаруживают характер, близкий к изохимическому; в) для элементов-примесей установлены две области перераспределения их исходных концентраций: верхняя (зона полного разложения первично-магматических минералов в условиях зеленосланцевой фации) характеризует частичный вынос из системы Sr, Ni, Cu и Rb и нижняя (на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций) — вынос Cu, Ni, Mo, Sn, Li и других рудных элементов в количестве десятков и сотен миллионов тонн.

При прогрессивном метаморфизме *пелитов* ведущим фактором экстрагирования элементов-примесей являются дегидратация (на стадии диагенеза и метагенеза) с образованием так называемых истощенных пород и коренная перекристаллизация последних, начиная с *Сил-К1III* зоны. При прогрессивном метаморфизме метапелитовых пород (от зеленосланцевой до гранулитовой фаций) главные породообразующие элементы, включая Na и K, проявляют в целом изохимический характер; существенное пере-

распределение установлено для ряда элементов-примесей, выраженное переходом последних из твердых фаз в сосуществующие (и новообразуемые) поровые растворы. Поскольку суммарный объем выделившейся воды и новообразованных минералов больше, чем объем исходного вещества, реакции дегидратации всегда приводят к экстракции из метаморфизируемых толщ части исходных компонентов, в том числе рудных, редких и рассеянных элементов. На этом основании весь комплекс элементов-примесей подразделен на две группы: *условно-инертные элементы* характеризуются статистически незначимыми изменениями исходных концентраций; данные элементы, а также различные виды индикаторных отношений, рассчитываемые с помощью этих элементов, рекомендуются для реконструкции и корреляции древних супракрустальных комплексов и *условно-подвижные элементы* характеризуются статистически значимым перераспределением исходных концентраций и преимущественно переходом этих элементов из твердых фаз в сосуществующий с ними (а также новообразующийся) поровый флюид. Элементы этой группы (Li, Rb, Sn, Y, F, Mo, W) экстрагируются синметаморфогенными флюидами и на регрессивном этапе могут либо перемещаться по ослабленным тектоническим зонам в верхние структурные этажи с образованием жильных гидротермалитов, либо рассеиваться в породах средне- и низкотемпературных фаций того же комплекса. Полученный фактический материал опровергает участие ювенильных флюидов в метаморфизме как вулканических, так и терригенных пород. Вместе с тем глубинные зоны метатерригенных толщ могут рассматриваться как местные источники рудных, редких и рассеянных элементов, а также K, F, Li и Be в процессе анатектического формирования мигматит-гранитов и мигматит-пегматитов, в том числе редкометалльных.

4. *Охарактеризованы геолого-геохимические особенности строения, состава и условий образования* глубинных архейских комплексов Восточно-Европейской платформы, вскрытых Кольской сверхглубокой, а также Миннибаевской, Ульяновской и Туймазинской скважинами. На основании этих данных в разрезе докембрийской континентальной коры выделены три слоя: *гранито-гнейсовый (0–15 км), гнейсо-гранулитовый (15–30 км) и автохтонные рести́ты протокры (30–40 км)*. Границы между слоями соответствуют сейсмическим поверхностям K_1 и K_2 . *Метаморфические комплексы верхней части коры (0–30 км) имеют бимодальный базит-трондьемитовый состав с последовательным уменьшением доли базитов с глубиной. Для преобладающих плагиогнейсовых комплексов установлены изохимический режим догранитного метаморфизма и отчетливая смена сверху вниз груборитмичных гетерогенных комплексов с высоким первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,707–0,724) однородными эндрбитами с низкими значениями этого отношения (0,701). Расчетный состав протокры отвечает низкокальциевому дацит-трондьемиту; предполагается, что этот состав характеризует не нижнюю часть современной коры, а протокры, существовавшую в начале архея или в доархейское время. Последующее частичное плавление сиалической протокры привело к удалению относительно легкоплавкой фракции и образованию рести́тов, которые отличаются более основным составом и повышенной плотностью. В разрезе современной коры этот материал отвечает высокоскоростному слою между поверхностью K_2 и границей M . В разных провинциях нижняя часть совре-*

менной континентальной коры может отличаться по составу и строению, что отражает возможную латеральную неоднородность протокры и особенности ее последующего преобразования, связанного с ранней метеоритной бомбардировкой, частичным плавлением и воздействием мантийных магм и флюидов.

Неоднородное строение первичной коры континентов по латерали, преимущественно кислый ее состав и последующая трансформация в гнейсо-гранулитовый и гранито-гнейсовый слои современной земной коры представляют одну из фундаментальных основ для металлогенического анализа раннего докембрия.

5. Проведено детальное изучение распределения радиоактивных элементов в глубинных породах докембрийской коры, позволившее построить схему вертикального распределения U, Th и K в земной коре с учетом мощностей главных типов пород (сверху вниз), слагающих нижнепротерозойский супракрустальный комплекс, верхнеархейский гранито-гнейсовый и нижнеархейский гнейсо-гранулитовый слои; показано, что вариации средних значений U и Th в протерозойском осадочно-вулканогенном комплексе определяются характером распределения SiO_2 , а в подстилающих архейских гнейсах — K_2O ; в зонах трещиноватости перераспределение U и Th осуществляется глубинными гидротермами. Разработана обобщенная модель теплогенерации для стабилизированных участков докембрийской коры, согласно которой вклад коры в тепловой поток составляет $25 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, или 52% от суммарного потока, а вклад мантии — $22\text{--}24 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, или 48% соответственно. Анализ предложенной модели позволяет заключить, что величина теплогенерации определяется неоднородным строением континентальной коры; в верхней части коры описанная выше инверсия теплогенерации связана с локальным развитием протерозойских вулканических (или архейских зеленокаменных) поясов; последовательное уменьшение теплогенерации с глубиной в архейском фундаменте связано с дифференциацией дацит-трондьемитовой протокры на гранито-гнейсовый и гнейсо-гранулитовый слои (0–30 км) и более основной реститовый слой на глубине 30–40 км.

6. Предложен новый вариант геологической интерпретации глубинного сейсмического разреза континентальной коры фундамента Восточно-Европейской платформы: в верхней части коры (0–15 км) наклонные сейсмические границы определяются преимущественно стратиграфическими контактами и разрывными нарушениями, а субгоризонтальные сейсмические неоднородности (в том числе зоны инверсии скорости V_p) фиксируют зоны гидрогенно-химического разуплотнения (поровые волноводы). В средней (15–30 км) и особенно нижней (30–40 км) частях коры пологие сейсмические границы могут быть обусловлены твердофазовыми переходами типа α - β -кварц, а скачкообразное увеличение скорости V_p на уровне границы K_2 — спецификой трещинообразования в условиях высоких P и T .

7. Установлены ортоприрода амфиболитов Ктитебердинского вольфрамового месторождения и принадлежность их исходных пород к производным базит-ультрабазитового (амфиболиты типа А) и собственно базитового (амфиболиты типов Б и В) мантийного магматизма. На основании минералого-геохимических особенностей амфиболитов и анализа распределения редкоземельных элементов в наложенных шеелитах доказаны приу-

роченность метасоматических зон с прожилково-вкрапленным шеелитом к амфиболитам типа А и ведущая роль исходного химического состава последних в локализации вольфрамового оруденения. *Выявлен комплекс признаков, позволяющих разграничивать потенциально рудоносные амфиболиты от мало- и безрудных амфиболитов:* а) постоянное присутствие в первых акцессорного оливина на фоне низкого (на 1–3 порядка) содержания первично-магматических ильменита, апатита и циркона; б) соответственно более низкое (в 2–4 раза) содержание Ti, Zr, Nb и более высокое (в 1,5–3 раза) Mn, Cr, V и др. в типе А по сравнению с содержанием в типах Б и В.

8. *Разработан комплекс методов геохимической корреляции глубокопогруженных рудовмещающих метаморфических комплексов, включающий моноэлементную, полиэлементную и мультипликативную идентификации по условно-инертным элементам.*

С этой целью содержащиеся в амфиболитах элементы-примеси были предварительно разделены на две группы: условно-подвижные (распределение которых определяется интенсивностью К-W метасоматоза: Rb, F, Be и др.) и условно-инертные, характеризующие тренды первичного состава различных типов амфиболитов: Zr, Ti, Mn, V, Cr, Sc, Ga, Sr и др. Результаты геохимической корреляции, выполненной на Ктитебердинском месторождении, полностью согласуются с проводимой в процессе разведки геологической корреляцией рудных залежей и, таким образом, предложенные методы рекомендуются для широкого использования их и на месторождениях других типов.

9. *Разработан структурно-геохимический метод анализа условий формирования и прогнозирования эндогенных рудных месторождений.* Предлагаемый метод реализуется в следующей последовательности: 1) статистическое изучение пространственной ориентировки минеральных индивидов, жильных тел, шарниров и осевых плоскостей мелких складок, а также тектонической трещиноватости в жилах и вмещающих породах с выявлением морфологических типов трещин и направлений перемещений по ним; 2) построение и анализ сферограмм трещиноватости с целью реконструкции ориентировки осей деформации дорудного, синрудного и пострудного этапов; 3) массовое измерение элементов залегания и одновременное минералого-геохимическое опробование жильных зон и плоскостей трещин в жилах и вмещающих породах; 4) минералого-геохимический анализ пространственно ориентированных проб и статистическая обработка результатов на сферограммах с выявлением ориентировки трещин и жил с максимальными концентрациями рудных элементов и минералов; 5) сопоставление минералого-геохимических аномалий с установленной пространственной ориентировкой осей деформации до-, син- и пострудного этапов позволяет выявить последовательность рудоотложения, а также прогнозировать ориентировку рудолокализирующих структур.

10. *Установлена общая закономерность формирования докембрийских полей редкометалльных пегматитов:* 1) образование предпегматитовых трещинных метасоматитов, образующих площадной геохимический ореол и несущих более 80% лития, рубидия и цезия; 2) внедрение пегматитового расплава и его кристаллизация; 3) образование позднепегматитовых литиеносных экзоконтактовых метасоматитов, т.е. локальных геохимических

ореолов. Дифференциация элементов-примесей в первичных геохимических ореолах на условно-инертные и условно-подвижные ассоциации позволяет первую группу элементов (Ga, V, Sc и т.п.) использовать для корреляции рудовмещающих, в том числе слепых, толщ, а вторую группу — для расчета индикаторных отношений ($K/(Rb + Cs)$; $Li/(Rb + Cs)$ и т.п.) при поисковых работах. Вместе с тем сравнительный анализ сферограмм ориентировок пегматитовых жил с этапами деформаций и максимумами минералообразования указывает направление и угол погружения зон максимального растяжения рудного этапа и, таким образом, является критерием *локального прогноза* не вскрытых эрозией глубинных рудных залежей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аралсорская сверхглубокая скважина. М.: Недра, 1972. 260 с.
2. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 280 с.
3. *Аршавская Н.И., Галдин Н.Е., Карус Е.В.* и др. Геотермические исследования. — В кн.: Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984, с. 341–349.
4. *Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р.* и др. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 263 с.
5. *Баяк Е.И., Волярович М.П., Левитова Ф.М.* Упругая анизотропия горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1982. 169 с.
6. *Баяк Е.И., Беликов Б.П., Верник Л.И.* и др. Плотность и фильтрационно-емкостные свойства пород. — В кн.: Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984, с. 297–303.
7. *Безроднов В.Д.* Хлоридные подземные воды Кольского полуострова. — Сов. геология, 1979, № 8, с. 67–71.
8. *Белевцев Р.Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев: Наук. думка, 1975. 229 с.
9. *Белевцев Я.Н.* Метаморфоенное рудообразование. М.: Недра, 1970. 275 с.
10. *Беляев К.Д., Библина Т.В., Богданов Ю.Б.* и др. Металлогения восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1980. 245 с.
11. *Беляев О.А., Загородный В.Г.* Структурно-стратиграфические черты Аннамско-Хихнаярвинской зоны. — В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974, с. 16–27.
12. *Беляков Л.В.* Роль anomalно высокого порового давления (АВПД) и контрузивных пород в механизме глубинного покровообразования. — В кн.: Тез. 27-го МГК. Секция 7. М.: Наука, 1984, т. 3, с. 124–125.
13. *Богданова С.В.* Серые гнейсы фундамента Русской плиты. — В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Л.: Наука, 1981, с. 96–107.
14. *Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б.* Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.
15. *Боревский Л.С., Вартамян Г.С., Куликов Т.В.* Гидрогеологический очерк. — В кн.: Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984, с. 240–254.
16. *Бородин Л.С.* Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 196 с.
17. *Вартамян Г.С.* Роль процессов регионального метаморфизма в формировании некоторых типов минеральных вод и их провинций. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 18, вып. 3, с. 99–105.
18. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
19. *Виноградов А.Н., Виноградова Г.В.* Эндербиты Канентъяврского массива и проблема геохимического типа первичнокоровых гранитов. — В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979, с. 91–111.
20. *Волярович М.П., Баяк Е.И., Левыкин А.И.* и др. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1974. 222 с.
21. *Галдин Н.Е.* О скоростных разрезах земной коры в восточной части Балтийского щита. — Геология и разведка, 1981, № 5, с. 3–9.
22. *Глаголев А.А., Казанский В.И., Прохоров К.В.* и др. Зональность и возраст метаморфизма. — В кн.: Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984, с. 150–178.
23. *Глазнев В.Н., Скопенко Г.Б.,*

- Подгорных Л.В. Температуры в земной коре перехода от Балтийского щита к Баренцево-морской плите. — Геофиз. журн., 1985, т. 7, № 3, с. 58–64.
24. Глубинные исследования докембрия востока Русской плиты. Казань: Татар. кн. изд-во, 1980. 175 с.
25. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 239 с.
26. Гордиенко В.В. Радиогенная теплогенерация в земной коре и тепловой поток из мантии древних платформ. — Геофиз. журн., 1980, т. 2, № 3, с. 35–42.
27. Гордиенко В.В., Сырицо Л.Ф., Кривовичев В.Г. Новый тип редкометалльных апобазитовых метасоматитов и закономерности распределения в них цезия, лития и рубидия. — ДАН СССР, 1975, т. 224, № 1, с. 198–200.
28. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями: (Методическое руководство). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Иркутск: Политех. ин-т, 1961, вып. 2, 46 с.
29. Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. — Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 12–26.
30. Добрецов Н.Л. Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли. — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 19–31.
31. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
32. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Ушакова Е.Н. Теоретические основы метаморфизма. Новосибирск: Изд-во Новосибир. ун-та, 1974. 177 с.
33. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 286 с.
34. Древнейшие гранитоиды СССР: (Комплексы серых гнейсов). Л.: Наука, 1981. 147 с.
35. Дук Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 104 с.
36. Егикто О.И. Формационные и генетические типы докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежской антиклизы. — В кн.: Тез. отчетной конф. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966, с. 24–25.
37. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.; Л.: Наука, 1964. 208 с.
38. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 94 с.
39. Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Главные закономерности формирования первичных ореолов редкометалльных пегматитов. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. М.: Наука, 1977, с. 145–151.
40. Закс Л. Статистическое оценивание. М.: Статистика, 1976. 198 с.
41. Казанский В.И., Смирнов Ю.П., Кузнецов Ю.И. и др. Трещиноватость, жильная минерализация и анизотропия пород печенгского комплекса. — Геология руд. месторождений, 1980, № 4, с. 21–31.
42. Карус Е.В., Кузнецов О.Л., Галдин Н.Е. и др. Тепловой поток и радиогенная генерация тепла в северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: Геофизические и геохимические исследования глубинных зон земной коры. М.: Недра, 1983, с. 73–76.
43. Карус Е.В., Кузнецов О.Л., Кузнецов Ю.И., Нартиков В.Д. О возможной природе глубинных сейсмических границ. — ДАН СССР, 1982, т. 265, № 3, с. 577–579.
44. Карус Е.В., Кузнецов О.Л., Кузнецов Ю.И., Руденко Г.Е. и др. Сейсмические исследования в стволе скважины. — В кн.: Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984, с. 312–324.
45. Кебезинская К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск: Наука, 1977. 196 с.
46. Козловский Е.А. Комплексная программа глубинного изучения земных недр. — Сов. геология, 1982, № 9, с. 3–12.
47. Кольская сверхглубокая: (Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины). М.: Недра, 1984. 490 с.
48. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
49. Кориковский С.П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, с. 138–164.
50. Кориковский С.П. Фации мета-

морфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 260 с.

51. *Кременецкий А.А.* Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. М.: Наука, 1979. 112 с.

52. *Кременецкий А.А., Боревский Л.В.* Природа глубинных неоднородностей фундамента Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Тез. 27-го МГК. Секция 8. М.: Наука, 1984, т. 94, с. 122.

53. *Кременецкий А.А., Дмитренко Н.К.* Геохимия прогрессивного регионального метаморфизма и связанного с ним гранитообразования. — В кн.: Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982, с. 7–48.

54. *Кременецкий А.А., Милановский С.Ю.* Модель теплогенерации континентальной коры по данным сверхглубокого бурения на Кольском полуострове. — В кн.: Тез. докл. Междунар. симпозиум. "Геотермические исследования и использование термальных вод в народном хозяйстве". Тбилиси: Мецниереба, 1985, с. 11.

55. *Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.* Модель химического состава первичной коры континентов. — ДАН СССР, 1983, т. 270, № 6, с. 1462–1467.

56. *Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.* Строение, состав и развитие континентальной коры в архее. — В кн.: Тез. 27-го МГК. Секция 9. М.: Наука, 1984, т. 4, с. 364–365.

57. *Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Скрябин В.Ю.* А.с. 842684 (СССР). Способ поисков эндогенных рудных месторождений. — Опубл. в Б.И., 1981, № 24.

58. *Кременецкий А.А., Соколов Е.М., Будянский Д.Д.* Минералогия рудоносных амфиболитов Ктитебердинского вольфрамового месторождения (Северный Кавказ). — В кн.: Тез. Докл. IV конф. по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981, с. 21–23.

59. *Кривошеева З.А., Злочевская Р.И., Королев В.А.* и др. О природе изменения состава и свойств глинистых пород в процессах литогенеза. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1977, № 4, с. 60–73.

60. *Кутас Р.И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 147 с.

61. *Ланев В.С., Литвиненко И.В., Наливкина Э.Б.* и др. Геологическое строение северо-восточной части Балтий-

ского щита. — В кн.: Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984, с. 19–36.

62. *Ланев В.С., Наливкина Э.Б., Вахрушева В.В.* и др. Геологический разрез скважины. — В кн.: Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984, с. 37–66.

63. *Лебедев И.П.* Реконструкция первичной природы и условий прогрессивного регионального метаморфизма раннепротерозойских образований воронцовской серии: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Воронеж: ВГУ, 1977. 22 с.

64. *Литвиненко И.В.* Сейсмические границы земной коры Балтийского щита. — В кн.: Восточная часть Балтийского щита: Геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975, с. 151–155.

65. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.

66. *Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.

67. *Любимова Е.А., Карус Е.В., Фирсов Ф.В.* и др. Земной тепловой поток на докембрийских щитах СССР. — Сов. геология, 1972, № 8, с. 10–22.

68. *Любимова Е.А., Милановский С.Ю., Смирнова Е.В.* О новых результатах изучения теплового потока на Балтийском щите. — В кн.: История развития теплового поля в зонах различного эндогенного режима стран Восточной Европы. М.: Наука, 1985, с. 93–110.

69. *Маракушев А.А.* Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические пересчеты. — Вестн. МГУ, Сер. 4, Геология, 1973, № 5, с. 3–25.

70. *Маракушев А.А.* Петрология метаморфических пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 321 с.

71. *Марков Г.А.* О модели формирования избыточных горизонтальных напряжений в горных породах под влиянием восходящих движений земной коры. — В кн.: Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты, 1982, с. 59–81.

72. *Милановский С.Ю.* Влияние трещиноватости земной коры на тепловое поле. — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане: (Тезисы). Ашхабад, 1983, с. 82–83.

73. *Милановский С.Ю.* Анализ соотношений между геотермическими и геолого-геофизическими моделями в структурах различного эндогенного режима:

Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ, 1984, 24 с.

74. Муслимов Р.Х. Итоги геолого-разведочных работ на нефть и задачи на X пятилетку по Татарской АССР. — Геология нефти и газа, 1977, № 5, с. 12–20.

75. Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 159 с.

76. Наливкина Э.Б., Ланев В.С., Виноградова Н.П. и др. Породы и породообразующие минералы. — В кн.: Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984, с. 66–102.

77. Николаевский В.Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. — В кн.: Механика. М.: Наука, 1982, № 28, с. 133–215.

78. Овчинников Л.Н., Кременецкий А.А. Мобилизация рассеянных металлов при метаморфизме по геохимическим данным. — В кн.: Металлогения докембрия. Иркутск, 1981, с. 168–170.

79. Овчинников Л.Н., Кременецкий А.А. Редкометальное пегматитообразование в зонах регионального метаморфизма. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизм. М.: Наука, 1981, с. 189–198.

80. Овчинников Л.Н., Кременецкий А.А., Попов В.С. Протокока континентов — состав и возможные пути формирования. — В кн.: Тр. VII Всесоюз. петрограф. совещ. Новосибирск: Наука, 1986, с. 8–12.

81. Овчинников Л.Н., Полетаев И.А., Рябенко В.Е. и др. О цезиевом биотите как возможном источнике промышленного получения цезия и других щелочных металлов. — ДАН СССР, 1972, т. 206, № 3, с. 698–701.

82. Петросьянц Б.А., Савченко Н.А., Соколов Е.М. Новый тип вольфрамового оруденения на Северном Кавказе. — Разведка и охрана недр., 1976, № 5, с. 14–19.

83. Предовский А.А. Реконструкция условий сидеритогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

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

85. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.

86. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое ору-

денение. Новосибирск: Наука, 1982. 158 с.

87. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11, с. 1285–1309.

88. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.

89. Ситдииков Б.С., Глаголев А.А., Казанский В.И., Тронева Н.В. Архейский полиметаморфический комплекс в разрезе параметрической Миннибаевской скв. 20000. — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 130–139.

90. Ситдииков Б.С., Низамутдинов А.Г., Полянин В.А. Петрология и геохимия пород кристаллического фундамента востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1980. 167 с.

91. Смыслов А.А., Титов В.К. Радиологическая зональность континентальной земной коры. — В кн.: Проблемы радиогеологии. М.: Наука, 1983, с. 57–76.

92. Сомов В.И., Рахимова И.Ш. Современные движения земной коры Карпато-Балканского региона и сопредельных структур. Киев: Наук. думка, 1983. 144 с.

93. Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979. 239 с.

94. Тейлор С. Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972, с. 16–39.

95. Файф Ул., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 435 с.

96. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Недра, 1984. 452 с.

97. Хвостова В.А., Полетаев И.А., Липатов В.Н. и др. О распределении редких щелочных элементов в неизмененных и метасоматически измененных породах. — Геохимия, 1973, № 8, с. 1235–1241.

98. Челищев Н.Ф. Ионнообменные свойства минералов. М.: Наука, 1973. 203 с.

99. Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. — Стратиграфия и метаморфизм. Новосибирск: Наука, 1970. 179 с.

100. Allis R.G. A heat production model for stable continental crust. — Tectonophysics, 1979, vol. 57, N 2/4, p. 151–165.

101. Arshavskaya N.I., Berzina I.G.,

- Lubimova E.A.* Geochemical and geothermal parameters for the Pechenga and Ricolatva regions. Baltic shield. — *Geothermies*, 1972, vol. 1, p. 25–30.
102. *Birch F.* The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. — *J. Geophys. Res.*, 1960, vol. 65, N 5, p. 1083–2208.
103. *Bugge J.A.W.* Precambrian of eastern Finnmark. — *Nord. geol. unders.*, 1960, N 208, p. 165–178.
104. *Ernst W.G.* Synthesis and stability relation of ferrotremolite. — *Amer. J. Sci.*, 1966, vol. 264, p. 37–65.
105. Initial Report of DSDP, Puntarenas, Costa Rica to Balboa, Panama. Wash., 1983. Vol. 69. 864 p.
106. *Kern N.* The effect of high temperature and confining pressure on compressional wave velocities in quartz-bearing and metamorphic rocks. — *Tectonophysics*, 1978, vol. 44, N 1/4, p. 185–203.
107. *Koziar A., Strangway D.W.* Shallow crustal sounding in the Superior Province by audio frequency magnetotellurics. — *Can. J. Earth Sci.*, 1978, vol. 15, N 4, p. 1701–1711.
108. *Kremenetsky A.A., Borevsky L.V.* The nature of deep heterogeneities of the East-European platform basement. — *J. Geodyn.*, 1986, Spec. vol. 27th JGC, p. 1021–1045.
109. *Lambert I.B.* The thermal history of the earth in the Archean. — *Precambrian Res.*, 1980, vol. 11, N 3/4, p. 199–213.
110. *Lambert I.B., Heier K.S.* Estimations of the crystal abundance of thorium, uranium and potassium. — *Chem. Geol.*, 1968, vol. 3, N 4, p. 233–238.
111. *Nicolaysen L.O., Hart R.I.* The Redfort radioelement profile extended to supracrustal strata at Carletouville with implications for continental heat flow. — *J. Geophys. Res.*, 1981, vol. 86, N 11, p. 10653–10661.
112. *Pavlenkova N.I.* Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust. — *Tectonophysics*, 1979, vol. 59, N 1/4, p. 381–390.
113. *Price N.J.* Rates of deformation. — *J. Geol. Soc.*, 1975, vol. 131, p. 553–575.
114. *Rao R.U.M., Jessop A.M.* A comparison of the thermal character of shields. — *Can. J. Earth Sci.*, 1975, vol. 12, N 3, p. 347–360.
115. *Rybach L., Buntebarth G.* Relationships between the petrophysical properties density, seismic-velocity, heat generation and mineralogical constitution. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 57, p. 367–376.
116. *Rybach L., Buntebarth G.* The variation heat generation, density and seismic velocity with rock type in the continental lithosphere. — *Tectonophysics*, 1984, vol. 103, N 1/4, p. 335–344.
117. *Roy R.F., Blacwell D.D., Birch F.* Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1966, vol. 5, p. 1–12.
118. *Werner C.D.* Globale Entwicklung des basischen Magmatismus. — *Ztschr. geol. Wiss.*, 1984, Bd. 12, N 5, S. 537–562.
119. *Young R.A.* Crustal structure for exposure seismology in the Superior Province: Ph. D. Diss., Toronto (Ont.): Univ. Toronto, 1979. 175 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Принятые сокращения	11
<i>Глава I</i>	
Геохимия глубинных пород протерозойских зонально-метаморфических комплексов	12
Глубинное строение Печенгского рудного района	14
Геохимические условия формирования печенгского осадочно-вулканогенного комплекса	21
Модель формирования протерозойских рифтогенных структур	36
Геохимия зонального метаморфизма базитов	41
Геохимия зонального метаморфизма пелитов	51
<i>Глава II</i>	
Геохимия глубинных зон архейской коры	76
Гранито-гнейсовый слой	78
Кольская сверхглубокая скважина СГ-3	79
Миннибаевская глубокая скважина 20000	111
Гнейсо-гранулитовый слой	114
Ульяновская скважина 663	118
Туймазинская скважина 2000	121
Состав и развитие первичной континентальной коры	123
<i>Глава III</i>	
Геотермические исследования и модель теплогенерации докембрийской коры северо-восточной части Балтийского щита	131
Геотермические исследования	132
Радиогеохимические исследования	140
Модель теплогенерации докембрийской коры	141
<i>Глава IV</i>	
Геолого-геохимическая природа глубинных неоднородностей докембрийской коры	150
Явление глубинного разуплотнения и его следствия	153
Природа сейсмических неоднородностей глубинных зон коры	174
	261

Глава V

Геохимическая корреляция глубокозалегающих рудоносных метаморфических комплексов	181
Минералого-геохимические особенности и генезис амфиболитов, вмещающих вольфрамовое оруденение	183
Методы геохимической корреляции	197

Глава VI

Структурно-геохимический анализ условий формирования околопегматитовых метасоматитов в метаморфических комплексах	210
Структурно-геохимический метод изучения околорудных метасоматитов	211
Последовательность образования метасоматитов в связи со сподумен-микроклин-альбитовыми пегматитами	215
Последовательность образования метасоматитов в связи с альбит-сподуменовыми пегматитами	234
Геохимические критерии прогноза и поиска пегматитовых месторождений	243
Заключение	249
Литература	256

Александр Александрович Кременецкий,
Лев Николаевич Овчинников

ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ ПОРОД

*Утверждено к печати Институтом минералогии,
геохимии и кристаллохимии редких элементов*

Редактор *Т.Б. Гришина*
Художник *А.М. Драговой*
Художественный редактор *М.Л. Храмов*
Технические редакторы
В.В. Лебедева, А.Л. Шелудченко
Корректор *З.Д. Алексеева*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31706

Подписано к печати 20.05.86. Т — 03579
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,5 + 1,1 вкл. Усл.кр.-отт. 17,8
Уч.-изд.л. 21,4. Тираж 900 экз. Тип. зак. 298
Цена зр. 30к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485
Профсоюзная ул., д.90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. 16 л.

Статьи сборника являются результатом изучения месторождений Сибири, Казахстана, Кавказа, Средней Азии и Кубы, что позволяет получить представление о проблемах локализации гидротермального оруденения в слоистых толщах многих рудных провинций. Выводы статей могут служить хорошей основой для практических рекомендаций.

Эксперимент в решении актуальных задач геологии. 47 л.

В книге с позиций последних экспериментальных данных рассматриваются главнейшие проблемы магматизма, вопросы флюидно-магматического взаимодействия и эволюции магм рудоносных флюидов. Приводятся экспериментальные и теоретические результаты изучения рудных систем и гидротермальных растворов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р.Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

3 р. 30 к.

4605