

Л.В.ГРИГОРЬЕВА

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ

ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

НЕДРА

Л. В. ГРИГОРЬЕВА

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ

(ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ)



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1986



Григорьева Л. В. Докембрийская тектоно-магматическая активизация (Геология и металлогения). — Л.: Недра, 1986. 224 с.

Многопланово рассмотрена проблема докембрийской активизации. Разграничены длительно существовавшие активизационные режимы и кратковременные импульсивные эпохи активизации, проявлявшиеся на основе платформ или областей завершённой складчатости. На примере ряда щитов охарактеризована эволюция геологических процессов на ранних стадиях формирования внешних оболочек Земли и установлено, что геотектонические режимы, сходные с режимами активизации типа дива (протодива), закономерно появлялись в ходе становления континентальной коры на позднедокембрийском этапе ее развития. Выделены три стадии докембрийской активизации в интервалах 1900—1400, 1400—1100 и 1100—650 млн. лет; охарактеризованы особенности геологического и глубинного строения активизированных областей. Рассмотрены вопросы происхождения и эволюции активизационных габбро-гранитных серий, особенности их вещественного состава, закономерности поведения летучих и некоторых рудных элементов в ходе кристаллизационного и эманационного фракционирования силикатных расплавов; обсуждена проблема происхождения постмагматических рудоносных флюидов. Охарактеризованы главнейшие рудные формации и вскрыты их связи с синхронными вулканоплутоническими ассоциациями. Отмечена важная роль глубинного строения, блоковых и разрывных структур в локализации оруденения.

Для геологов, занимающихся изучением тектоники, металлогении, петрологии и прогнозированием рудных месторождений.

Табл. 5, ил. 45, список лит. 100 назв.

Рецензент — д-р геол.-минерал. наук Ю. Г. Старицкий (ВСЕГЕИ)

Людмила Васильевна Григорьева

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ (геология и металлогения)

Редактор издательства Л. А. Кобылок
Переплет художника И. М. Сенского
Технический редактор А. Б. Ящуржинская
Корректоры М. И. Витис, В. Н. Малахова

ИБ № 5738

Сдано в набор 09.09.85. Подписано в печать 17.01.86. М-28414. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 14.
Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 16,86. Тираж 1150 экз. Заказ № 491/663. Цена 2 р. 80 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра». Ленинградское отделение,
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 18.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Г 1904030000—313 73—86
043(01)—86

© Издательство «Недра», 1986

Достижения последних десятилетий в области металлогении и теории рудообразования породили целый ряд новых проблем, решение которых имеет важное научное и практическое значение. К числу таких проблем относится концепция о проявлении в докембрии процессов тектоно-магматической активизации и соответственно особенностей их выражения в плане геологии, взаимодействия мантийно-корового вещества и металлогении.

Явления докембрийской активизации привлекают в последнее время внимание многих исследователей. В различных аспектах и с разной степенью детальности проблема докембрийской активизации на древних щитах освещена в работах В. И. Казанского, Я. Н. Белевцева, Т. В. Билибиной, Л. С. Галецкого, А. А. Гойжевского, Г. И. Каляева, О. П. Гинтова, Т. П. Шевченко, В. В. Науменко, В. И. Скаржинского, Л. И. Салопа, Ж. Д. Никольской, С. Б. Лобач-Жученко, И. С. Ожинского, Л. В. Григорьевой и многих других.

В. И. Казанский определил докембрийскую активизацию как протоактивизацию и в ряде работ охарактеризовал общие присущие ей геологические признаки и особенности металлогении. С. Б. Лобач-Жученко акцентировала внимание на процессах гранитообразования, связанных с эпохами докембрийской активизации на Балтийском щите. Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев, Л. С. Галецкий, А. А. Гойжевский и другие в серии работ рассмотрели особенности древней активизации на Украинском щите. Одновременно были освещены некоторые общие вопросы строения и развития областей докембрийской активизации.

Несмотря на большое количество публикаций, ряд вопросов: временные границы процессов докембрийской активизации, их положение в геологической истории Земли, геоструктурные позиции активизированных областей, особенности их глубинного и блокового строения, характер взаимодействия мантийного и корового вещества, основные черты фракционирования петрогенных и рудных элементов и, как следствие, рудообразующих процессов — был только намечен, но не раскрыт полностью.

Настоящая работа представляет собой попытку комплексного рассмотрения проблемы докембрийской активизации в историческом аспекте. При этом акценты сделаны на особенностях геологи-

ческого и глубинного строения областей активизации, специфике их эндогенной металлогении, периодизации и эволюции тектономагматических процессов, ответственных за образование полезных ископаемых, а также на некоторых чертах рудогенеза в связи с развитием многоэтажных, длительно формировавшихся магматогенно-гидротермальных систем.

Автор видит свою задачу не только в решении, но и в постановке ряда вопросов, касающихся геологии, глубинных структур и металлогении областей докембрийской активизации. Решение этих вопросов, несомненно, будет означать дальнейший шаг в познании особенностей рудообразования в докембрии. При этом в концепцию, выдвинутую в настоящей работе, естественно, могут быть внесены существенные коррективы и дополнения. Автор хорошо понимает также дискуссионность некоторых высказанных ею положений, однако надеется, что выполненные разработки будут способствовать развитию металлогенических исследований в областях докембрия, и в первую очередь в восточной части Балтийского щита.

В сборе фактического материала и его обработке автору помогали Н. Н. Колесник, С. Г. Лапшин, Е. В. Румянцева, В. И. Опарин, А. В. Березин; плодотворное обсуждение ряда вопросов было проведено с А. А. Смысловым, Н. Ф. Шинкаревым, В. В. Иваниковым, С. А. Скороспелкиным, Е. К. Мельниковым, С. Н. Кондаковым, М. А. Корсаковой. Всем им автор выражает искреннюю благодарность.

СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

ГЛАВА I

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ. СТАДИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ, ГЕОТЕКТЕНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ

Докембрийская геологическая история Земли охватывает огромный интервал времени — от 4,5 до 0,57 млрд. лет назад, в течение которого сформировались земная кора, гидросфера, атмосфера, а геологические процессы по характеру своего проявления приблизились к современным.

Существует несколько вариантов периодизации докембрия. В данной работе использована геохронологическая шкала, принятая на Уфимском совещании в 1977 г. и утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1978 г. [32]. Дополнительно архей разделен на катархей и собственно архей, или поздний архей.

Проблемы становления и развития земной коры теснейшим образом переплетаются с вопросами формирования нашей планеты и ее оболочечного строения.

Исходным положением при современных построениях модели формирования земного шара и его геосфер является признание факта конденсации земного вещества из протопланетного газопылевого облака (небулы) путем первоначального образования планетезималей, которые срастались затем в более крупные тела и в конечном итоге сформировали Землю с ее спутником Луной и другие планеты Солнечной системы.

Время окончания аккреции Земли в соответствии с наблюдениями U—Th—Pb-, Rb—Sr- и K—Ar-радиометрическими системами, оценивается в настоящее время 5—4,5 млрд. лет назад [56]. Механизм аккреции, в частности температурные режимы, условия, в которых она осуществлялась, время и способ отделения ядра, особенности формирования протокры и состав последней являются предметом оживленного обсуждения в геологической литературе и острой дискуссии. Хотя наиболее популярные в настоящее время модели происхождения Земли могут быть разделены на две главные группы (гомогенной и негомогенной аккреции) — каждая из этих групп включает многочисленные модификации. Примеча-

тельно, что все они базируются на некоторых граничных условиях, определяемых особенностями распределения различных групп элементов в оболочках нашей планеты, в метеоритах, в веществе Солнца и звезд. К числу таких особенностей относятся следующие.

1. Содержание халькофильных элементов (Ni, Co, Cu, Au) в веществе мантии — пиролите — на два порядка выше, чем можно было бы ожидать в случае постепенного отделения ядра от возникшей 4,5 млрд. лет назад однородной по составу Земли или, иными словами, в случае формирования ядра в условиях химического равновесия с мантией.

2. По сравнению с хондритами Земля обеднена целым рядом летучих компонентов, которые делятся А. Е. Рингвудом на две группы: металлы (Na, K, Rb, Cs, Zn, Cd, Mg, Tl, In, Pb, Bi) и неметаллы (He, Ne, Ar, Kr, Xe, H, C, N, S, F, Cl, Br, I) [57].

3. Внешние оболочки Земли обогащены сидерофильными и тугоплавкими литофильными компонентами (Ca, Al, Ba, U, Th и др.) [56, 57].

Для объяснения указанных особенностей химизма Земли и главных ее оболочек привлекаются различные механизмы, реальность которых остается дискуссионной в связи с неопределенностью ряда исходных параметров. Во-первых, остается неизвестным состав планетезималей, из которых формировалась Земля. Вторая неопределенность связана с отсутствием достоверных данных о начальной термальной истории Земли. В этом аспекте критическим параметром является продолжительность аккреции, которая определяет температуру формирующейся планеты. Этот параметр неизвестен и оценивается по-разному: от 10^3 до 10^8 лет. Тем не менее большинство исследователей в настоящее время придерживается мнения, согласно которому Земля на ранних стадиях своего образования претерпела значительный разогрев и расплавление за счет гравитационной энергии, выделившейся в процессе аккреции и ядрообразующего события, способствовавшего резкому повышению температуры формирующейся планеты (в случае принятия гипотезы гомогенной аккреции). Как отмечает А. М. Гудвин, «температуры в глубинных недрах отражают остаточную энергию аккреции, включая энергию образования ядра, а не являются результатом в первую очередь радиоактивного разогревания» [56, с. 104]. О высоком температурном градиенте и о значительном разогреве внешних оболочек Земли на ранней стадии ее формирования свидетельствует широкое развитие в архее коматинитов и потеря ею летучих компонентов [56, 57].

Первичная земная кора, по мнению ряда исследователей, формировалась параллельно или сразу вслед за образованием ядра, отделение которого относится по современным данным к очень ранней стадии развития Земли. В. Р. Мёрти предполагает, что мантия и ядро обособились в первые 100 млн. лет земной истории. Погружение металлического вещества, формирующего ядро, должно было сопровождаться освобождением большого количества гравитационной энергии, которая преобразовывалась в тепловую, что

способствовало увеличению скорости погружения металлического расплава и скорости дальнейшего высвобождения гравитационной энергии. В ходе этого процесса сформировалась протокора, уничтоженная к настоящему времени последующими геологическими процессами. Относительно состава первичной земной коры существуют различные точки зрения. Рядом исследователей принимается ее габбро-анортозитовый состав, подобный составу лунной коры. А. Е. Рингвуд полагает, что отделившаяся от мантии кора должна была иметь разрез, состоящий из слоя габбро (до глубины около 40 км), постепенно переходящего на глубинах от 40 до 60 км через гранатовый гранулит в эклогит. По мнению этого исследователя, только в пределах самых верхних 15 км могли формироваться небольшие объемы (возможно, 10 %) обогащенных кремнеземом гранофилов.

Идею об основном составе протокры развивают и отстаивают А. Гликсон, Е. В. Павловский и многие другие. В то же время существует группа исследователей (Л. И. Салоп, Д. М. Шоу, С. Б. Лобач-Жученко и др.), склоняющихся к выводу об изначальном существовании гранитного слоя в верхней части протокры. Этот вывод базируется на достаточно убедительных данных о залегании древнейших вулканогенно-осадочных комплексов на еще более древнем гнейсо-гранитовом фундаменте. Кроме того, по мнению Л. И. Салопа, широкое развитие кварцитов в наиболее ранних земных комплексах, стратотипом которых является алданская серия, свидетельствует о существовании древнейших пород, богатых кремнеземом, т. е. гранитоидов и гнейсов. Эти граниты и гнейсы, по Л. И. Салопу, являлись составной частью первичной коры Земли, значительно обогащенной силикатическим материалом.

Представляется, однако, что указанные факты и выводы, убедительные сами по себе, не могут служить основанием для создания модели протокры. В самом деле, если возраст древнейших серий составляет по современным оценкам 3,5—3,8 млрд. лет (алданская серия, серия Исуа и др.), возможно, до 4,0 млрд. лет, то время образования Земли датируется 4,5—5,0 млрд. лет. Отсюда следует, что по крайней мере 500 млн. лет ранней эволюции коры ускользают от нашего внимания. Между тем можно думать, что эти 500 млн. лет характеризовались энергичной дифференциацией земного вещества в условиях высоких температур и сильной конвекции в мантии. Как отмечает Д. М. Шоу [56, с. 61], «отношение изотопов стронция показывает, что первичная земная кора подвергалась обширному повторному круговороту». Согласно А. Е. Рингвуду, протокора пережила многие циклы деструкции, погружения в мантию и последующего новообразования. В связи с этим предположения о составе коры, как справедливо отмечает В. Р. Мёрти [56], остаются пока умозрительными. Все же упоминавшиеся выше данные о высокотемпературном режиме Земли на ранних стадиях ее развития заставляют предполагать, что интенсивная дифференциация мантийного вещества с образованием расплавов гранитного состава была во время формирования протокры малове-

роятной. Возникавшие выплавки и дифференциаты, формирующие земную кору, имели, скорее всего, основной и ультраосновной характер.

Предположение В. Р. Мёрти [56] и В. Л. Барсукова [1981] о поздней аккреции, дополнительно приносившей на Землю некоторое количество металлических железо-никелевых планетезималей, а также тугоплавкие конденсаты окислов кальция, алюминия и титана, обогащенные литофильными элементами, не меняет общей картины. Если даже допустить, что тугоплавкие конденсаты обогащали внешние оболочки Земли некоторыми литофильными элементами (Ca, Al, Ba, U, Th), вряд ли есть основания полагать, что последующий магматизм порождал гранитные выплавки. Можно думать, что формирующиеся расплавы лишь несколько обогащались кальцием, алюминием и рядом некоторых редких элементов.

Таким образом, представляется более вероятным, что образованная на рубеже 4,5 млрд. лет назад протокора имела ультрабазит-базитовый состав, возможно, с некоторым количеством анортозитовых и гранофировых дифференциатов. Допустимо многократное ее обновление в условиях высокого теплового потока и интенсивной конвекции вещества в древней мантии. Конвективное перемешивание мантии, очевидно, усугублялось гигантской метеоритной бомбардировкой, которая, по аналогии с Луной, допускается подавляющим большинством исследователей и для нашей планеты. Ранняя стадия формирования первичной земной коры в условиях энергичной бомбардировки космическими телами получила название лунной [50, 56]. Можно думать, что эта стадия характеризовалась многократными обильными излияниями гипербазит-базитовых лав и внедрением интрузий аналогичного состава. Вместе с тем документальные свидетельства этой страницы геологической истории отсутствуют или крайне немногочисленны. Согласно Е. В. Павловскому [50], образования лунной стадии имеются на юге Алданского щита, где они представлены округлыми и овальными чашеподобными структурами, в строении которых участвуют основные кристаллосланцы катархея, перекрытые в центральных частях гнейсами курультино-гонамского комплекса.

А. Гликсон относит к наиболее древним образованиям земной коры первичные зеленокаменные комплексы, сложенные основными и ультраосновными вулканогенными ассоциациями, которые распространены на самых низших стратиграфических уровнях и широко представлены в виде включений в самых ранних интрузивных гранитоидах. Это цикл I системы Калгурли в Австралии, нижняя часть группы Онвервахт в Южной Африке, группа Себакве в Зимбабве и др.

Е. В. Павловский предполагает, что они тоже могли образоваться в лунную стадию, однако в целом вопрос остается дискуссионным. Можно лишь констатировать, что самая ранняя стадия формирования земной коры документирована крайне слабо, и характеристики ее пока в высшей степени умозрительны.

Дальнейшая эволюция внешней силикатической оболочки Земли осуществлялась по линии создания и постепенного наращивания коры континентального типа. Поскольку зеленокаменные комплексы, сформированные в основной массе в период между 3,7 и 2,5 млрд. лет назад, по общему признанию [55, 62], развивались на гранито-гнейсовом фундаменте, можно думать, что уже к рубежу 4,0—3,8 млрд. лет назад на Земле была сформирована так называемая материковая кора с концентрацией в верхней части древнейших тоналитов, именуемых часто «серыми гнейсами».

Методами современной геохимической петрологии установлено магматическое происхождение архейских тоналитовых комплексов [83, 84, 75, 92], а отсутствие к началу их формирования коры континентального типа однозначно свидетельствует о том, что источником их служила древняя мантия. Тоналитовый состав древнейших гранитоидов сближает проблему гранитообразования на ранних стадиях развития Земли с проблемой происхождения огромных масс андезитов, формирующихся в пределах современных островных дуг и приуроченных к областям с корой океанического типа.

Для объяснения происхождения таких магм Д. Грином и А. Е. Рингвудом была предложена двухстадийная модель, согласно которой на первом этапе базальты в основании коры преобразуются в эклогиты, погружающиеся в мантию вследствие своей высокой плотности, а на втором этапе, при частичном плавлении эклогитов на глубинах 100—150 км при давлении 30—40 кбар, возникают большие объемы андезитовых магм. Модель, предложенная Д. Грином и А. Е. Рингвудом, использована А. Гликсоном для объяснения происхождения гранитных магм в архее. Такое решение вопроса представляется в целом удачным, так как объясняет появление больших объемов расплава за счет неограниченных тепловых ресурсов мантии, однако вряд ли правомерно привлекать для характеристики ранних стадий возникновения континентальной коры модель развития современных континентальных окраин и островных дуг. Выход из положения, очевидно, может быть найден, если принять гипотезу А. Е. Рингвуда, по которой первичные литосферные плиты, в значительной части состоящие из эклогита, перекрытого ультрамафическими породами, вследствие гравитационной неустойчивости многократно испытывали деструкцию и погружение в мантию [57]. Преобразование в мантии таких плит, сопровождаемое частичным плавлением эклогита, вероятно, могло породить большие массы андезитовых магм, поступавших в верхние части нестабильной базитовой земной коры, и формировавших в условиях высокотемпературного теплового режима тоналитовые комплексы.

Учитывая особенности тектонического стиля катархейских образований, можно думать, что возникновение последних происходило путем постепенного роста параллельно с развитием зеленокаменных комплексов. Соответствующий специфический геотектонический режим назван Е. В. Павловским нуклеарным [50]. Начало нуклеарной стадии развития земной коры датируется им примерно

3,7 млрд. лет назад, а окончание, менее строго фиксированное во времени, — 3,0—2,4 млрд. лет. назад.

Современные геолого-геохронологические данные свидетельствуют, однако, о том, что рост первичных куполов и становление примитивного и, очевидно, маломощного гранитного слоя относятся к более раннему периоду, примерно ограниченному рубежами 4,4—4,0 млрд. лет назад. Именно этот период целесообразно называть нуклеарным, поскольку специфика его определялась в первую очередь формированием тоналитовых куполов или нуклей, слияние которых привело к возникновению континентальной коры с гранитным слоем. Характер распределения этого слоя на поверхности планеты неизвестен и является предметом дискуссии.

Существуют гипотезы как сплошного, так и фрагментарного его развития, однако ни те, ни другие не дают удовлетворительного объяснения причин разделения коры на океаническую и материковую. В этом аспекте привлекательной и перспективной выглядит концепция А. М. Гудвина [56], который, отстаивая идею существования единого докембрийского материка Пангея, связывает его формирование с гигантской метеоритной бомбардировкой, осуществлявшейся в период с 4,5 до 3,0 млрд. лет назад. При этом он исходит из предположения об асимметричном распределении метеоритных или астероидных ударов по поверхности Земли, так же как это фиксируется для Луны. Постулируемые грандиозные удары распределялись, по мнению А. М. Гудвина, неравномерно, группируясь в форме полумесяца или подковы с одной стороны Земли и усиливая здесь глубинную термальную конвекцию мантийного вещества, что способствовало его длительной и глубокой сиалической дифференциации. Это послужило причиной образования серповидной суши — Пангея, которая, по А. М. Гудвину, являлась «не только прямым результатом, но также и точным воспроизведением глобального плана ударов» [56, с. 105]. Хотя основная сиалическая дифференциация, закончившаяся глобальной кратонизацией, завершилась 2,8—2,7 млрд. лет назад, можно думать, что начало этого процесса относится к значительно более раннему периоду развития Земли, когда, возможно, и произошло первичное разделение земной коры на океанический и континентальный типы.

Следует отметить, что наряду с другими соображениями признание Пангеи позволяет сделать вывод о неприменимости механизма тектоники плит кайнозойского типа для докембрия. В то же время, согласно А. М. Гудвину, это не исключает ни возможности движения плит в пределах отдельных щитов, ни маргинального приращения сегментов коры, находящихся вне щитов. Отмечая крайнюю дискуссионность этой проблемы, можно лишь констатировать, что решение ее является делом будущего, и, вероятно, достаточно далекого. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют с определенной долей уверенности реконструировать геологическую историю развития только континентальных участков земной коры.

Такие участки в период с 4,0 (3,8) до 3,5 млрд. лет назад являлись ареной специфических геологических процессов, осуществляв-

шихся в условиях сильного теплового потока и высокого геотермического градиента в верхних оболочках Земли. По оценкам Л. И. Салопа, температура на поверхности планеты изменялась в катархее от 200—250 до 150—70 °С, а геотермический градиент составлял 100 °С/км. Повсеместное проявление энергичных тектонических движений, обусловленное сохранившейся высокой мобильностью земной коры, широкое гранитообразование, осадконакопление и вулканизм, а также интенсивный метаморфизм всех пород преимущественно в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций позволили Л. И. Салопу квалифицировать геотектонический режим рассматриваемого периода как пермобильный и выделить соответствующую пермобильную стадию развития континентальной коры.

В составе пермобильных супракрустальных комплексов преобладают меланократовые амфиболовые, амфибол-пироксеновые, пироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты, а также биотитовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые, графит-силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы и кварциты; подчиненно развиты мраморы доломитового и кальцитового состава и различные карбонатсодержащие кристаллосланцы; редкими, но весьма характерными образованиями являются метаморфизованные сингенетичные железные руды. Плутонические процессы имели на пермобильной стадии исключительно интенсивное развитие и проявлялись в течение длительных интервалов времени, на что указывают имеющиеся датировки магматических пород. Среди последних по-прежнему преобладают гнейсовидные гранодиориты или тоналиты (серые гнейсы) и связанные с ними диоритовые гнейсы, которые имеют ювенильное происхождение и образуют, по А. Гликсону, тела типа батолитов, концентрирующиеся преимущественно в центре оваловидных структур. С тоналитами ассоциируют ультраметаморфические гранитоиды, формирующие мигматитовые поля и мигматит-плутоны. Характерны эндробиты и чарнокиты, приуроченные к площадям развития гранулитовых комплексов. Широко развиты метагабброиды и метаанортозиты, иногда несущие хромитовое оруденение.

Тектонические структуры пермобильной стадии определяются развитием систем изоклинальных сжатых складок, группирующихся в большие замкнутые овальные или неправильной формы системы, названные Л. И. Салопом «гнейсовыми складчатыми овалами». Размеры таких овалов достигают 100—800 км в поперечнике; типично также развитие гранито-гнейсовых куполов.

Пермобильная стадия развития земной коры, включающая сложный комплекс явлений: осадконакопление, вулканизм, метаморфизм, ультраметаморфизм и широкое гранитообразование, — завершилась, по Л. И. Салопу, длительным саамским диастрофизмом, который ознаменовался интенсивными плутоническими процессами в интервале 3,75—3,5 млрд. лет назад. В совокупности эти явления привели к существенному наращиванию гранито-метаморфического слоя и к возникновению мощной слоистой земной коры континентального типа. Некоторые исследователи предполагают,

что последняя по ряду параметров весьма приблизилась к современной; в частности, согласно К. Конди, сформированная на этом этапе кора имела мощность 25—30 км, так что впоследствии ее наращивание было в общем небольшим. Представляется, однако, что эта оценка является преувеличенной. Несомненно, что на следующем этапе своего развития, в интервале 3,5—2,8 (до 2,5) млрд. лет назад, земная кора еще сохраняла высокую подвижность и испытала существенное обогащение силикатическим материалом вследствие интенсивнейшего гранитообразования, проявившегося 3,1 и 2,8—2,5 млрд. лет назад.

Этот следующий этап может быть охарактеризован как протогеосинклинальная стадия развития континентальной коры или стадия формирования зеленокаменных поясов. Для нее характерно появление линейной структурно-формационной и метаморфической зональности, выразившейся в образовании серий определенно ориентированных мобильных зон, разделенных относительно стабильными участками земной коры или включающих их в себя. Такие участки Л. И. Салоп квалифицирует как древнейшие протоплатформы (Алданскую, Анабарскую, Миннесотскую и др.), или как внутренние поднятия типа срединных массивов, отмечая в то же время отсутствие зафиксированных платформенных чехлов позднеархейского возраста, а также нечеткое отличие этих кратонных или полукратонных блоков от соседних зеленокаменных поясов. Вероятно, более правильно рассматривать указанные относительно стабильные участки в качестве более или менее локальных блокантиклинорий, служивших областями сноса во время формирования зеленокаменных комплексов. В целом кратонные структуры нетипичны для рассматриваемой стадии; специфика ее определяется развитием систем зеленокаменных поясов или протогеосинклиналей, вследствие чего выделение ее в качестве протогеосинклинальной является достаточно обоснованным.

Зеленокаменные пояса часто имеют в плане сложный сетчатый рисунок; в ряде случаев наблюдается множество субпараллельных линейных зеленокаменных поясов, как, например, в блоке Ийлгарн Юго-Западной Австралии и в провинции озер Верхнего и Невольничьего в Канаде [56]. По мнению Л. И. Салопа, системы линейных прогибов, сложенных зеленокаменными комплексами, в совокупности с разделяющими их поднятиями следует рассматривать как древнейшие геосинклинали или протогеосинклинали; зеленокаменные пояса при этом являются корнями отдельных приразломных прогибов, сохранившимися от эрозии вследствие глубокого залегания.

В составе зеленокаменных комплексов участвуют породы, близкие по формационному типу к образованиям эвгеосинклинального характера. Присутствует ассоциация основных и кислых лав, андезиты сравнительно редки [56]; ультраосновные породы отмечаются в переменном количестве; широко развиты граувакки, аркозы и железисто-кремнистые формации; встречаются конгломераты; карбонатные породы имеют небольшое распространение. Вулканоген-

но-осадочные толщи характеризуются значительной фациальной изменчивостью и варьирующими мощностями. Метаморфические преобразования пород, как правило, соответствуют зеленосланцевой и амфиболитовой фациям.

Внутренняя структура прогибов определяется развитием сложной линейной складчатости в сочетании с куполами облекания. Магматизм протогеосинклиналей характеризуется направленным развитием от основного к кислому при отсутствии конечных элементов цикла, типичных для геосинклиналей фанерозоя и представленных там пестрыми по составу вулканоплутоническими сериями. Базитовые и гипербазитовые интрузии размещаются обычно среди вулканогенных толщ. Гранитоиды локализуются по периферии зеленокаменных поясов, в пределах антиклинорных выступов и в ядрах куполов. Среди них широко развиты диорит-гранодиоритовые ассоциации ювенильного происхождения, что позволяет некоторым исследователям говорить о тоналит-зеленокаменных комплексах [55, 56]. Наряду с ними значительно распространены плагиоклазовые и плагиомикроклиновые мигматиты, формирующие обширные поля и мигматит-плутоны. Гранитообразование этой стадии завершается появлением крупных тел интрузивных калиевых гранитов [89].

Здесь следует отметить, что гранитообразование в интервале 2,8—2,6 млрд. лет назад рассматривается некоторыми исследователями с позиций древней тектоно-магматической активизации. Применительно к Балтийскому щиту эта точка зрения развивается С. Б. Лобач-Жученко. Ч. Б. Борукаев, отмечая асинхронное развитие зеленокаменных поясов и широкий спектр возрастов посткинematических гранитов, связанных с завершающей складчатостью в пределах этих структур, также считает более вероятным, что «кеноранская эпоха выразилась на платформах Лаврагондии преимущественно в виде тектоно-магматической активизации» [55, с. 15]. Несмотря на справедливость сделанных замечаний, вряд ли целесообразно квалифицировать гранитообразование, завершающее общее протогеосинклинальное развитие земной коры, как результат тектоно-магматической активизации. В условиях высокой подвижности земной коры и асинхронного образования зеленокаменных комплексов процессы гранитообразования между 3,5 и 2,6 млрд. лет назад проявлялись, очевидно, многократно и импульсивно, чередовались с периодами относительного покоя и не всегда коррелировались с завершающей складчатостью мобильных поясов.

Так, Л. И. Салоп отмечает образование гранитов 3,2—3,15 млрд. лет назад (свазилендский диастрофизм) и 3,0 млрд. лет назад (барбертонский диастрофический эпизод) в связи с сильными колебательными движениями положительного знака, но при наличии весьма слабой складчатости. Напротив, кеноранский диастрофизм (2,8—2,6 млрд. лет) характеризовался, согласно этому исследователю, сильной складчатостью и замыканием многих протогеосинклинальных систем. Вследствие этого представляется не-

целесообразным рассматривать указанный диастрофизм изолированно от общего хода развития земной коры в позднем архее и квалифицировать его как тектоно-магматическую активизацию. Более вероятно, что он является заключительным событием специфической протгеосинклинальной стадии развития земной коры, завершившейся глобальной ее кратонизацией в конце архея.

Следствием такой глобальной кратонизации явилось образование древних архейских ядер или кратонов, пространственное положение которых в докембрии реконструируется рядом исследователей в виде единого материка Пангея [56]. Геологическое развитие этих ядер в раннем протерозое, в интервале 2,6—2,0 (1,9) млрд. лет, осуществлялось преимущественно в условиях относительно стабильного геотектонического режима, названного Е. В. Павловским протоплатформенным.

Протоплатформенные или протократонные блоки по существующим палеотектоническим построениям составляли большую часть материковой коры раннепротерозойского возраста. Определенную роль играли также подвижные пояса или зоны, которые по особенностям своего строения и развития делятся Л. И. Салопом на две группы: мио- и эвгеосинклиналей. Последние нетипичны для рассматриваемого периода и фиксируются фрагментарно лишь по окраинам материковой коры.

Более характерны раннепротерозойские многоэосинклинали, имевшие, по Л. И. Салопу, относительно широкое распространение. Вместе с тем, выделяя для раннего протерозоя супракрустальные образования многоэосинклинального и протоплатформенного типов, этот исследователь одновременно отмечает, что они часто весьма близки по составу и тесно связаны между собой взаимными переходами.

Таким образом, общая кратонизация земной коры на рубеже 2,8—2,6 млрд. лет назад ознаменовалась установлением относительно стабильного преимущественно протоплатформенного режима, резко отличного от более ранних режимов докембрия, вследствие чего следующую стадию развития континентальной коры можно выделить в качестве протоплатформенной, или кратонной. Эта стадия, охватывающая период между 2,6 и 1,9 млрд. лет назад, характеризуется преимущественным формированием специфических протоплатформенных структур, представляющих собой мульдобразные и приразломные прогибы, приуроченные к кратонным блокам земной коры. Типичным примером таких структур являются многочисленные раннепротерозойские впадины в пределах Карельского кратонного массива на Балтийском щите.

Протоплатформенные отложения, обладающие во всех докембрийских регионах специфическими особенностями, характеризуются широким развитием зрелых продуктов осадочной дифференциации (кварцито-песчаников, кварцевых конгломератов), появлением красноцветных отложений, углеродистых сланцев и шунгитов, а также мощных пачек карбонатных пород, частью органического происхождения, сложенных стромато-

литовыми постройками. Своеобразие протоплатформенных серий подчеркивают золото-ураноносные конгломераты, железорудные формации так называемого анимикийского типа и тиллиты, появляющиеся впервые в каменной летописи земной коры. Метаморфизм пород обычно слабый, не превышающий зеленосланцевой фации. Складчатость в большинстве случаев простая, пологая прерывистого или промежуточного типов; крутые изоклинальные складки фиксируются в пределах приразломных зон. Магматизм, сопровождающий развитие протоплатформенных структур, представлен преимущественно ультрабазит-базитовой гипабиссальной и вулканической ассоциацией; кислые производные имеют слабое и локальное развитие.

В пределах раннепротерозойских протогеосинклиналей распространены сходные с протоплатформенными осадочные породы, а также флишеподобные осадки, преобразованные в различные сланцы и гнейсы, частью обогащенные графитистым материалом. Для зоны свекофеннид на Балтийском щите типичны так называемые кинциты.

Складчатость в миогеосинклинальных зонах линейная с локальным развитием окаймленных гранито-гнейсовых куполов, составляющих, например, характерную особенность Саво-Ладожской зоны в пределах Балтийского щита. Метаморфизм пород зональный, меняющийся от низких ступеней зеленосланцевой до высоких ступеней амфиболитовой и, возможно, до гранулитовой фации. Широко развиты мигматиты, мигматит- и диапир-плутоны плаггиоми-кроклинового состава. Ювенильный магматизм представлен интрузиями базитового и диорит-гранодиоритового состава.

Широко распространены представления, что кратонная стадия завершилась мощным орогенезом, во время которого эндогенные процессы проявились с исключительной силой и имели глобальное развитие. Согласно К. О. Кратцу с соавторами [55], отмеченные глобальные тектонические и плутоно-метаморфические процессы охватили период от 2,0 до 1,6 млрд. лет назад. Л. И. Салоп выделяет в этом интервале два диастрофизма: карельский и Выборгский, проявившиеся соответственно 2,0—1,9 и 1,6 млрд. лет назад. Столь резкое разграничение указанных эндогенных событий на два цикла вряд ли правомерно, поскольку многие габбро-гранитные и вулканогенные серии на древних щитах имеют возраст $(1,8 \div 1,7) \pm \pm 0,1$ млрд. лет [36, 74].

В то же время современная фактическая информация убедительно свидетельствует о том, что тектоно-плутонические явления конца раннего протерозоя, обычно объединяемые в единый цикл, на самом деле включают различные геологические события. С одной стороны, это завершающая складчатость и плутонизм в пределах миогеосинклиналей, а с другой — интенсивнейшие тектоно-магматические процессы, охватывающие как подвижные пояса, так и кратонные блоки земной коры. При этом, как справедливо указывает Ч. Б. Борукаев, замыкание раннепротерозойских геосинклиналей преимущественно относится к рубежу 2,1—1,9 млрд. лет назад,

а несколько более поздние эндогенные явления, охватывающие интервал 1,9—1,6 млрд. лет назад, проявлялись вне прямой связи с геосинклинальными режимами и развивались на основе разнообразных, в том числе стабилизированных геоструктур. Отмеченная особенность глобальных эндогенных событий конца раннего протерозоя сближает их с процессами фанерозойской тектоно-магматической активизации. Геологическое выражение этих событий также весьма сходно с проявлениями активизации типа дива, по Чень-Гоу, В. Л. Масайтису и Ю. Г. Старицкому [38].

В интервале $(1,9 \div 1,6) \pm 0,1$ млрд. лет назад на всех древних материках осуществлялись интенсивные глыбовые дислокации с возникновением наложенных впадин и грабен, выполненных осадками континентального типа; формировались субаэральные вулканиты, образующие протяженные вулканогенные пояса, обычно несогласно наложенные на более древние складчатые структуры; проявлялся мощный дифференцированный магматизм, в итоге которого сформировались многофазные и расслоенные *in situ* плутоны габброидного, габбро-диоритового, габбро-гранитового и субщелочного состава. Широкое развитие получили граниты и вулканиты калиевого ряда, а также сиениты и монцититы, в некоторых случаях обнаруживающие тесные связи с основным магматизмом и имеющие по всем признакам ювенильное происхождение.

Мощные тектонические и вулcano-плутонические процессы происходили на фоне перестройки глубинных структур, что нашло выражение в воздымании поверхности Мохоровичича и резком увеличении или редуцировании гранитного слоя. Локально проявлялись метаморфизм и ультраметаморфизм с образованием тектоно-метаморфических зон, трассируемых мигматитами, а также телами лейкократовых анатектондных гранитов и пегматитов. Широко осуществлялся «изотопный криптометаморфизм», следствием которого явилось изотопное омоложение древних пород, имеющих в областях интенсивного проявления эндогенных процессов конца раннего протерозоя сравнительно молодые датировки возраста — 2,0—1,8 млрд. лет.

Перечисленные характеристики позволяют квалифицировать отмеченные тектоно-магматические события как докембрийскую активизацию, что в той или иной степени согласуется со взглядами многих исследователей. Например, Л. И. Салоп подчеркивает господство в конце раннего протерозоя (в раннем неопротозое), в интервале $(1,9 \div 1,6) \pm 0,05$ млрд. лет назад, особого геотектонического режима, определяемого им как тафрогенный. Он указывает, что геологические события этого времени имели исключительно важное значение, проявлялись глобально в течение всего указанного периода и выразились «на всех континентах в грандиозных по масштабу субаэральных излияниях преимущественно кислых лав и сопряженных с ними экструзиях и интрузиях» [62, с. 240].

Австралийские геологи определяют отмеченные особые режимы как переходные и выделяют на Австралийском континенте особый тип тектонических единиц — переходные области. Такие области,

согласно Н. Фишеру и Р. Уоррену, характеризуются «прогибами, кальдерами оседания и рифтами, молассоподобным осадкообразованием, обилием вулканических и plutонических пород, умеренной деформацией и ограниченным метаморфизмом. В некоторых переходных областях преобладают посторогенные граниты» [52, с. 14].

Рубеж 1,6 (1,4) млрд. лет назад оценивается рядом исследователей как переломный в развитии древних материков, поскольку считается, что начиная с этого времени геотектонические режимы на континентах приблизились по своим характеристикам к платформенному и геосинклинальному режимам, типичным для фанерозойского этапа развития земной коры [55, 5, 62]. С этим мнением нельзя полностью согласиться. Хотя в позднем протерозое оформились некоторые платформенные плиты (Сибирская и др.) и заложилась крупные геосинклинальные системы (Центрально-азиатская, Средиземноморская и др.), однако в пределах многих кратонов (Северо-Американского, Восточно-Европейского, Австралийского и др.) продолжали осуществляться глыбовые дислокации, сопровождаемые образованием новых поколений наложенных впадин и грабенов, вулканизмом и плутолизмом как основного, так и кислого состава, локальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом. Несомненно, указанные процессы имели в целом меньшую интенсивность, чем в период 1,9—1,6 млрд. лет назад, однако характер их принципиально не изменился. Глыбовый тектогенез происходил на фоне преобладания тектонических движений положительного знака; магматизм имел ювенильный характер; базальтоиды сопровождалась субщелочными или кислыми дифференциатами (гранофирами, монцонитоидами, сиенитами, калиевыми гранитами). Количество дифференциатов, так же как и в габбро-гранитных комплексах с возрастом 1,9—1,6 млрд. лет, очевидно, регулировалось длительностью и интенсивностью взаимодействия мантийного вещества с коровым.

В некоторых областях наряду с магматическими образованиями основного и кислого состава формировались субщелочные и щелочные интрузии. По зонам глубинных разломов осуществлялось омоложение изотопного возраста древних толщ, охватывая иногда крупные блоки земной коры: Дальсандский на Балтийском щите, Гренвиллский в Северной Америке.

Эндогенные процессы проявлялись импульсивно, что выражалось в периодическом резком усилении тектонических движений и магматизма на обширных пространствах позднедокембрийских кратонов. Такие периоды интенсификации тектоно-магматических явлений рассматриваются Л. И. Салопом [62] как крупные диастрофические события или циклы: кибарский (1400—1300 млн. лет назад), авзянский (1250—1200 млн. лет назад), гренвиллский (1000 млн. лет назад) луфилианский (примерно 780—800 млн. лет назад), катангский (680—650 млн. лет назад). В. Е. Хаин [67] выделяет в позднем протерозое четыре эпохи тектоно-магматической активности: готскую (эльсонскую, мазатцальскую) на рубеже 1350 млн. лет назад; гренвиллскую — 1000 млн. лет назад, делний



скую (дальсландскую) и байкальскую (катаиговскую) в интервале 800—650 млн. лет. К. О. Кратц и Ю. М. Соколов [41] отмечают резкое усиление эндогенных процессов в интервалах 1400 ± 50 , 1050 ± 50 и 650—680 млн. лет назад. Эпохи тектоно-магматической активности, проявившиеся 1000 ± 100 и 680—650 млн. лет назад, оцениваются Л. И. Салопом как геотектонические события первого порядка, а тектоно-магматические явления в интервалах 1400—1300, 1250—1200 и 810—780 млн. лет назад — как диастрофические циклы второго и третьего порядков. К. О. Кратцем и Ю. М. Соколовым эти события рассматриваются в ранге межконтинентальных и внутриконтинентальных эндогенных импульсов минералогической активности Земли.

Суммируя эти данные, можно сделать вывод, что эндогенные процессы межконтинентального и частично глобального масштаба проявлялись в течение позднего протерозоя перманентно, наиболее резко усиливаясь в периоды 1400—1300, 1000 ± 100 и 800—650 млн. лет назад. В пределах древних кратонов они развивались вне связи с геосинклинальными режимами, что позволяет оценивать их здесь как явления докембрийской активизации. Поскольку рассматриваемые тектоно-магматические события обнаруживают принципиальное сходство с геологическими явлениями конца раннего протерозоя, в совокупности их можно рассматривать как отражение режимов докембрийской активизации типа дива (протодива), господствовавших в пределах материковой коры в конце раннего и в позднем протерозое. Это еще раз подтверждает, что интенсивнейшие тектонические и плутонические процессы, имевшие общепланетарное развитие в интервале $(1,9-1,6) \pm 0,1$ млрд. лет назад, нельзя рассматривать в качестве диастрофического акта, завершающего геологическое развитие кратонной стадии. Более правильно считать, что эти события, напротив, ознаменовали собой начало новой стадии формирования земной коры, протекающей в условиях преобладающего развития режимов активизации. С учетом этого, пользуясь для активизированных стабильных блоков термином «семикратоны» [62], последнюю докембрийскую стадию развития континентальной коры, охватывавшую период с 1,9 по 0,65 млрд. лет назад, целесообразно именовать семикратонной. Только вслед за ней фиксируется наступление типичной платформенно-геосинклинальной стадии эокембрийско-фанерозойского этапа формирования земной коры.

Таким образом, в докембрийской геологической истории могут быть выделены шесть стадий, обладающих специфическими геотектоническими режимами (табл. 1). Если это верно, то поступательное развитие земной коры в докембрии имело неравномерный характер. В архее вследствие постепенной стабилизации земной коры и общего снижения интенсивности теплового потока намечается уменьшение скорости геологических процессов от стадии к стадии. Это находит отражение в продолжительности каждой из них: лунная — 100—200(?), нуклеарная — 200—300, пермобильная — около 600, протогоеосинклинальная, или формирования зеле-

ТАБЛИЦА 1

СТАДИИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Подгруппа	Стадия	Геотектонические режимы	Геохронологические рубежи, млн. лет
Поздний протерозой	Семикратонная	Докембрийской тектономагматической активизации, или протодива; подчиненно-платформенный и геосинклинальный	800—650
Ранний протерозой	Кратонная (прото-платформенная)	Протоплатформенный, подчиненно протогоосинклинальный	2000—1900
Поздний архей	Протогоосинклинальная, или формирования зеленокаменных поясов	Протогоосинклинальный	2800—2500
Ранний архей (катархей)	Пермобильная	Пермобильный	3700(?)—3500
	Нуклеарная	Нуклеарный	4200(?)—4000(?)
	Лунная	Лунный	4400(?)

нокаменных поясов — 900—1000 млн. лет. Следующая, кратонная стадия, однако, охватывает сравнительно небольшой период — 500—600 млн. лет. Возможно, она была прервана в связи с резкой общепланетарной интенсификацией мантийно-коровых эндогенных процессов на рубеже 1,9 (2,0) млрд. лет назад. Причина такой резкой глобальной вспышки тектонических и плутонических процессов остается пока неясной. Можно лишь констатировать, что постепенно затухая и периодически импульсивно усиливаясь, они продолжались на всех материках до рубежа 650 млн. лет назад. Наступившая вслед за этим геосинклинально-платформенная стадия, по мнению одних исследователей, продолжается до настоящего времени; другие, например Ч. Б. Борукаев, О. А. Богатиков, выделяют в конце фанерозоя, начиная с 250 млн. лет назад, особую континентально-океаническую стадию.

Закономерная эволюция земной коры сопровождалась направленной эволюцией эндогенных процессов, что находит четкое выражение в изменении характера тектонических и магматических явлений в докембрийской истории Земли. Тектонические события

развивались в направлении возникновения линейных структур и увеличения роли разломов в условиях возрастающей стабилизации земной коры. Эволюция магматизма шла, с одной стороны, по линии усложнения состава и степени дифференциации магматических производных, а с другой — по линии постепенного уменьшения роли ультраметаморфических явлений и локализации их в отдельных структурных зонах.

Наряду с этим докембрийская геологическая история характеризовалась интенсивной направленной эволюцией экзогенных процессов, тесно связанной с развитием атмосферы, гидросферы и органической жизни на поверхности Земли (табл. 2).

Эволюция эндогенных и экзогенных явлений прямо влияла на докембрийское рудообразование, поскольку в ходе геологической истории существенно менялся характер миграции рудного вещества и усиливалась степень его дифференциации в осадочном, магматическом и гидротермальном процессах. Так, ранние стадии развития земной коры (лунная и нуклеарная), видимо, являлись весьма малопродуктивными в плане образования месторождений полезных ископаемых. Высокая подвижность первичной коры, многократные излияния лав основного и ультраосновного состава, недифференцированный или очень слабодифференцированный характер древнейших тоналитов, интенсивная, хотя и постепенно затухающая метеоритная бомбардировка и, как следствие, энергичный обмен веществом между корой и мантией Земли не способствовали образованию сколько-нибудь значительных концентраций рудных элементов. Несомненно также, что если в это время и возникали рудные скопления, то они были уничтожены последующими эндогенными и экзогенными процессами.

Пермобильная и особенно протогеосинклинальная стадии геологической истории ознаменовались некоторым усилением дифференциации вещества в условиях сформировавшейся и интенсивно наращиваемой континентальной земной коры. Характерной чертой позднеархейского рудообразования явилось накопление сидерофильных и халькофильных элементов преимущественно железа и меди, что находит объяснение в относительно слабой магматической дифференциации формирующихся вулканоплутонических комплексов.

Наряду с этим в архее осуществлялась концентрация халькофильных элементов, генетически связанных с умеренно кислыми гранитоидами: меди, молибдена, золота. Литофильные элементы оставались в рассеянном состоянии и накапливались только в древнейших пегматитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах ультраметаморфического происхождения.

В течение последующей, кратонной стадии важнейшее рудообразующее значение приобрели гипергенные процессы, протекавшие на фоне постепенного развития органической жизни и накопления свободного кислорода в атмосфере Земли. Экзогенез в условиях протоплатформенного режима сопровождался широким образованием площадных кор выветривания, по-видимому, гидрослюдисто-

го типа. Размыв таких кор в первой половине кратонной стадии, когда количество атмосферного кислорода не достигло еще барьера Пастера, сопровождался накоплением пиритовых золото- и уранинитсодержащих песков и конгломератов. В результате на рубеже 2,7—2,2 млрд. лет назад были сформированы уникальные по запасам месторождения золото-ураноносных конгломератов, типично представленных в Южной Африке (Витватерсранд) и в Канаде (Эллот-Лейк).

Во второй половине кратонной стадии в связи с увеличением количества свободного кислорода в атмосфере существенно изменился характер миграции ряда элементов, в первую очередь железа и меди. В частности, некоторое возрастание окислительно-восстановительного потенциала (Eh) морской воды обеспечило уменьшение геохимической подвижности железа, что способствовало, по мнению Л. И. Салопа, интенсивному осаждению последнего совместно с коллоидальным кремнеземом в прибрежно-морской зоне. Дальнейшие метаморфические преобразования сформированных таким образом рудных залежей привели к возникновению тонкополосчатых железисто-кремнистых пород — джеспилитов типа озера Верхнего.

К этому же времени относится образование древних углеродистых формаций, обогащенных рядом металлов (Mo, Au, Pb, Zn, Ag, Bi, Ni и др.), например формация Кулпин в Австралии, шунгитовые сланцы Карелии и др. Хотя сингенетические накопления этих элементов в углеродистых сланцах редко достигают промышленных значений, их определяющая роль как источника металла при дальнейшем рудообразовании в ряде случаев не вызывает сомнений.

Что касается эндогенного оруденения кратонной стадии, то в связи с преобладающим развитием базитового и ультрабазитового магматизма оно представлено месторождениями хромитов, титаномагнетитовых и сульфидных медно-никелевых руд; известны также значительные по масштабам колчеданные месторождения: Оутокумпу в Финляндии и др.

В позднем докембрии с наступлением семикратонной стадии развития континентальной коры характер дифференциации петрогенных и рудных элементов претерпел новые существенные изменения и приобрел максимальную интенсивность, особенно в эндогенных процессах.

ГЛАВА 2

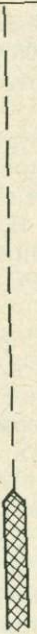
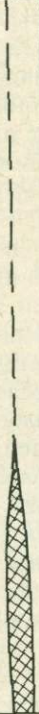
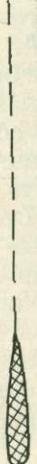
ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОЦЕССАХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Представление о тектоно-магматической активизации получило в последнее десятилетие исключительно широкое распространение

Группа	Рубеж, млн. лет	Общий состав атмосферы	Изменение содержания свободного O_2 в атмосфере	Изменение содержания CO_2 в атмосфере	Характер биосферы	Накопление горючих сланцев	Накопление нефти	Эволюция некоторых характерных комплексов пород				
								Железистые кварциты	Гематитовые и сидеритовые руды	Золота-цукановые конгломераты	Доломиты сингенетические	Красноцветы
Поздний протерозой	650	$N_2, O_2, CO_2, H_2O, Ar_2$	II	—	Акембиосфера							
Ранний протерозой	1650											
Поздний архей	2600	$N_2, O_2, CO_2, H_2O, Ar_2, CH_4(?)$	I	—	Неотобиосфера							
	3200											
Ранний архей	3800	$H_2O, CO_2, N_2, (NH_3), Ar_2, (-O_2), CH_4(?)$			Протобиосфера							
Катархей	3600											

Примечание. Таблица составлена с использованием материалов Л. И. Салопа [60] и Н. В. Лопатина [37]. I — Барьер Юри — содержание в атмосфере свободного O_2 достигает 0,1 % от современного. II — Барьер Пастера — содержание в атмосфере свободного

Эволюция метаморфизма и ультраметаморфизма				Эволюция магматизма применительно к областям докембрийской активизации								
Псефиты	Ультраметаморфизм	Гранулитовая фация	Амфиболитовая и железосланцевая фации	Основной вулканизм	Ультрасланцевый	Тоналитовый	Спилит-кератофировая формация	Расщепленные плутоны основного состава	Калиевые граниты	Дифференцированные габбро-гранитовые и субдоломитовые комплексы	Субвулканические порфиры и андезит-порфиры	Дайки и силлы базальтов и доперитов
												

и с успехом используется при классификации тектонических элементов земной коры и прогнозной оценке регионов. Вместе с тем во взглядах на активизацию нет единства, что в значительной степени объясняется различными формами выражения активизационных процессов.

Тектоно-магматическая активизация определяется обычно как процесс резкого усиления или возобновления эндогенных событий в стабилизированных участках земной коры, что выражается в тектонической дифференциации ранее консолидированных структур (развитие разрывных нарушений, поднятий, впадин) и в широком многократном проявлении магматизма (в том числе кислого) в интрузивной и эффузивной формах без какой бы то ни было геосинклинальной подготовки. К этому надо добавить еще два признака, которые отмечаются почти всеми исследователями:

1) большой масштаб явлений активизации, которые, согласно А. Д. Щеглову [71], охватывают огромные площади и развиваются одновременно на территории разнородных геоструктур;

2) особое строение тектоносферы в области активизации, что особенно подчеркивается А. Д. Щегловым и В. В. Белоусовым, и свидетельствует, по их мнению, о связи явлений тектоно-магматической активизации с мантийными процессами.

Глубинные структуры в областях активизации характеризуются уменьшенной общей мощностью земной коры при варьирующей, часто увеличенной мощности базальтового слоя. На эти признаки указывают также А. А. Гойжевский, В. В. Науменко и В. И. Скаржинский [1977 г.], которые видят в подобном строении земной коры главное отличие активизированных областей от участков, охваченных орогеническими процессами.

Проблемам геологии и металлогении геоструктур, сформированных в результате перестройки стабилизированных участков земной коры, посвящены работы многих исследователей, причем для обозначения таких геоструктур предложены различные термины: области дива (по Чень-Гою, В. Л. Масайтису и Ю. Г. Старицкому), эпиплатформенные орогенические пояса (по В. Е. Ханну), эпигонали (по терминологии Ю. В. Комарова и П. М. Хренова), сводовоглыбовые области (по Г. Ф. Мирчинку, Е. Д. Карповой, Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко), зоны ревивации (в понимании М. С. Нагибиной), области и зоны тектоно-магматической активизации (по А. Д. Щеглову) и др. Из них наибольшее признание и широкое распространение получил термин тектоно-магматическая активизация.

По существующим представлениям процессы активизации проявляются в одних случаях в связи с формированием смежных складчатых поясов, в других — независимо от последних. Активизация первого типа получила у А. Д. Щеглова, М. И. Ициксона, А. И. Семенова и других название отраженной. Активизация, независимая от развития складчатых поясов, названа А. Д. Щегловым автономной. Области автономной активизации рассматриваются большинством исследователей в качестве третьего генераль-

ного структурного подразделения континентальных структур Земли, эквивалентного платформам и геосинклиналям.

Обнаруживается зависимость особенностей областей отраженной активизации от главных особенностей развития смежных геосинклиналей. А. А. Гойжевский и др. [1977 г.] выделяют два типа таких областей. Первый из них представлен активизированными краевыми частями геосинклинальной рамы, созданными предшествующими тектоно-магматическими циклами, второй — активизированными срединными массивами. А. Д. Щеглов рассматривает активизацию срединных массивов как автономную.

Формы проявления активизации весьма различны. Активизированные области различаются характером магматизма, который может быть основным, щелочным и кислым; интенсивностью сводовых воздыманий; особенностями развития наложенных структур (впадин и прогибов). Важную роль играет тип субстрата или консолидированных участков земной коры, на фоне которых развиваются процессы активизации. При типизации областей автономной активизации используются все указанные признаки, хотя предпочтение отдается тем или иным из них. Достаточно подробные классификации созданы А. Д. Щегловым [1979 г.], В. И. Казанским [1972 г.], Е. Д. Карповой [1968 г.]. Кроме того, типизация активизированных областей производилась В. И. Смирновым [1969 г.], Д. И. Горжевским, В. Н. Козеренко, А. И. Гинзбургом [21], В. В. Белоусовым [4], согласно которому тектоническая активизация — одно из проявлений базальтовой стадии развития земной коры, включающей процессы океанизации гранитно-метаморфического слоя. Впоследствии В. В. Белоусов пришел к выводу о независимости геосинклинальных и орогенных процессов и выделил в составе последних эпигеосинклинальный, т. е. наступающий вслед за геосинклинальным этапом развития земной коры, и эпиплатформенный режимы. Иными словами, он не нашел возможным четко разграничить орогенные процессы, следующие в своем развитии за геосинклинальными, и явления тектоно-магматической активизации, охватывающие стабилизированные участки земной коры. Наряду с этим В. В. Белоусов выделил рифтовые режимы и режимы магматической активизации платформ, включающие режимы платобазальтовый (трапповый), центральных интрузий и трубок взрыва.

Обращаясь к модификациям представлений о тектоно-магматической активизации, начиная с самых ранних (Г. Ф. Мирчинк, Чень-Го-да, В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий и другие) и кончая более поздними (А. Д. Щеглов, В. В. Белоусов, В. И. Казанский и другие), нельзя не заметить, что определение «тектоно-магматическая активизация» превратилось в термин очень широкого пользования. Под активизацией понимаются самые различные процессы, начиная с усиления движений по конкретным разрывным нарушениям и кончая длительными и мощными геологическими событиями, охватывающими обширные участки земной коры.

Не принимая во внимание детали, современные концепции о тектоно-магматической активизации можно разделить на две большие группы. Первая объединяет представления об активизации как об особом геотектоническом режиме, равнозначном геосинклинальному и платформенному режимам материков. Согласно этой группе концепций тектоно-магматическая активизация имеет длительное развитие во времени, подразделяясь на ряд этапов, каждый из которых характеризуется своими особенностями глыбово-разрывной тектоники и осадконакопления (в пределах наложенных впадин различных поколений), магматизма и металлогении. Классическим примером такой точки зрения являются представления В. Л. Масайтиса и Ю. Г. Старицкого, освещенные в ряде работ [38 и др.]. Согласно этим исследователям, области активизации являются третьим после платформ и геосинклиналей структурным элементом континентальной земной коры, для которого, вслед за Чень-Года, удобнее всего использовать термин «дива». В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий указывают, что по длительности развития и по размерам области дива-структур значительно превышают геосинклинально-складчатые области и могут сопоставляться только с платформами.

В дальнейшем термин «дива» был незаслуженно забыт и не нашел широкого применения в геологической литературе. Предполагается, что его вполне заменил термин «автономная активизация», однако, как уже отмечалось, последний стал термином очень широкого пользования и применяется для обозначения весьма разнородных явлений тектонической перестройки платформенных и консолидированных складчатых сооружений. Это привело к созданию обширной второй группы представлений о тектоно-магматической активизации как о процессе сравнительно кратковременного и в ряде случаев многократного усиления тектонических и магматических событий в рамках платформенного геотектонического режима. Так, А. А. Якжин находит возможным говорить о серии этапов активизации Русской платформы. В. В. Белоусов выделяет режимы магматической активизации платформ, которые, по существу, являются кратковременными эпизодами в рамках длительно существующего платформенного режима на обширных участках земной коры. Многие исследователи, описывая явления активизации, не уточняют их отношения к геотектоническим режимам, выделяя как бы независимые от последних эпохи резкого усиления тектонических, магматических и металлогенических событий в пределах платформ и стабилизированных складчатых поясов.

Представляется, что обе группы воззрений отражают объективные закономерности развития земной коры на разных этапах геологической истории, имеют право на существование и нуждаются в дальнейшем развитии с позиций тектоники, магматизма и металлогении. В то же время целесообразно терминологически разграничить явления активизации, представляющие собой особый геотектонический режим, сопоставимый по масштабам и времени проявления с геосинклинальным и платформенным режимами континен-

тальной коры, и процессы относительно кратковременного резкого усиления тектонических и магматических событий, осуществляемые в рамках платформ или в той или иной степени стабилизированных складчатых поясов, а также срединных массивов. Для первых удобнее всего воспользоваться старым термином «дива» или активизация типа дива, поскольку он основан на учете всех особых и разнотипных признаков третьего после платформ и геосинклиналей структурного элемента земной коры, для которого типично интенсивное и длительное проявление тектонических, магматических и металлогенических процессов без предварительной геосинклинальной подготовки. Эталоном такого структурного элемента является огромная территория восточной части Азиатского материка, включающая Китайскую платформу.

Для областей дива типичны интенсивные глыбовые движения; широкое развитие разрывной тектоники; возникновение наложенных прогибов и впадин, выполненных вулканогенными и терригенными, часто угленосными, почти всегда континентальными образованиями; формирование протяженных вулканических поясов; приразломная складчатость и проявление интрузивного магматизма преимущественно трещинного типа, тесно ассоциирующего с вулканическими излияниями. Геологические процессы развиваются импульсивно, разделяясь периодами относительно покоя, что позволяет выделять несколько стадий или этапов тектоники дива. Состав магматических производных в большинстве случаев сложный: основные вулканы сочетаются с кислыми; интрузии часто сложнотифференцированные, многофазные, хотя преобладают гранитоиды; для массивов обычны кольцевые и полукольцевые формы, их становление тесно переплетается с вулканическими излияниями; характерно присутствие щелочных и субщелочных разновидностей, таких как монциты, сиениты, граносиениты. С пестрыми по составу магматическими образованиями ассоциирует весьма разнообразная минерализация. Это олово-, вольфрамо- и молибденоносные грейзены, высокотемпературные гидротермальные оловорудные и вольфрамовые месторождения, альбитизированные ниобийсодержащие граниты, среднетемпературные оловянные, вольфрамовые, молибденовые и золоторудные месторождения, полиметаллические, медные и урановые месторождения различных формационных типов. Кроме того, в таких областях активизации развиты эпитепмальные месторождения флюорита, барита, свинца, цинка, сурьмы, ртути, не обнаруживающие связи с магматическими образованиями.

В отличие от режима дива, периоды относительно кратковременного резкого усиления тектонических и магматических процессов в пределах платформ, областей завершенной складчатости и срединных массивов можно выделять в качестве эпох тектонической или тектоно-магматической активизации. Вероятно, целесообразно систематизировать такие эпохи и связанные с ними геоструктуры по типу субстрата, как это делают, например, Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, А. И. Гинзбург [21], а также по характеру

тектогенеза и магматизма, как М. И. Ициксон, Л. И. Красный и другие [43]. В частности, вслед за М. А. Нагибиной и В. Е. Ханым, можно говорить о базальтоидной активизации, гранитоидной активизации и об амагматической структурно-тектонической активизации стабилизированных участков земной коры.

РОЛЬ ПРОЦЕССОВ АКТИВИЗАЦИИ В ОБЩЕЙ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ; РЕЖИМ ДОКЕМБРИЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (ПРОТОДИВА)

К числу многочисленных проблем, касающихся существа явлений активизации, их специфики и связей с другими геотектоническими режимами, относится также вопрос о времени проявления активизационных процессов в истории Земли и о возможности и правомерности их выделения в докембрии.

Долгое время явления активизации рассматривались как процессы, присущие фанерозою и даже поздним его периодам. В. В. Белоусов [1964 г.] выделил особую базальтовую стадию развития Земли, охватывающую конец палеозоя, мезозой и кайнозой, с присущими ей базальтовым вулканизмом, рифтогенезом и океанизацией. А. Д. Щеглов [1968 г.], характеризуя металлогению древних щитов и отмечая наличие в них специфического оруденения, типичного для фанерозойских активизированных областей, указывал на возможность проявления в районах докембрия молодых мезозойско-кайнозойских процессов активизации.

Однако начиная с 70-х годов явления активизации стали отмечаться также для ранних периодов развития Земли, в том числе для докембрия.

В. И. Казанский [1972 г.] определил докембрийскую активизацию как протоактивизацию и в ряде работ охарактеризовал присущие ей геологические признаки и особенности металлогении. Однако ряд вопросов: временные границы процессов протоактивизации, геоструктурная позиция активизированных областей, их глубинное строение, соотношение с более древними геоструктурами, особенности дифференциации вещества и, как следствие, рудообразующих процессов — был только намечен, но не раскрыт полностью.

Процессов докембрийской активизации на древних щитах (Украинском, Балтийском, Канадском и др.) с разной степенью детальности касались в своих работах Т. В. Билибина [1975 г., 1979 г.], И. С. Ожинский [1976 г.], Я. Н. Белевцев и др. [1975 г.], А. А. Гойжевский [1977 г.], Л. И. Салоп [1971 г.], Ж. Д. Никольская [1973 г.], С. Б. Лобач-Жученко [1974 г.] и другие. В. Е. Ханн отмечал проявление докембрийской активизации в фундаменте Русской плиты [68].

Мнения указанных исследователей по рассматриваемой проблеме существенно различаются между собой. В подавляющем большинстве случаев процессы древней активизации отмечаются в интервале 1,9—1,8 млрд. лет назад. Однако С. Б. Лобач-Жученко находит возможным выделить более древнюю активизацию, проявив-

шуюся на рубеже 2,7 млрд. лет назад. Л. И. Салоп, напротив, ограничивает явления активизации событиями, происходившими 1000—600 млн. лет назад. Нет однозначного мнения о геологических процессах, характерных для докембрийской активизации. В. И. Казанский в качестве специфических особенностей областей протоактивизации отмечает метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, локальный реоморфизм и палингенез, образование расслоенных габбро-норит-анортозитовых интрузий, гранитов рапакиви, щелочных габброидов, появление особых рудных формаций. В. А. Крупенников [17], ограничивая протоактивизацию на Украинском щите интервалом 2,0—1,9 млрд. лет назад, определяет ее как тектоно-ультраметаморфическую активизацию. Более поздние plutонические процессы, проявившиеся 1,8—1,4 млрд. лет назад, в том числе становление массивов габбро-анортозитов—гранитов рапакиви, этот исследователь рассматривает в качестве среднепротерозойской тектоно-магматической активизации. С. Б. Лобач-Жученко относит граниты рапакиви к платформенным образованиям [36].

Несмотря на недостаточную разработанность перечисленных вопросов, многие металлогенисты связывают рудообразование в позднем докембрии с докембрийской активизацией. В то же время некоторые исследователи оспаривают проявление процессов активизации в докембрии и соответственно их рудообразующее значение.

Заметим, что явления докембрийской активизации отмечаются большинством исследователей в конце раннего и в позднем протерозое, причем обычно для этого времени выделяются отдельные сравнительно кратковременные эпохи резкой интенсификации тектонических, магматических (гранитообразующих), ультраметаморфических, метаморфических и металлогенических процессов. Лишь некоторые исследователи (В. И. Казанский, Ж. Д. Никольская) указывают на длительное развитие активизационных явлений в течение протерозоя; в последних работах В. И. Казанский датировал нижнюю границу докембрийской активизации 2,8—2,6 млрд. лет назад [58].

Выше было показано, что режимы, сходные с режимами фанерозойской тектоно-магматической активизации, получили широкое развитие в пределах древних кратонов во второй половине протерозоя, в интервале 2,0—0,65 млрд. лет назад. По своим характеристикам они обнаруживают близкую аналогию с активизацией типа дива и могут быть названы режимами протодива, а соответствующие области — областями протодива.

Для режимов протодива выявляется глобальное распространение, сходные признаки в различных регионах докембрия и вполне определенное место в геологической истории Земли. Можно констатировать, что они проявились после формирования достаточно мощной слоистой континентальной коры, общей ее кратонизации и преобладающего развития в пределах древних материков образований протоплатформенного типа.

Специфика протоплатформенного режима, господствовавшего на континентах 2,6—2,0 млрд. лет назад, определялась заложением приразломных прогибов и впадин, накоплением в них высокодифференцированных субплатформенных осадочных отложений в сочетании с вулканитами основного состава, низкотемпературным метаморфизмом и простой складчатостью промежуточного типа при отсутствии или весьма слабом узколокальном проявлении гранитного магматизма. Рубеж 2,0—1,9 млрд. лет назад ознаменовался резким усилением и качественным изменением тектоно-магматических процессов, проявлявшихся в конце раннего и в позднем протерозое импульсивно с максимумами вулcano-плутонической деятельности в интервалах $(1,9 \div 1,6) \pm 0,1$, $(1,4 \div 1,3) \pm 0,1$, $1,0 \pm 0,1$, $0,8—0,78$ и $0,68—0,65$ млрд. лет назад. Магматические явления осуществлялись на фоне глыбового тектогенеза, которому сопутствовали сводовые воздымания поверхности Мохоровичича и нижних горизонтов земной коры, что привело к перестройке глубинных структур с формированием контрастных блоков сиалического и фемического типов.

Среди магматических образований широкое развитие получили сложодифференцированные вулcano-плутонические серии, характеризующиеся сочетанием основных пород с гранитными и субэлючными производными. Вулканиты в ассоциации с осадками континентального типа накапливались в наложенных впадинах и грабенах, трассирующих зоны региональных разломов. В размещении интрузий определяющую роль также играли разломы глубокого заложения. Среди последних большое развитие получили нарушения поперечной ориентировки. Как правило, они занимают секущее положение по отношению к протоплатформенным прогибам, весьма часто располагаясь на значительном удалении от них. Примерами могут служить Ара-Лицевский, Подужемский, Бураковско-Кожозерский разломы на Балтийском щите, Пержанский разлом на Украинском щите, сбросы Чаннел, АВС и другие в Канаде.

Вспышки эндогенных процессов разделялись паузами относительного покоя, которые сопровождались возникновением кор выветривания, формировавшихся в условиях кислородной атмосферы и, видимо, сходных с современными. Это способствовало интенсивной дифференциации элементов в ходе экзогенных явлений и широкому развитию гипергенного рудообразования.

В совокупности перечисленные процессы: перестройка глубинных структур земной коры, глыбовый тектогенез, образование наложенных впадин и грабенов, выполненных континентальными вулканогенно-осадочными породами, мощный своеобразный магматизм, сопровождаемый разнообразной минерализацией, — определяют особенности докембрийской тектоно-магматической активизации типа протодива. Важно подчеркнуть, что процессы древней активизации накладываются не только на протоплатформы, но и на стабилизированные протогоосинклинали, примером чего может служить Свекофеннская складчатая область на Балтийском щите. Следует отметить также, что метаморфизм и ультраметаморфизм

нехарактерны для областей протодива; как правило, они имеют локальное развитие в пределах узких тектоно-метаморфических зон. Типично омоложение изотопного возраста древних толщ в результате наложенных термальных процессов.

Режимы протодива охватили в конце раннего и в позднем протерозое огромные территории на древних кратонах, однако интенсивные эндогенные процессы осуществлялись в пределах этих территорий весьма неравномерно, как во времени, так и в пространстве. В результате отдельные структуры или блоки, где тектонические и магматические события получили наиболее широкое и сильное выражение, могут рассматриваться как конкретные области протодива (Ладожская, Онежская и др.).

Импульсивное проявление докембрийских активизационных процессов позволяет выделить в составе режима протодива три последовательные стадии: раннюю, среднюю и позднюю, охватывающие соответственно интервалы: 2,0—1,4, 1,4—1,1, 1,1—0,65 млрд. лет назад. Каждая из них вначале характеризуется наиболее энергичными тектоническими и магматическими событиями, которые постепенно затухают, прерываясь периодами относительного покоя.

Для ранней стадии типично накопление кислых субаэральных вулканитов в ассоциации с континентальными терригенными осадками, а также образование сложных комплексов интрузивных пород, формирующих дифференцированные плутонические серии. Осадконакопление и магматизм осуществляются на фоне глыбового тектогенеза и обнаруживают тесные связи с явлениями глубинной перестройки структур земной коры. Для ряда районов характерно двухэтапное формирование плутонических комплексов. С первым этапом ($1,9 \pm 0,1$ млрд. лет назад) связано возникновение сложнодифференцированных габбро-гранитовых, гранодиорит-гранитовых и субщелочных интрузивных серий, принадлежащих к формациям щелочных габброидов, щелочных гранитов, габбромонзонит-гранитовой, гранодиорит-гранитовой и др. Ко второму этапу относится образование формации габбро-анортозитов—гранитов рапакиви ($1,7 \div 1,6 \pm 0,1$ млрд. лет назад).

Металлогения ранней стадии протодива весьма разнообразна. Помимо оруденения сидерофильного и халькофильного профиля, связанного с интрузиями основных пород, она характеризуется появлением месторождений литофильных металлов: олова, вольфрама и др. С известково-щелочными сериями ассоциирует урановое оруденение, с субщелочными комплексами — редкоземельные рудоконцентрации.

Средняя стадия протодива ознаменовалась дальнейшей перестройкой глубинных структур земной коры, глыбовым тектогенезом, образованием новой серии наложенных впадин и грабенов. Среди магматических производных преобладают базальты. Металлогения относительно бедная, главным образом полиметаллические рудопроявления.

Поздняя стадия докембрийской активизации в большинстве районов проявилась в форме глыбовых движений по глубинным

разломам, сопровождаемых внедрением даек основного состава и омоложением изотопного возраста древних пород. На отдельных площадях (в провинции Гренвилл на Канадском щите, в Дальсландском блоке Балтийского щита, в Австралии) с ней связаны процессы гранито- и пегматитообразования. Минерагения этой стадии определяется уникальными месторождениями урана, никеля, золота и меди, выявленными на Канадском щите и в Австралии.

В заключение можно отметить, что периоды интенсивных тектонических и магматических процессов, установленные для ранних стадий развития Земли и квалифицируемые некоторыми исследователями как докембрийская активизация, в частности гранитообразование в интервале 2,8—2,6 млрд. лет назад, скорее должны рассматриваться как проявления древнейших весьма мобильных режимов. Если применительно к ним и можно говорить об активизации, то только имея в виду сравнительно кратковременные эпохи резкого усиления эндогенных событий или активизацию гранитоидного типа.

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ПРОТОДИВА НА БАЛТИЙСКОМ, УКРАИНСКОМ, КАНАДСКОМ ЩИТАХ И ДРЕВНИХ АВСТРАЛИЙСКИХ МАССИВАХ

ГЛАВА 3

БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Балтийский щит общей площадью 1,4 млн. км² охватывает почти всю территорию Скандинавии, Карелии и Кольского полуострова с прилегающими районами Ленинградской и Архангельской областей. Ему присущи неоднородные и разновозрастные ограничения, принадлежащие (по Т. В. Билибиной и Б. А. Ермолаеву) к геоструктурному и морфотектоническому типам. На севере щит ограничивается байкалидами Тиманского складчатого пояса, на северо-западе — каледонидами Скандинавии; северная граница осложнена глубинным разломом Карпинского, северо-западная — серией региональных надвигов. На юге и юго-востоке ограничения щита носят внутриплатформенный характер и определяются стратиграфическими соотношениями фундамента и покрова Русской плиты. Южный контакт осложнен субширотными глубинными разломами. В значительной степени очертания щита определяются акваториями морей — Северного, Балтийского, Белого и Баренцева, береговые линии которых следуют неотектоническим разрывным структурам.

В геологическом строении щита участвуют преимущественно докембрийские структурно-формационные комплексы; подчиненное распространение имеют палеозойские вулканоплутонические образования, представленные щелочными габброидами и базальтоидами, а также агпайтовыми нефелиновыми сиенитами (массивы Хибинский и Ловозерский) (рис. 1).

Внутреннее строение щита определяется развитием разновозрастных архей-раннепротерозойских складчатых систем и зон, охваченных впоследствии процессами докембрийской тектоно-магматической активизации типа протоидива.

Главнейшими являются Карело-Кольская, Южно-Скандинавская складчатые системы, протогеоинклинальное развитие которых завершилось в архее, и Свекофеннская складчатая система или область свекофеннид, в пределах которой протогеоинклинальный геотектонический режим существовал в раннем протерозое до рубежа 2000—1900 млн. лет назад (рис. 2). Между Карело-Кольской и Свекофеннской складчатыми системами всеми исследователями выделяется пограничная самостоятельная структурная единица, названная Л. И. Салопом Саво-Ладжской зоной карелид. В качестве карелид, т. е. раннепротерозойских образований, типично представленных в центральной, восточной и юго-восточной Карелии, породы Саво-Ладжской зоны рассматриваются традиционно вслед за П. Эскола, К. О. Кратцем, Л. Я. Харитоновым и другими. Однако современные данные скорее свидетельствуют о тесной их связи с гнейсами свекофеннид, поскольку в ряде районов первые и вторые обнаруживают постепенные «нечувствительные» переходы между собой [25]. Вместе с тем установлено, что протяженная узкая Саво-Ладжская зона, трассируемая серией региональных и трансрегиональных разломов глубокого заложения и представляющая собой крупнейший северо-западный линеймент Балтийского щита, характеризуется специфическими особенностями геологического строения, отличающими ее как от Карело-Кольской складчатой системы, так и от области

свекофенид. В результате эта зона наряду с последними должна рассматриваться в качестве крупнейшего геоструктурного элемента щита, имеющего самостоятельное значение. Второй самостоятельной пограничной структурой является так называемая Готская зона или зона готид, расположенная между Южно-Скандинавской и Свекофениской складчатыми системами.

Все перечисленные складчатые сооружения и зоны в конце раннего и в позднем протерозое в той или иной степени были охвачены процессами докембрийской тектоно-магматической активизации типа протодива. Наиболее интенсивно эти процессы проявлялись по южной и юго-восточной периферии щита вдоль разноориентированных межблоковых и сквозных глубинных разломов.

Рис. 1. Схема размещения геологических и рудных образований Балтийского щита. Составлена Л. В. Григорьевой с учетом данных Л. И. Салопы [60], П. Исокангаса, Е. Гrippa, Дж. А. У. Бугге [45], П. М. Адамека и М. Р. Вильсона [73].

1 — осадочный чехол Русской плиты (а), рифейские многоосинклинальные отложения (комплекс п-ова Рыбачий) (б); 2 — геосинклинальные образования каледонид (а), субгеосинклинальные спаргамитовые толщи экзотекта (б); 3 — формации ультраосновных и щелочных пород с карбонатами (а) и нефелиновых сиенитов (б). Ранне-позднепротерозойский СФК. 4—6 — образования поздней стадии протодива: 4 — монзониты и граниты Фарусун и Бохус (а), габбро-анортозиты комплекса Эгерсунн (б). 5 — алевролит-песчанниковая формация, 6 — область омоложения радиологических датировок древних толщ; 7—9 — образования средней стадии протодива: 7 — субщелочные феррогабброиды валаамского комплекса, 8 — диабаз-песчанниковая формация (нотний), 9 — граниты рапакиви; 10—14 — образования ранней стадии протодива: 10 — формация габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, 11 — габбро-монзонит-гранитовая формация, 12 — щелочные и субщелочные габброидные формации (а — субщелочные феррогабброидов, б — щелочных гранитов и сиенитов, в — щелочных габброидов), 13 — порфировая формация (субнотний), 14 — алевролит-песчанниковая формация (вепсий). Раннепротерозойский протогеоинклинальный СФК. 15 — позднеорогенные плагиомикроклиновые граниты (а), гнейсо-гранитовые купола облекания (б); 16 — раннеорогенные плагиограниты и гранодиориты; 17 — нерасчлененные гнейсо-сланцевые образования свекофенид; 18 — доломито-сланцево-диабазовая и флишидная формации Саво-Ладожской зоны. Раннепротерозойский протоплатформенный СФК. 19 — алевролит-пикрит-диабазовая, доломито-сланцево-диабазовая и конгломерато-песчанико-диабазовая формации (ятюлий, суйсарий) (а), формация перидотит-пироксенит-норитовая расслоенных интрузий (б). Архейский протогеоинклинальный СФК. 20 — гранитовая формация; 21 — порфир-диабазовая формация (сумий); 22 — интрузивные и ультраметаморфические формации долия (а — мигматит-гранитовая, б — габбро-анортозитовая); 23 — вулканогенно-осадочные формации (кератофиристо-спилитовая, железисто-кварцитовая, песчанико-аргиллитовая). Архейский пермобильный СФК. 24 — гнейсы, амфиболиты и граниты; 25 — пироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты (гранулиты); 26 — надвижки на окраине Каледонского складчатого пояса (а), тектонические останцы (б); 27 — глубинные разломы, межблоковые и сквозные.

Металлогенетические эпохи и их рудные формации. 28—29 — палеозойская (28 — глинозем-фосфорная в нефелиновых сиенитах, 29 — фосфорно-железородная и флогопитовая в ультраосновных породах и карбонатах); 30—42 — ранне-позднепротерозойская (30 — железодлинково-оловянная в скарнах и апоскарновых метасоматитах, 31 — молибден-вольфрамовая в скарнах, грейзенах и зонах окварцевания, 32 — молибденовая в гранитах, кварцевых жилах и грейзенах, 33 — свинцово-цинковая в барит-кальцитовых жилах, 34 — золоторудная в кварцевых жилах, 35 — меднорудная в скарнах и кварц-серцитовых метасоматитах, 36 — урановая в альбит-карбонатных метасоматитах, 37 — медно-никелевая в габброидах и гипербазитах, 38 — медно-свинцово-цинковая в скарнах и кварц-серцитовых метасоматитах, 39 — золото-мышьяк-медно-свинцово-цинковая в кварц-серцитовых метасоматитах и кварцевых жилах, 40 — железо-титановая в габброидах, 41 — железородная в скарнах, 42 — фосфорно-железородная); 43—45 — раннепротерозойская (43 — медно-колчеданная, 44 — медно-никелевая, 45 — железородная в доломитах и кварцито-сланцах); 46—47 — позднерифейская (46 — серноколчеданная, 47 — железородная в кварцитах).

Месторождения: 1 — Титовка, 2 — Зюдварангер, 3 — Печенга, 4 — Восток, 5 — Юриюки, 6 — Ена, 7 — Оленегорское, 8 — Мончегорское, 9 — Хибинское, 10 — Мыс Орлов Терский, 11 — Кируна-Туоллаваара, 12 — Экстрёмсберг-Патток, 13 — Елльваре, 14 — Йокмок, 15 — Арпельон, 16 — Арьдсъяур, 17 — Кярвасяара, 18 — Антик, 19 — Адак, 20 — Кристинберг, 21 — Неслиден, 22 — Кедтреск, 23 — Болден, 24 — Виханти, 25 — Пауккяанваара, 26 — Хитура, 27 — Оутокумпу, 28 — Костомукша, 29 — Парандово, 30 — Гимолы, 31 — Пудожгорское, 32 — Латвасюрское, 33 — Ялонварское, 34 — Коталахти, 35 — Хауттоварское, 36 — Коватярви, Фалдейн-Келья, 37 — Кительское, Питкяранское, 38 — Айяла и Метсамонту, 39 — Атту, 40 — Хавери, 41 — Идъярви, 42 — Ваммала, 43 — Кюльмякоски, 44 — Ориярви, 45 — Гренгесберг, 46 — Нюберг, 47 — Икксёберг, 48 — Лонгбан, 49 — Фалун, 50 — Оммеберг, 51 — Баггетори, 52 — Отвидаберг и Скрикерум, 53 — Гладхаммер и Сольстад, 54 — Эдельфорс, 55 — Сторботтен, 56 — Крёгёрс, 57 — Омдаль, 58 — Эрсдален, 59 — Кнабен, 60 — Эвье, 61 — Эгерсунн.

Интрузивные комплексы протодива (цифры в кружках на схеме): 1 — Эгерсунн, 11 — Бохус, 111 — Смоланд, IV — Филиппад, V — Ревзунд, VI — Лина, VII — Личко-Арагубский, VIII — умбинский, IX — кузнеченский, X — пудожгорский, XI — валаамский.

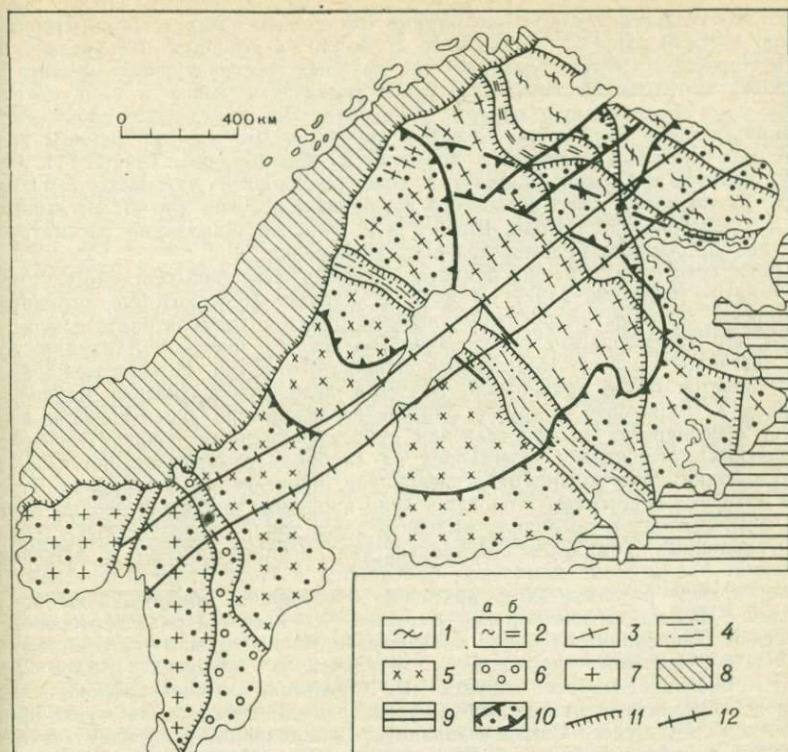


Рис. 2. Схема тектонического районирования Балтийского щита. Составила Л. В. Григорьева.

1—3 — Карело-Кольская складчатая система: 1 — Кольский складчатый пояс, 2 — Беломорская область архейских складчатых сооружений (а — гнейсы и граниты, б — гранулиты), 3 — Карельский складчатый пояс; 4 — Саво-Ладжская складчатая зона; 5 — Свекофеннская складчатая система; 6 — Готская складчатая зона; 7 — Южно-Скандинавская складчатая система; 8 — Каледонский складчатый пояс; 9 — Русская плита; 10 — области интенсивного проявления докембрийской активизации; 11 — глубинные разломы; 12 — границы палеозойского платформенного магматизма.

К числу структурных элементов протодива относится в частности Готская зона, контролируемая серией глубинных разломов субмеридионального простирания и заполненная гранитными массивами с возрастом 1740—1210 млн. лет. Во внутренних областях Балтийского щита важнейшие эндогенные события протодива фиксируются в пределах крупных ослабленных зон, трассируемых системами региональных и трансрегиональных разрывных структур: Саво-Ладжской, Лицко-Арагубской, Бураковско-Кожозерской и др. В ряде случаев они охватывают целые блоки земной коры.

Начиная с венда на территории щита устанавливается типичный платформенный режим; отмечаемый в этот период магматизм имеет щелочно-ультраосновной и щелочной характер и ограничивается сравнительно узким интервалом времени (от 430 до 280 млн. лет). В результате палеозойская вулканоплутоническая деятельность может рассматриваться как эпоха магматической активизации щелочно-базальтового типа. Вулканические и магматические производные этой эпохи локализованы в пределах трансрегиональной зоны северо-восточного простирания, прослеживающейся от Кольского полуострова через область свекофеннид до грабена Осло на юге Скандинавии.

Карело-Кольская складчатая система охватывает почти всю территорию советской части Балтийского щита и продолжается в северную Финляндию, Швецию и Норвегию. Система включает три крупных геоструктурных элемента: Карельский и Кольский позднеархейские складчатые пояса и расположенную между ними Беломорскую область раннеархейских складчатых сооружений — Беломорид. Такое разделение является традиционным, однако границы упомянутых геоструктурных элементов трактуются неоднозначно. Так, Л. И. Салоп ограничивает Карельский складчатый пояс территорией Ятулийского материка (по Х. Вюрюнену) или Карельского срединного массива (по Л. Я. Харитонову), а докембрийские породы Шведской и Финской Лапландии рассматривает в составе Лапландско-Беломорской области карелид.

Иная трактовка границ принята авторами тектонической карты Европы масштаба 1:10 000 000 [1977 г.] и В. Е. Ханним [68], которые, ограничивая беломорские архенды за рубежом главным образом гранулитовым поясом, полагают, что докембрийские образования Шведской и Финской Лапландии являются составной частью Карельского складчатого пояса. Вторая точка зрения представляется более правильной. В самом деле, при выделении Ятулийского материка Х. Вюрюнен и другие финские исследователи акцентировали внимание на особенностях распространения субплатформенных раннепротерозойских (ятулийских) отложений, залегающих на глубокометаморфизованном складчатом основании. Многоплановые исследования, проведенные в пределах Ятулийского материка советскими геологами, ясно продемонстрировали неоднородность этой части региона и позволили выделить здесь три разновозрастных структурно-формационных комплекса: раннеархейский, позднеархейский и раннепротерозойский. Аналогичные комплексы намечаются в Норботтене и Финской Лапландии, причем развитые здесь архейские образования обнаруживают близкое сходство с архедами центральной Карелии. Что касается раннепротерозойских отложений Лапландии, то они в большинстве также хорошо сопоставляются с протоплатформенными отложениями Ятулийского материка [Салоп Л. И., 1971 г.]. Все это позволяет считать, что Карельский позднеархейский складчатый пояс с реликтами протоплатформенных раннепротерозойских пород прослеживается из Советского Союза в западную Скандинавию, охватывая значительную часть территории Финской Лапландии и Лена Норботтен в Швеции.

Беломорская область архейских складчатых сооружений на востоке Балтийского щита охватывает прибрежные районы Белого моря и юго-западную часть Кольского полуострова; за рубежом она представлена гнейсовым комплексом Хетта и Тунгса-Савукоска, развитым на небольшой территории в Финской Лапландии, и так называемым гранулитовым массивом, занимающим обособленное структурное положение, поскольку он со всех сторон ограничен крупными зонами разрывных тектонических нарушений. Эта позиция гранулитового массива позволяет некоторым исследователям рассматривать его в составе Кольского складчатого пояса. Последний охватывает большую северную часть Кольского полуострова.

Границы перечисленных структурных элементов почти повсеместно имеют тектонический характер. Карельский складчатый пояс на юго-западе ограничен системой глубинных разломов, прослеживающихся от пос. Соанлахти в СССР до г. Оулу на берегу Ботнического залива. В Швеции эта граница выражена менее четко и условно проводится по северному краю пояса Шеллефтео, осложненному разломами. Согласно П. М. Адамеку и М. Р. Вильсону, именно здесь располагается окраина раннепротерозойского материка, сменяющегося на юге свекофенским морем [73].

Зона сочленения Карельского складчатого пояса с областью Беломорид также имеет по большей части тектонический характер. В Советской Карелии ей соответствуют крупные глубинные разломы в периферической части Куола-Кожозерской мобильной зоны. За рубежом эта система разломов постепенно затухает, однако краевая зона гранулитового массива снова маркируется крупными надвигами, падающими под упомянутый массив в северном направлении. Граница между беломоридами и Кольским складчатым поясом проходит по региональному северо-западному разлому в краевой южной части Печенгско-Варзугской мобильной зоны.

Докембрийские геологические образования, участвующие в геологическом строении Карело-Кольской складчатой системы, формируют четыре главных структурно-формационных комплекса: раннеархейский пермобильный, позднеархейский протогеосинклинальный, раннепротерозойский протоплатформенный и ранне-позднепротерозойский протодива (рис. 3).

Согласно широко распространенному мнению [14, 39, 60, 62] древнейшими образованиями рассматриваемой части региона являются гнейсы беломорской и кольской серий, а также породы гранулитового массива. В совокупности они образуют ранний пермобильный структурно-формационный комплекс, время возникновения которого, согласно реликтовым датировкам, составляет 3,4—3,6 млрд. лет и более [60]. Здесь нужно отметить, что некоторые исследователи выделяют в ряде районов еще более древние породы, являющиеся фундаментом для перечисленных супракrustальных серий [Древнейшие гранитоиды Балтийского щита, 1979 г.]. В Карелии и на Кольском полуострове такие породы представлены (по К. О. Кратцу и С. Б. Лобач-Жученко) олигоклазовыми гранитами — гранодиоритами [12]. В Беломорье в качестве фундамента беломорид Н. В. Горлов выделяет гнейсы низов беломорской серии, а О. И. Володичев — комплекс пород фации двупироксеновых гнейсов. Вместе с тем О. И. Володичев отмечает, что «в настоящее время фактического материала недостаточно, чтобы определить состав фундамента и выделить его среди беломорид» [12]. Очевидно, то же самое можно сказать и относительно олигоклазовых гранитов-гранодиоритов, тектоническое положение которых пока не может быть охарактеризовано достаточно достоверно. В связи с этим в данной работе упомянутые породы рассматриваются в составе раннеархейского пермобильного структурно-формационного комплекса.

Супракrustальные породы комплекса представлены различными по составу гнейсами и амфиболитами. Беломорская серия, пользующаяся почти исключительным развитием в пределах одноименной области ранних архейд, состоит из керетской, хетолабинской и лоухской свит, представленных соответственно: 1) биотитовыми, подчиненно амфиболовыми гнейсами и амфиболитами; 2) амфиболовыми, частью биотитовыми и пироксеновыми гнейсами и амфиболитами; 3) гранат-биотитовыми, биотитовыми и глиноземистыми дистен-гранат-биотитовыми, отчасти кордиеритовыми и двуслюдяными гнейсами. Рядом исследователей [Шуркин И. О., 1969 г., и др.] в верхней части разреза серии выделяются также чупинская, князегубская, кайтатундровская, кайдская и ёнская свиты, сложенные глиноземистыми гнейсами. Общая мощность беломорской серии 6—7 км.

Кольская серия в нижней части представлена биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и амфиболитами, включающими в виде прослоев железные руды — амфибол-магнетитовые сланцы и магнетитовые кварциты. Верхняя часть серии сложена глиноземистыми гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми и гранат-силлиманитовыми гнейсами. Мощность этих пород достигает 10 км.

В составе гранулитового комплекса участвуют гранат-амфиболовые, амфиболовые, гранатоподобные, диопсид-гиперстеновые, гранат-диопсид-гиперстеновые и гиперстеновые плагиосланцы, гиперстен-кварц-плагиоклазовые и гранат-кварц-силлиманитовые сланцы с подчиненными пачками эклогитоподобных пород. В рамках пермобильной стадии может быть выделено два этапа интенсивных эндогенных явлений. Время проявления первого этапа точно не установлено; второй этап по предварительным К—Аг-данным датируется 3,4 млрд. лет назад [12]. Метаморфические изменения пород в течение этих этапов осуществлялись в условиях гранулитовой фации высоких давлений на территории Беломорского блока и умеренных давлений в Карелии и на Кольском полуострове. Одновременно породы подвергались интенсивным ультраметаморфическим преобразованиям с возникновением обширных полей плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых мигматитов, чарнокит-мигматитов, а также крупных мигматит-плутонов плагиогранитового состава. Широкое развитие получили ювенильные гранитоидные комплексы, представленные олигоклазовыми гранитами-гранодиоритами.

Мощный диастрофизм на рубеже 3,4 млрд. лет назад привел к некоторой стабилизации рассматриваемой части Балтийского щита, после чего, в позднем архее, здесь установился качественно новый протогеосинклинальный геотекто-

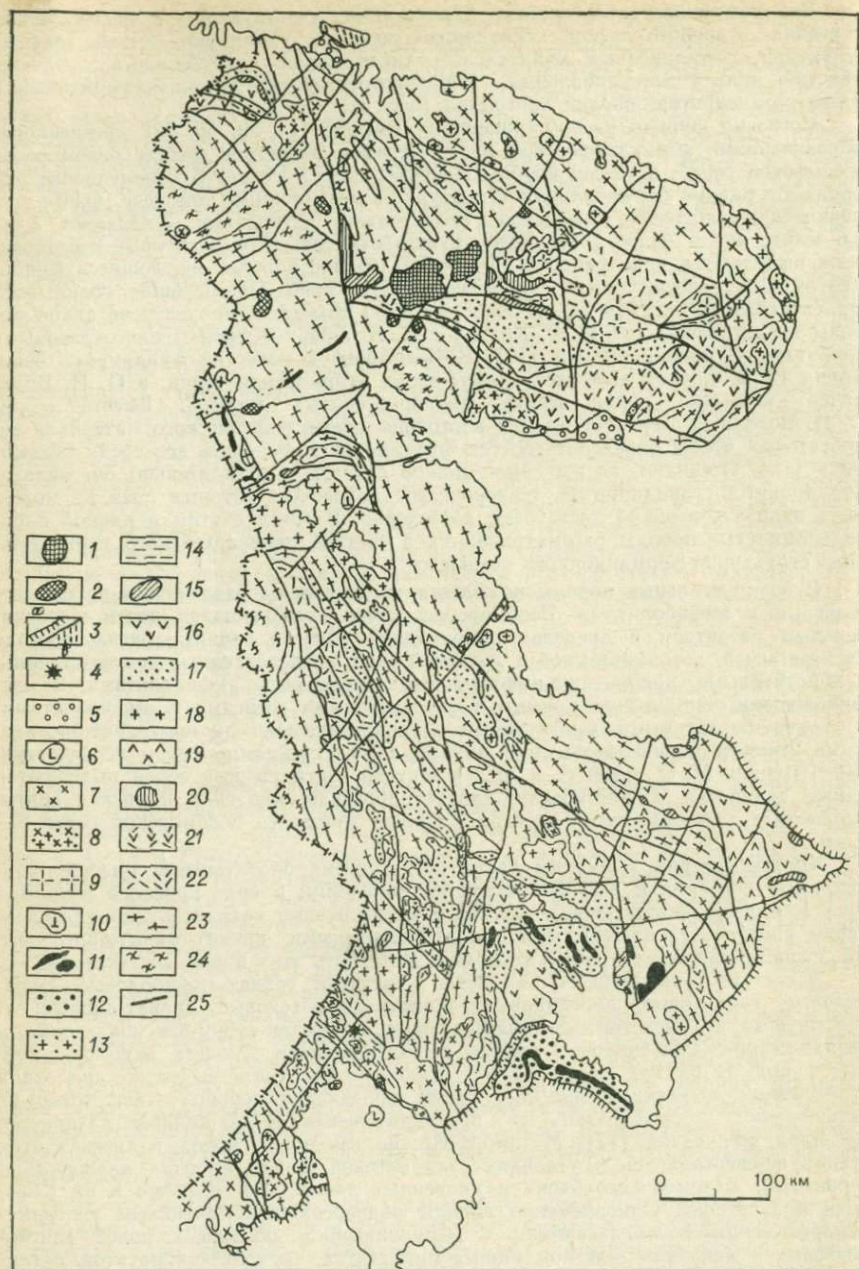


Рис. 3. Схема геологического строения восточной части Балтийского щита. Составила Л. В. Григорьева.

1—2 — формации палеозойского СФК: 1 — нефелиновых сиенитов; 2 — ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами; 3 — граница распространения платформенного чехла Русской плиты (а), рифейские многоэпиклиналильные отложения (комплекс п-ова Рыбачий)

нический режим, характеризующийся возникновением четко выраженной структурно-фациальной зональности линейного типа. Геоструктуры этой стадии представлены серией линейно-вытянутых синклинальных прогибов меридиональной и северо-западной ориентировки, разделенных антиклинорными поднятиями, крупнейшим из которых, возможно, является Беломорская область раннеархейских складчатых сооружений или отдельные ее фрагменты. Синклинорные структуры сосредоточены в пределах Карелии, Кольского полуострова и на сопредельных территориях зарубежной части щита, образуя два крупных складчатых пояса: Карельский и Кольский. Первый включает Восточно-Карельскую и Западно-Карельскую синклинорные зоны, разделенные Центральнокарельским антиклинорным поднятием; второй — Печенгско-Имандра-Варзугскую и Северо-Кольскую синклинорные зоны, разделенные Центральнокольским блок-антиклинорием.

Протогеосинклинальные образования региона по представлениям ряда исследователей относятся к двум отделам: лопийскому и сумийскому, каждый из которых завершился эпохой диастрофизма и гранитообразования. Существует также мнение о принадлежности сумийских отложений к следующему прото-платформенному этапу развития восточной части Балтийского щита.

Протогеосинклинальные вулканогенно-осадочные отложения лопийского отдела, принадлежащие в советской части щита к парандовской, гимольской, тундровой, тикшозерской и кейвской сериям, могут быть объединены в четыре геологические формации: кератофиристо-спилитовую, железисто-кварцитовую (джеспилит-граувакк-порфировую), граувакк-порфирит-диабазовую и песчаниково-аргиллитовую. Породы кератофиристо-спилитовой и граувакк-порфирит-диабазовой формаций локализируются в пределах устойчиво погружавшихся блоков земной коры. Отложения железисто-кварцитовых формаций развиты в блоках, испытывавших относительную тенденцию к воздыманию.

Метаморфизм лопийских отложений соответствует амфиболитовой и зеленосланцевой фациям; складчатые деформации относятся к линейному и глубинному типам. Структурно-вещественные преобразования пород связаны с так называемой ребольской эпохой диастрофизма, выраженной также мощным гранитообразованием на рубеже 2,8—2,7 млрд. лет назад. Гранитоиды этого времени представлены преимущественно плагιοгранитами ультраметаморфического генезиса, образующими обширные поля мигматитов и мигматит-плутоны. Сравнительно широкое развитие имеют также мигматиты плагиомикроклинового состава. Не исключено, что к этому же времени относится образование некоторых ювенильных тоналитовых комплексов.

Гранитоиды локализируются преимущественно в антиклинорных блоках, в том числе в пределах Беломорской области ранних архейд, где четко фиксируется проявление эндогенных процессов с возрастом 2,85 и 2,7 млрд. лет [12]. Нужно отметить, что такая позиция гранитоидных комплексов весьма характерна для областей развития зеленокаменных поясов.

Интенсивные диастрофические и гранитообразующие события в интервале 2,85—2,7 млрд. лет назад привели к значительной стабилизации земной коры восточной части Балтийского щита, и в дальнейшем протогеосинклинальные условия сохранились здесь в редуцированном виде лишь в пределах наиболее

(6); 4 — астроблема Янисъярви; 5—12 — формации ранне-позднепротерозойского СФК: 5 — 6 — формации средней и поздней стадий протодива (5 — алевролит-песчаниковая и диабаз-песчаниковая, 6 — субщелочных феррогабброидов), 7—12 — формации ранней стадии протодива (7 — габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, 8 — габбро-монзонит-гранитовая, 9 — щелочных гранитов и сиенитов, 10 — щелочных габброидов, 11 — субщелочных феррогабброидов, 12 — алевролит-песчаниковая); 13—14 — формации раннепротерозойского протогеосинклинального СФК: 13 — мигматит-гранитовая, 14 — доломито-сланцево-диабазовая и флишонидная; 15—17 — формации раннепротерозойского протоплатформенного СФК: 15 — перидотит-пироксенит-норитовая расслоенных интрузий, 16 — алевролит-пикрит-диабазовая, 17 — конгломерато-песчаниково-диабазовая, доломито-сланцево-диабазовая; 18—22 — формации архейского протогеосинклинального СФК: 18 — гранитовая и мигматит-гранитовая, 19 — порфир-диабазовая, 20 — габбро-анортозитовая, 21 — кератофиристо-спилитовая, 22 — песчаниково-аргиллитовая и железисто-кварцитовая; 23—24 — формации архейского пермобильного СФК: 23 — гнейсы, амфиболиты, граниты, 24 — кристаллические сланцы и амфиболиты (гранулиты); 25 — глубинные разломы.

мобильных депрессионных структур. В результате сумийские отложения, составляющие верхнюю часть разреза протогесинклинального комплекса, имеют ограниченное распространение, главным образом в пределах Куола-Кожозерской синклинойной зоны. Они представлены здесь метабазитами (диабазами, габбро-диабазами, мандельштейнами), в сочетании с кварцевыми порфирами, туфолитами и туфобрекчиями. В основании вулканогенных отложений залегает осадочная толща, сложенная конгломерато-брекчиями, валунно-галечными конгломератами, гравелитами и кварцитами мощностью до 30—40 м. Общая мощность сумийских отложений, выделяемых в качестве порфир-диабазовой формации, достигает местами 1,0—2,5 км. Породы этой формации встречаются также в пределах Западно-Карельской синклинойной зоны, однако здесь они развиты эпизодически на ограниченных площадях и представлены только вулканитами основного состава.

Метаморфизм сумийских отложений обычно не превышает зеленосланцевой фации; складчатость относится к линейному и промежуточному типам; ультраметаморфические преобразования пород не характерны. В то же время с сумием связано становление многочисленных и местами крупных массивов интрузивных калиевых гранитов, сопряженных с селецким диастрофизмом.

С этим диастрофизмом и соответствующим гранитообразованием связана окончательная общая кратонизация восточной части Балтийского щита, в результате которой в раннем протерозое этот участок земной коры оформился в качестве обширной протоплатформы со специфическими чертами осадконакопления, магматизма и металлогении. Сохранившиеся от эрозии протоплатформенные толщи локализованы в приразломных прогибах, грабен-синклиналях, мульдах и залегают на дислоцированных и метаморфизованных образованиях архея с резким угловым и стратиграфическим несогласием и с площадной корой выветривания в основании. В низах разреза протоплатформенного комплекса присутствуют крупногалечные конгломераты сариолы, переслаивающиеся с метавулканитами основного состава. Стратиграфически выше располагаются золотоносные кварцевые конгломераты и кварциты, являющиеся стратотипическими для протоплатформенных раннепротерозойских отложений всего мира. Вверх по разрезу их сменяют карбонатно-сланцевые толщи, обогащенные органическим веществом и содержащие строматолиты. Осадочные отложения перемежаются с основными вулканитами, формируя ятулийский комплекс, который включает две формации: конгломерато-песчанико-диабазовую и доломито-сланцево-диабазовую. Стратиграфическими эквивалентами первой являются сегозерская серия и нижние части печенгской и имандра-варзугской серий; второй соответствуют онежская серия и верхние части печенгской и имандра-варзугской серий. Их аналогами за рубежом являются формации петсамогунтурит, составляющая продолжение печенгской серии, толщи Кумпу-Ораниеми в Финской Лапландии, а также серии Папла, Вакко, Калико, Верхняя Нанки, Баллинге, Питео и Сьефаль, развитые на изолированных участках в Норботтене Швеции.

В наиболее глубоких прогибах, тяготеющих, как правило, к мобильным зонам, разрез раннепротерозойского комплекса венчается отложениями суйсарской серии, формирующими алевролит-пикрит-диабазовую формацию. Последняя известна в пределах Печенгского, Имандра-Варзугского, Онежского прогибов и прогиба Ветреный Пояс.

Возраст протоплатформенных образований ограничивается интервалом 2,7 (2,4)—2,0 (1,9) млрд. лет. Их метаморфизм соответствует различным ступеням зеленосланцевой фации. Складчатость относится к промежуточному и прерывистому типам с элементами конседиментационной и приразломной складчатости. Широко развиты разрывные структуры, ограничивающие грабен-синклинали, мульды, крупные прогибы и осложняющие их внутреннее строение.

На рубеже 2,0—1,8 млрд. лет назад тектонические, магматические и глубинные процессы в восточной части Балтийского щита претерпели кардинальные качественные изменения, приблизившись по особенностям своего выражения к активизации типа дива фанерозойского времени. Магматизм приобрел сложный характер, широкое развитие получили дифференцированные интрузивные серии, принадлежащие к формациям щелочных габброидов, субщелочных феррогабброидов, щелочных гранитов и сениитов, габбро-монзонит-гранитовой, габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Для всех этих формаций характерно

сочетание основных и кислых производных, связанных промежуточными дифференциатами (габбро-монцонитами, монцодиоритами, сиенито-диоритами, сиенитами, граносиенитами).

Формирование дифференцированных серий охватывает значительный интервал времени. Наиболее ранние из них (щелочные габброиды Елетьозерского массива и массива Гремяха-Вырмес, щелочные граниты и сиениты Кейв, норито-диориты, монцодиориты и порфировидные калиевые граниты умбинского комплекса) имеют возраст около 1,9 млрд. лет [12, 22, 65]. Более поздней является лицо-арагубская серия кварцевых диоритов—монцодиоритов—порфировидных калиевых гранитов—лейкогранитов, которые датируются 1800 ± 50 млн. лет. Синхронные и несколько более молодые граниты отмечаются также в Беломорье, Карелии и на зарубежной части щита [36, 23]. Сходные датировки имеют граниты рапакиви Салминского и Улягского массивов, а также вепсийские габбро-диабазы, типично представленные Ропучейским sillом на западном берегу оз. Онежского. Первые датируются 1600—1550 млн. лет, вторые — 1670 млн. лет [65].

Самыми поздними проявлениями докембрийского магматизма являются иотинские диабазовые дайки, развитые на территории Мурманского блока, на западе Кольского полуострова, в Северной Карелии и в пределах Улягского массива рапакиви. Их возраст составляет 1260 ± 20 млн. лет.

Таким образом, сложная и многообразная магматическая деятельность продолжалась в восточной части Балтийского щита, начиная с 1,9—1,8 до 1,3—1,25 млрд. лет назад. В размещении интрузивных образований этого времени определяющую роль играли разломы глубокого заложения как субсогласной, так и поперечной «антикарельской» ориентировки. В ряде случаев они располагаются на значительном удалении от прогибов протоплатформенного типа, резко несогласно рассекая все более древние складчатые геоструктуры. В Беломорье крупные продольные и поперечные зоны разрывных нарушений сопровождаются метаморфическими преобразованиями пород в зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фациях умеренных и высоких давлений, явлениями ультраметаморфизма, гранито- и пегматитообразования. Северо-западнее находится Лапландская зона смятия, по которой гранулитовый пояс надвинут на беломорские гнейсы. Зона падает к северу и к востоку под углами $10-40^\circ$, ее ширина—десятки километров, внутреннее строение определяется развитием blastomylonitов, образующих, по Л. А. Прятайкиной, в условиях сильного сжатия. В. А. Глебовицким породы Лапландской зоны выделены в качестве особого лапландского типа гранулитов высоких давлений (до 10 кбар). Время их образования ограничивается интервалом 1950—1800 млн. лет назад; в пределах Лапландской зоны локализируются граниты Юрайки с возрастом 1870—1770 млн. лет и Натаннен-граниты с возрастом 1800 млн. лет.

Области дифференцированного магматизма часто тяготеют к участкам с аномальной глубиной структурой, дисконформной по отношению к поверхности протогеоинклинальным и протоплатформенным структурам земной коры. Это относится, в частности, к ареалу щелочных гранитов и сиенитов Кейв, приуроченному к глубинному сводовому воздыманию поверхности Мохоровичича (поверхность М) или, иными словами, к блоку с сокращенной мощностью земной коры, который характеризуется в то же время мощным разуплотненным гранитным слоем. Умбинский комплекс норито-диоритов—монцодиоритов—порфировидных калиевых гранитов располагается на северном склоне глубинного сводового подъема поверхности М и нижних горизонтов коры, зафиксированного в районе Белого моря. К северной части указанного глубинного свода тяготеют многочисленные тектоно-метаморфические зоны, сопровождаемые ультраметаморфическими лейкогранитами и пегматондами. Эти данные позволяют предполагать, что магматические и тектонические события рассматриваемого периода развивались сопряженно с перестройкой глубинных структур земной коры. На поверхности подобная перестройка, очевидно, проявлялась в форме глыбовых перемещений отдельных блоков с образованием различных поколений наложенных впадин и грабенов, выполненных континентальными терригенными толщами и субаэральными вулканитами. Наиболее древней структурой такого типа является Западно-Онежская мульда, в строении которой участвуют сероцветные песчаники петрозаводской свиты и красноцветные шокшинские кварци-

то-песчаники с маломощными прослоями лав основного состава. Указанные породы с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают пермобильные и протогеоинклинальные складчатые сооружения архея и раннепротерозойские протоплатформенные отложения сегозерской, онежской и суйсарской серий. Верхняя возрастная граница петрозаводской и шокшинской свит определяется временем внедрения рвущего их Ропручейского силла габброидов, датированных 1670 млн. лет [65].

К более молодому поколению позднепротерозойских депрессионных структур относится серия наложенных впадин в прибрежных районах Белого и Баренцева морей. На севере Кольского полуострова это депрессия полуострова Средний и острова Кильдин, на Терском берегу — одноименный сравнительно крупный прогиб, на побережье Онежской губы — Малошуйская впадина. Слагающие их песчаники, алевролиты и сланцы имеют возраст 1030—920 млн. лет [39]. Поскольку реликты аналогичных пород известны в некоторых внутренних районах Кольского полуострова и на восточном его берегу, представляется вполне вероятным более широкое изначальное развитие наложенных позднепротерозойских впадин в восточной части Балтийского щита. С учетом возраста этих структур можно определенно говорить, что глыбовый тектогенез осуществлялся здесь до рубежа 900 млн. лет назад. Имеются также данные, указывающие на продолжение интенсивных тектонических движений вплоть до начала венда (680 ± 20 млн. лет). Об этом свидетельствуют молодые датировки пород в зонах некоторых разломов Карелии и Кольского полуострова, а также материалы А. Н. Гейслера [13] и других о весьма сложном, расчлененном рельефе южной части Балтийского щита в предгдовское и гдовское время.

В совокупности приведенные характеристики геологических структур и образований, сформированных в конце раннего — в позднем протерозое на территории восточной части Балтийского щита, обнаруживают близкую аналогию с известными признаками областей фанерозойской активизации типа дива, по В. Л. Масайтису и Ю. Г. Старицкому [38]. Специфика заключается в широком развитии тектоно-метаморфических зон, сопровождаемых процессами ультраметаморфизма и пегматитообразования, в отсутствии угленосных отложений и в небольшой мощности терригенных толщ в пределах наложенных депрессионных структур. Последнее, однако, может объясняться высокой степенью эрозии Балтийского региона. В результате геотектонический режим, господствовавший на территории Карело-Кольской складчатой системы в позднем докембрии, может быть квалифицирован как режим докембрийской активизации или протодива.

Докембрийско-фанерозойская история восточной части Балтийского щита документируется реликтами платформенных толщ венда, верхнего девона и карбона, плутонами основных — ультраосновных щелочных пород с карбонатами и нефелиновых сиенитов, поясами щелочных даек на побережье и островах Белого моря и трубков взрыва в районе Заонежского полуострова. Перечисленные магматические образования датируются 380—280 млн. лет.

Саво-Ладожская зона, занимающая пограничное положение между Карело-Кольской и Свекофенской складчатыми системами, в СССР представлена так называемым Ладожским синклинирем; на зарубежной части щита складчатые структуры зоны продолжают до северной оконечности Ботнического залива и далее на территорию Швеции в район рудного пояса Шеллефтео.

В геологическом строении Саво-Ладожской зоны участвуют образования двух структурно-формационных комплексов: раннепротерозойского протогеоинклинального и ранне-позднепротерозойского докембрийской тектоно-магматической активизации (протодива). Протогеоинклинальные отложения в советской части Балтийского щита состоят из двух серий: сортавальской и ладожской. Первая из них сложена карбонатно-сланцевыми толщами, амфиболитами и амфиболовыми сланцами; вторая — биотито-кварцевыми, кварц-биотитовыми, двуслюдяными и порфиробластическими андалузитовыми, кордиеритовыми, ставролитовыми и гранатовыми сланцами, а также метапсаммитами и подчиненно параамфиболитами. Их аналогами за рубежом являются калевийские сланцы Финляндии и морские сланцевые толщи пояса Шеллефтео в Швеции. Отложения сортавальской серии, очевидно, могут сопоставляться с морским ятулием Восточной Финляндии или с верхней его частью.

Породы сортавальской серии и морской ятулий Финляндии на северо-востоке перекрывают протоплатформенные ятулийские толщи так называемого Карельского материка. Филлитовая группа или серия Эльваберг в поясе Шеллефтео несогласно залегает на более древних кислых вулканитах, прорванных гранитами Йёрн и Галлейяуре [45].

Внутренняя структура Саво-Ладожской зоны определяется развитием мигматитовых куполов облекания, в ядрах которых находятся реоморфизованные архейские граниты и гнейсы, которые датируются, по С. Б. Лобач-Жученко, 2300—2200 млн. лет. Очевидно, эти цифры отражают период метаморфизма и складчатых деформаций в пределах Саво-Ладожской зоны. К этому же времени относится, видимо, начало формирования синскладчатых гранитов и мигматитов преимущественно ультраметаморфического генезиса. Завершение син- и постскладчатого гранитообразования в пределах зоны датируется $1,9 \pm 0,05$ млрд. лет [12].

Позднее, начиная с рубежа 1,87—1,85 млрд. лет назад территория зоны была охвачена интенсивными тектоническими и магматическими процессами, которые по своим характеристикам обнаруживают сходство с синхронными тектоно-магматическими событиями в восточной части Балтийского щита и могут рассматриваться как явления протодива. С ранними этапами этих процессов конца раннего протерозоя связано формирование сложнодифференцированных габбро-гранитных комплексов, принадлежащих к формациям габбро-монзонит-гранитной и габбро-анортозитов — гранитов рапакиви (рис. 4).

Габбро-монзонит-гранитовая формация в районе Ладожского синклинория представлена серией многофазных и дифференцированных *in situ* массивов, сложенных габброидами, монзонитоидами, гранодиоритами, граносиенитами, порфировидными калиевыми гранитами и лейкократовыми аплит-пегматоидными гранитами. Наиболее крупными из них являются массивы Путсари, Кааламо, Велимяки; лейкократовые граниты формируют серию штоков и дайкоподобных тел в северо-западной части синклинория. Возраст отмеченных пород составляет 1800 ± 50 млн. лет. Аналогичный возраст за рубежом имеют калиевые порфировидные граниты Ревзунд, также ассоциирующиеся с габброидами и монзонитоидами [25] и развитые в пределах пояса Шеллефтео. Несколько более молодыми являются роговообманковые граниты и сиениты группы Суршеле, которые датируются 1600 млн. лет. С гранитами пространственно ассоциируют кислые вулканиты, имеющие возраст 1688 ± 75 млн. лет [73]. В юго-восточной части Саво-Ладожской зоны располагается Салминский массив габбро-анортозитов-гранитов рапакиви, сформированный 1550 ± 50 млн. лет назад.

Дифференцированные плутоны повсеместно контролируются системами глубинных разломов. Ареалы их распространения тяготеют к глубинным сводовым воздыманиям раздела М, которые документируются геофизическими методами в районе Ладожского озера [10, 28] и в области Шеллефтео [19]. Мощность земной коры составляет на обоих участках 30—33 км при средней мощности коры на Балтийском щите 38 км.

В позднем протерозое на территории Саво-Ладожской зоны продолжались интенсивные тектонические и магматические процессы. К этому времени относится формирование наложенных депрессионных структур (Пашского грабена, Салминской мульды и грабена Мухос), выполненных иотийскими песчаниками и вулканитами с возрастом порядка 1300 млн. лет. Можно думать, что соответствующие отложения в значительной части уничтожены эрозией и первоначально занимали более обширные площади. С позднпротерозойским тектогенезом связано также внедрение субвулканических интрузий субэлючных ферро-габброидов, формирующих силлы и штоки дифференцированного строения. Примером является Валаамский силл, в разрезе которого габброиды последовательно сменяются монзонитами, сиенито-диоритами и гранофирами или калиевыми гранитами. Характерно, что по своему составу указанная ассоциация пород обнаруживает сходство с раннепротерозойскими габбро-гранитными сериями. Это свидетельствует об однотипности магматических процессов в конце раннего и в позднем протерозое и о проявлении их в условиях одинакового геотектонического режима, определяемого по комплексу признаков как режим протодива.

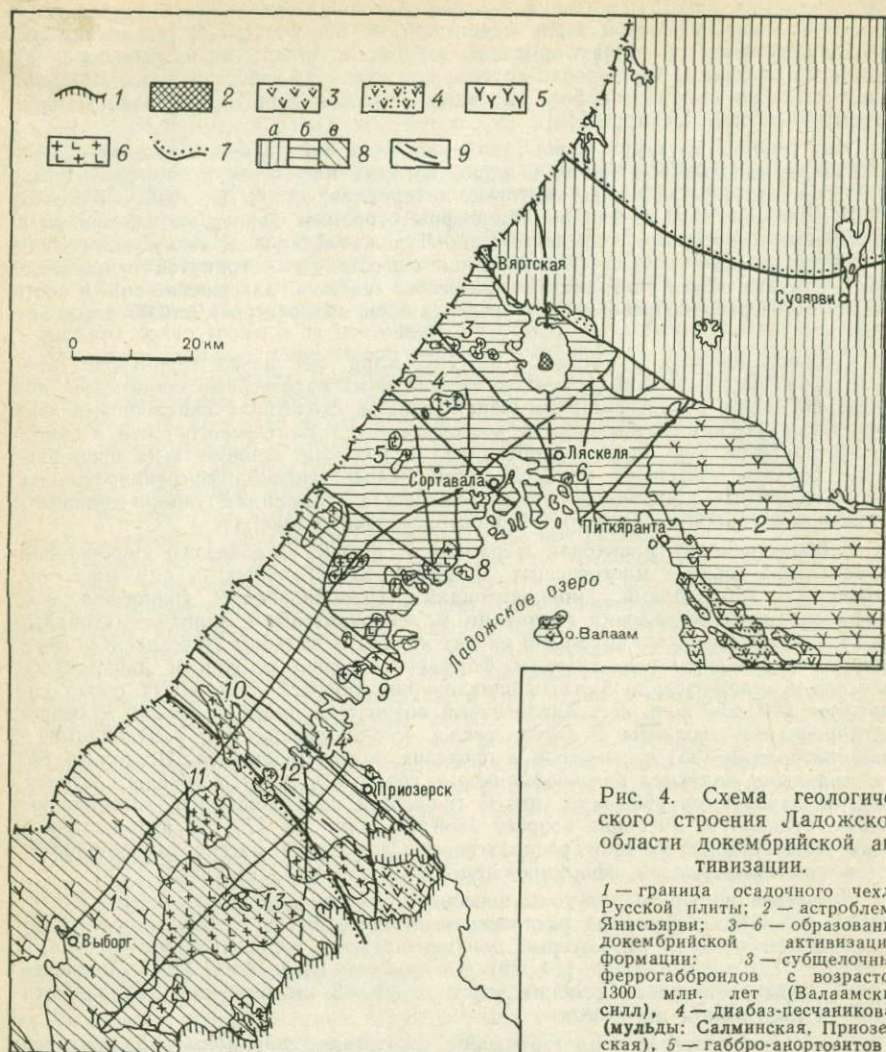


Рис. 4. Схема геологического строения Ладожской области докембрийской активизации.

1 — граница осадочного чехла Русской плиты; 2 — астроблема Яннисъярви; 3—6 — образования докембрийской активизации, формации: 3 — субщелочных феррогабброидов с возрастом 1300 млн. лет (Валаамский силл), 4 — диабаз-песчаниковая (мульды: Салминская, Приозерская), 5 — габбро-анортзитов — гранитов рапакиви (цифры на схеме — плутоны: 1 — Выборгский, 2 — Салминский), 6 — габбро-монзонит-гранитовая — кузнеченский комплекс (цифры на схеме — массивы: 3 — района Маткасальки, 4 — Кааламский, 5 — района Латвасюрь, 6 — Велмияки, 7 — Исо-Ийярви, 8 — Путсари, 9 — Тервусский, 10 — Оаярвинский, 11 — Бородинский, 12 — Заветинский, 13 — Лаурный, 14 — Кузнеченский); 7 — границы глубинного свода поверхности М и нижних горизонтов земной коры; 8 — главные геоструктурные элементы; а — Карельский складчатый пояс, б — Саво-Ладожская зона, в — зона свекофеннид; 9 — разломы.

Свекофеннская складчатая система охватывает Центральную и Южную Финляндию, Центральную и Юго-Восточную Швецию, а на территории СССР — Карельский перешеек. На юге складчатые сооружения свекофеннид скрываются под осадочным чехлом Русской плиты; на севере ограничиваются системой региональных надвигов в краевой части скандинавских каледонид. Западная граница свекофеннид определяется крупным глубинным разломом субмеридионального простирания, который отделяет их от зоны готид.

Согласно большинству финских исследователей, для Центральной и Южной Финляндии типично развитие исключительно свекофеннского комплекса при отсутствии древнего архейского гнейсо-гранитного основания [Вюрянен Х., 1959 г.; Eskola P., 1925 г.; Sederholm I. I., 1932 г.].

Л. И. Салоп [1971 г.] показал, что в пределах свекофениид могут быть выделены разновозрастные структурно-формационные комплексы. К наиболее древним образованиям этой части региона, вероятно, относится гнейсовый комплекс Южной Финляндии (Усимаа-Турку-Раумо). Согласно Л. И. Салопу [1971 г.], состав и своеобразный структурный план, определяемый развитием сложных куполовидных складок и складчатых овалов, резко отличный от линейно-складчатого строения зоны Тампере, позволяют рассматривать гнейсовый комплекс Усимаа-Турку-Раумо как раннеархейские образования. Возможными их аналогами являются гнейсы и мигматиты, развитые в пределах Карельского перешейка.

К позднеархейскому (археопротозойскому, по Л. И. Салопу) структурно-формационному комплексу в Финляндии могут быть отнесены толщи, сложенные биотитовыми и гранат-биотитовыми, иногда «углистыми» гнейсами, основными метавулканитами и лептитам с пачками джеспилитов. Подобные отложения встречаются в сланцевом поясе Вихди, в районе Ориярви и на побережье Финского залива. В Швеции этот структурно-формационный комплекс представлен так называемой лептитовой формацией, сложенной сильно измененными кислыми вулканидами, граувакковыми и карбонатными сланцами.

Раннепротерозойский структурно-формационный комплекс свекофениид также представлен образованиями протогеосинклинального типа, но в их составе заметно преобладают гранатейсы, представленные преимущественно кинцититами — глиноземистыми гранат-биотитовыми разновидностями с силлиманитом и кордиеритом [25].

Складчатость раннепротерозойского свекофеннского комплекса относится к линейному и глубинному типам. Метаморфические преобразования пород соответствуют амфиболитовой, редко эпидот-амфиболитовой фации. В составе комплекса повсеместно распространены гранитоиды. Среди них шведские геологи выделяют примороженные, серорожденные и посторожденные граниты. С. Б. Лобач-Жученко также делит их на три группы с возрастом: 1900 ± 50 , 1800 ± 50 и $1750-1600$ млн. лет.

Породы первой группы, которая включает примороженные и, видимо, часть серорожденных гранитов, рассматриваются К. О. Кратцем и С. Б. Лобач-Жученко [12] в качестве производных геосинклинального цикла; вторая группа объединяет, согласно этим исследователям, гранитоиды этапа тектоно-плутонической регенерации (активизации), третья — образования орогенной стадии развития свекофениид и этапа их стабилизации.

В составе первой группы преобладают интрузии гранодиоритов-плагиогранитов, имеются чарнокитоиды; широко развиты поля плагиоклазовых и плагио-микроклиновых мигматитов, а в куполах — мигматит-плутоны. Вторая группа включает, по К. О. Кратцу и С. Б. Лобач-Жученко [12], позднесвекофенские граниты, пегматиты и мигматиты, возникшие после стабилизации области свекофениид; третья — граниты и вулканы гранит-порфировой формации Дала и граниты рапакиви. Очевидно, что орогенные образования не могут следовать во времени за производными тектоно-магматической активизации; с учетом этого граниты и вулканы двух поздних групп более логично рассматривать в качестве единого геологического типа или комплекса. Поскольку они обнаруживают близкое сходство с синхронными вулкано-плутоническими сериями Са-во-Ладожской зоны и восточной части Балтийского щита, сформированными в условиях режима протолива, их также следует связывать с аналогичным режимом. Последний на территории Южной Финляндии и Швеции, очевидно, совпал во времени с орогенным периодом развития свекофениид. Здесь уместно отметить, что, по В. Л. Масайтису и Ю. Г. Старицкому, процессы дива могут охватывать одновременно как стабилизируемые геоструктуры, так и формирующиеся складчатые пояса. По-видимому, именно этот случай имеет место на Балтийском щите.

С позднепротерозойским этапом развития области свекофениид связано формирование наложенных ютнийских впадин и гранитов рапакиви с возрас-

том 1300 млн. лет, знаменующих собой дальнейшее развитие процессов протодива, с некоторым уменьшением интенсивности тектогенеза и магматизма.

Таким образом, свекофеннская складчатая система может рассматриваться как древняя протогеоинклиналь с длительным полициклическим развитием, стабилизированная в конце раннего протерозоя и охваченная в дальнейшем явлениями протодива.

Готская зона, занимающая пограничное положение между Свекофеннской и Свеко-Норвежской складчатыми системами, при относительно небольшой ширине (от 100 до 150 км) прослеживается на расстоянии 800 км от Балтийского моря на юге до фронта скандинавских каледонид на севере. Зона трассируется и ограничивается сериями региональных глубинных разломов субмеридионального направления; ее внутреннее строение определяется развитием гранитов Смоланд и Филипстад с возрастом 1750—1600 и 1400 млн. лет [36]. С ними ассоциирует серия порфиров Смоланд, представленная риолитами, андезитами, дацитами, которые, по мнению всех исследователей, комагматичны гранитам. Последние варьируют по составу от диоритов до богатых микроклином разновидностей. С вулканитами они связаны постепенными переходами, которые осуществляются через промежуточную фацию гранит-порфиров и тонкозернистых гранитов.

Структурная позиция, состав и возраст вулкано-плутонических образований зоны позволяют параллелизовать их с синхронными магматическими комплексами охарактеризованных ранее геоструктурных областей Балтийского щита. Это указывает на формирование и тех и других в условиях одинакового геотектонического режима, который по комплексу признаков определяется как режим протодива.

Поскольку граниты и порфиры с возрастом 1750—1600 (до 1400) млн. лет почти целиком заполняют Готскую зону, она может рассматриваться как геоструктура, сформированная в основных чертах в процессе докембрийской активизации. Комплексы более древних пород имеют здесь резко подчиненное распространение, образуя реликты среди готских гранитов и порфиров. Архейские гнейсы и геллефлиты присутствуют главным образом в виде ксенолитов и останцов в кровле гранитных плутонов. Более широко представлены кварциты типа Вестервик, Ветланд, Вестано, которые, согласно Л. И. Салопу, являются аналогами ятулийских кварцитов. Вполне возможно, что готская зона в архее и в раннем протерозое была составной частью Свеко-Норвежской складчатой системы и отделилась от нее в процессе докембрийской активизации.

Свеко-Норвежская складчатая система, или Дальсландский геоблок, занимает юго-западную часть Балтийского щита, включающую Юго-Западную Швецию и Южную Норвегию. Она представлена здесь небольшим своим фрагментом и в южном направлении продолжается в акваторию Балтийского моря. На севере Свеко-Норвежская складчатая система скрывается под тектоническими покровами Скандинавских каледонид, на западе ограничивается линией Тейсейра-Ториквиста, на востоке — разломом Гета-Эльв, который отделяет ее от Готской зоны.

По особенностям своего внутреннего строения рассматриваемая часть Балтийского щита обнаруживает сходство с Карельским и Кольским складчатыми поясами. В ее пределах также выделяются архейский пермобильный, позднеархейский протогеоинклинальный, раннепротерозойский протоплатформенный структурно-формационные комплексы.

Архейские образования, пользующиеся здесь широким распространением, представлены преимущественно биотитовыми и амфиболовыми гнейсами [Хольдаль У., 1957 г.]; принадлежность их к архею определяется, по Л. И. Салопу, несогласным налеганием на них осадочно-вулканогенных пород, относящихся по ряду признаков к позднему архею. В Юго-Западной Швеции это серия Стюра-Ле-Марстранд, состоящая из кварцитов, сланцев и метадиабазов; в Норвегии — серия Рюк, сложенная основными метавулканитами, подчиненно метасадочными породами; обе серии прорываются гранитами и гнейсо-гранитами, по внешнему виду мало отличимыми от архейских гранитоидов.

Раннепротерозойский структурно-формационный комплекс представлен в юго-западной части щита сериями Омоль, Сельюр и Бандак. В их разрезах

ведущую роль играют кварциты, полимиктовые и кварцевые конгломераты, филлитовидные сланцы, лавы кислого и основного состава.

Более молодой является серия Альмесокра, которая, по мнению В. Е. Хайна, лучше всего сопоставляется с субиотнием и иотнием Финляндии и Швеции. Это обстоятельство позволяет связывать возникновение указанной серии с режимом докембрийской активизации или протодива. Однако наиболее широко процессы протодива проявились в Дальсландском геоблоке в интервале 1100—900 млн. лет. К этому времени относится внедрение габбро-анортозитов комплекса Эгерсунн, монцитонитов и гранитов Бохус и Фарсунн, а также общее омоложение изотопного возраста древних пород, датировки которых повсеместно определяются указанными цифрами.

С палеозойскими тектоно-магматическими процессами связано возникновение пермского субмеридионального грабена Осло, заполненного щелочной вулканоплутонической ассоциацией.

ТЕКТОНИКА

Процессы докембрийской тектоно-магматической активизации начали отмечаться на Балтийском щите начиная с 70-х годов, и мнения по этому вопросу существенно различаются между собой. Л. И. Салоп [1971 г.] выделяет в регионе две эпохи активизации: неопротозойскую (1000 млн. лет назад), проявившуюся в Южной Швеции и Норвегии, и эпипротозойскую на северо-западе Скандинавии. Ж. Д. Никольская [1973 г.] считает возможным наметить также две, но иные эпохи: позднепротерозойскую и палеозойскую. Р. А. Хазов отмечает ранне-, средне- и позднерифейскую эпохи активизации. С. Б. Лобач-Жученко [1974 г.] выделяет три эпохи древней активизации: саамскую в интервале 2,7—2,8 млрд. лет, свекофеннскую — 1800 ± 50 и дальсландскую — 1300—900 млн. лет назад. Как уже указывалось, выделение архейской активизации нецелесообразно в связи с общей высокой подвижностью земной коры в архее. Что касается свекофеннской активизации, то ее проявление не вызывает сомнений; очевидно, однако, что она не ограничивается лишь внедрением гранитов с возрастом 1800 ± 50 млн. лет, но является значительно более сложным процессом.

Как было показано выше, дифференцированные интрузивные серии, поздними членами которых являются калиевые граниты и сиениты, формировались в разных районах Балтийского щита в течение длительного интервала времени: от 2,0—1,9 до 1,6—1,5 млрд. лет назад. Интрузивная деятельность, местами сопровождаемая излияниями субаэральных вулканитов, осуществлялась в связи с перестройкой глубинных структур земной коры, на фоне глыбовой тектоники, сопровождаемой образованием наложенных впадин (мульдообразных прогибов и грабенов). Параллельно вдоль некоторых систем глубинных разломов возникали сложно построенные тектоно-метаморфические зоны, трассируемые мигматитами и пегматоидами; происходило общее омоложение изотопного возраста древних толщ. Указанные явления, определяемые по совокупности признаков как докембрийская активизация типа протодива, проявлялись на субстрате стабилизированных складчатых систем (Карело-Кольской, Южно-Скандинавской, Свекофеннской), охватив также Саво-Ладожскую и Готскую мобильные зоны, Карело-Коль-

ская и Южно-Скандинавская системы закончили протогеосинклинальное развитие в позднем архее, 2,6—2,8 млрд. лет назад, и далее характеризовались субплатформенным режимом. Свекофеннская складчатая система стабилизировалась около 1,9 млрд. лет назад. Процессы активизации начали проявляться асинхронно в пределах указанных систем: в Карело-Кольской их начало датируется $1,9 \pm 0,1$, в Свекофеннской — $1,8 \pm 0,05$ млрд. лет. Таким образом, пауза между орогенным этапом и активизацией была в зоне свекофеннид очень небольшой. Как уже отмечалось, не исключено, что эти события во времени перекрывали друг друга.

Несмотря на некоторую асинхронность, процессы протодива конца раннего протерозоя имели в пределах всего региона сходный характер, проявляясь импульсивно с максимумами эндогенной активности в интервалах 2,0—1,9, $1,8 \pm 0,05$, $1,7 \pm 0,05$ и $1,6 \pm 0,05$ млрд. лет назад. В целом же они имели непрерывное развитие, что позволяет рассматривать период с 2,0 (1,9) по 1,5 (1,4) млрд. лет назад в качестве ранней стадии режима протодива. В несколько ослабленном виде сходные тектоно-магматические процессы проявлялись в течение всего позднего протерозоя с резкими всплесками в интервалах 1,4—1,3 и 1,0—0,9 млрд. лет назад. Вследствие этого, на Балтийском щите могут быть выделены еще две стадии протодива, охватывающие периоды с 1,4 по 1,0 и с 1,0 по 0,68 (0,65) млрд. лет назад.

Каждая из отмеченных стадий начиналась с импульса мощной эндогенной активности, постепенно затухающей во времени, и кончалась периодом относительного покоя или стабилизации. Вещественным выражением ранней стадии служат вулканогенно-осадочные толщи субиотния, представленные субаэральными вулканитами в сочетании с континентальными терригенными осадками, а также комплексы интрузивных пород, принадлежащих к формациям щелочных габброидов, субщелочных габбро-диабазов, щелочных гранитов и сиенитов, габбро-монцонит-гранитов, габбро-анортозитов—гранитов рапакиви. Со второй стадией связано формирование нового поколения наложенных впадин и грабенных, выполненных вулканогенно-осадочными толщами иотния, а также внедрение субвулканических интрузий субщелочных феррогабброидов и поздних рапакиви с возрастом 1300 млн. лет. Поздняя стадия имеет четкое выражение только в юго-западной части щита, где известны габбро-анортозиты с возрастом 1300—900 млн. лет, а также монцонитоиды и граниты Фарсуни и Бохуса, датируемые 1000 млн. лет. Отмечается общее омоложение изотопного возраста древних супракрустальных толщ — до 1000—900 млн. лет. В восточной части щита с этой стадией связаны глыбовые перемещения блоков, что фиксируется по имеющимся палеогеографическим построениям [13], а также образование диабазовых даек и наложенных впадин с возрастом 1000 млн. лет.

Наиболее интенсивно процессы докембрийской активизации проявились в пределах широкой полосы вдоль южной и юго-восточной периферии щита, где выделена серия конкретных областей

активизации: Дальсландская, Готская, Южно-Финляндская, Ладожская, Онежская, Беломорская, Кейвская. Во внутренних частях щита процессы докембрийской активизации фиксируются вдоль узких протяженных зон глубинных разломов северо-западного, субширотного, субмеридионального и северо-восточного направлений. Здесь отмечаются Ара-Лицевская, Северо-Шведская, Лапландская и другие области докембрийской активизации (рис. 5). Краткая характеристика перечисленных активизированных областей на Балтийском щите приведена в табл. 3.

Тектоника областей докембрийской активизации на Балтийском щите определяется развитием сложной системы блоков с различным глубинным строением. Особенности глубинного строения Балтийского щита освещены во многих работах [10, 12, 19, 39, 40]. В настоящее время предложена четырехслойная модель структуры коры, согласно которой выше раздела М, расположенного на глубинах 30—42 км, следуют: базальтовый, диоритовый, гранитный и осадочный слои, соответственно β , δ , γ и α [28]. Если для базальтового слоя, ограниченного сверху поверхностью Конрада (К), фиксирующейся на глубинах 6—20 км, предполагается повсеместное распространение, то другие слои имеют фрагментарное развитие и в зависимости от наличия или отсутствия гранитного слоя Г. А. Завинской и Р. В. Былинским [1975 г.] выделены сиалический и фемический типы разрезов земной коры. Они в свою очередь делятся на ряд подтипов: три в сиалическом (1а— β , δ , γ , α ; 1б— β , δ , γ ; 1в— β , γ , α) и два — в фемическом типе (2а— β , δ , α ; 2б— β , δ). Маломощный осадочный слой исключается из рассмотрения, и надбазальтовая часть коры определяется как однослойная или двуслойная.

В целом строение земной коры Балтийского щита характеризуется сочетанием «валообразных» поднятий и прогибов разделов М и К, на основании чего здесь намечается ряд блоков с различной глубинной структурой, отличающихся типом и подтипом разреза земной коры и физическими полями. Между указанными параметрами существуют сложные взаимоотношения, выясненные пока не в полной мере. Наблюдается также частое несоответствие элементов глубинной тектоники существующим на поверхности геологическим структурам. Такое несоответствие неоднократно подчеркивалось рядом исследователей без удовлетворительного истолкования [39].

Комплексный анализ геологической и геофизической информации, выполненный автором в историческом аспекте [Григорьева Л. В., Колесник Н. Н., 1975 г.], достаточно убедительно показал, что указанное несоответствие удовлетворительно объясняется существенной перестройкой глубинных структур земной коры в результате проявления процессов докембрийской активизации или протодива. При таком подходе на территории Балтийского щита могут быть выделены блоки двух типов: 1) с конформными очертаниями глубинных и поверхностных протогеосинклинальных и

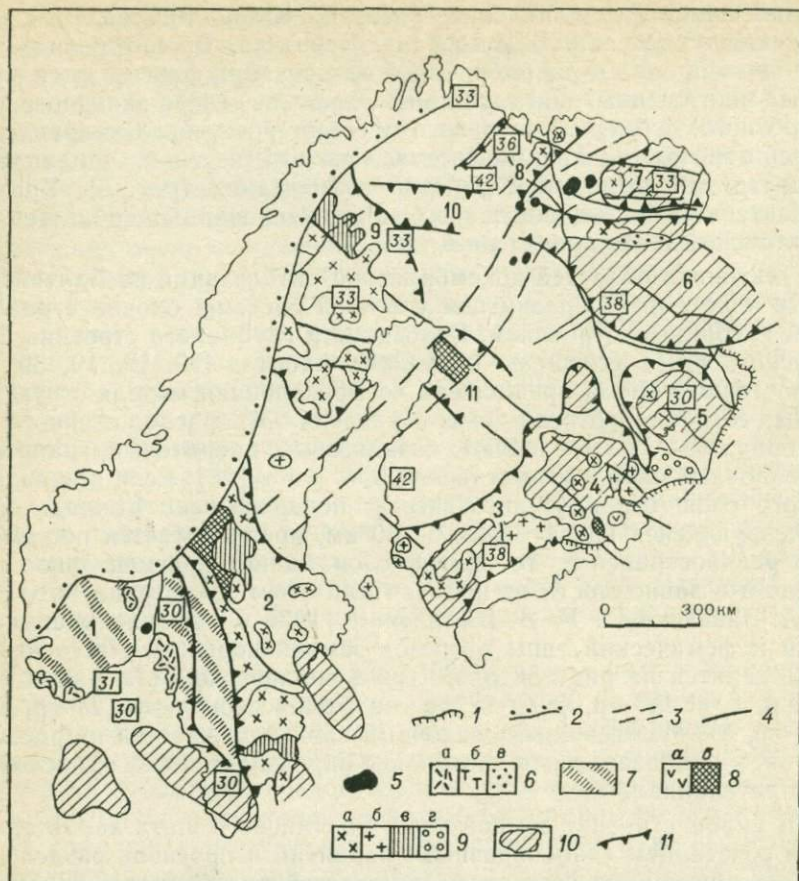


Рис. 5. Схема элементов докембрийской тектоно-магматической активизации на Балтийском щите. Составила Л. В. Григорьева.

1 — граница осадочного чехла Русской плиты; 2 — надвиги на окраине Каледонского складчатого пояса; 3 — зона палеозойского магматизма; 4 — главные глубинные разломы протодива; 5 — палеозойские щелочные интрузии центрального типа; 6 — геологические образования поздней стадии протодива: а — монзониты и граниты, б — габбро-анортозиты комплекса Эгерсуни, в — алевролиты и песчаники Терской впадины; 7 — область омоложения радиологических датировок древних толщ до 1000 млн. лет; 8 — геологические образования средней стадии протодива, формации: а — субщелочных Феррогабброидов, б — диабаз-песчаниковая; 9 — геологические образования ранней стадии протодива, формации: а — габбро-монзонит-гранитовая и щелочных гранитов, б — габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, в — порфировая, г — алевролит-песчаниковая; 10 — области земной коры сокращенной мощности (цифры в квадратах — мощность земной коры, км, по сейсмическим данным [72]); 11 — границы областей докембрийской активизации, области (цифры на схеме): 1 — Дальсландская, 2 — Готская, 3 — Южно-Финляндская, 4 — Ладожская, 5 — Онежская, 6 — Беломорская, Куола-Тикшозерская, 7 — Кейвская, 8 — Ара-Лицевская, 9 — Северо-Шведская, 10 — Лапландская, 11 — Северо-Ботническая.

протоплатформенных структур; 2) с несогласными контурами глубинных и поверхностных структурных элементов.

Блоки первого типа, сформированные на этапах пермобильного, протогеосинклинального и протоплатформенного развития региона, являются соответственно блоками ранней и главной кон-

солидации. Блоки второго типа представляют собой структуры поздней консолидации, связанной с развитием процессов протодива.

План раннеархейских блоковых структур почти полностью затушеван более поздними перестройками земной коры, и можно лишь констатировать, что уже на этой стадии произошло обособление Беломорского, Карельского и Кольского блоков, хотя границы их остаются неопределенными. Блоковый рисунок земной коры для позднеархейской протогеосинклинальной стадии ее развития достаточно уверенно восстанавливается в восточной части Балтийского щита. Особенности размещения геологических формаций и глубинные характеристики позволяют наметить здесь ряд относительно мелких позднеархейских блоков, по масштабам соответствующих блокам II порядка. В Карелии их план определяется ортогональной системой глубинных разломов (рис. 6); на Кольском полуострове ведущую роль играют запад-северо-западные разломы.

Для раннепротерозойского этапа развития региона фиксируется существенно иной план блоковых структур. Кратонизация большей части щита на рубеже 2,7—2,8 млрд. лет назад привела к возникновению крупнейших в регионе геоблоков и мегаблоков с различной тенденцией геологического развития. Так, начало протерозоя ознаменовалось обособлением Карело-Кольского и Дальсландского геоблоков, развивавшихся в дальнейшем в условиях протоплатформенного режима, и разделяющего их Свекофеннского геоблока, соответствующего одноименной раннепротерозойской протогеосинклинали. Внутри Карело-Кольского геоблока окончательно оформились Карельский, Кольский и Беломорский мегаблоки, включающие в свою очередь ряд блоков II порядка. Последние большей частью развивались унаследованно по отношению к более древним блоковым структурам, однако в ряде случаев позднеархейские прогибы в раннем протерозое вовлекались в поднятия (Сегозерский блок), а блоки, имеющие в архее устойчивую тенденцию к воздыманию, осложнялись прогибами (Онежский блок).

Значительная часть архейских и раннепротерозойских блоков была вовлечена в дальнейшее развитие в конце раннего и в позднем протерозое в условиях режима докембрийской тектоно-магматической активизации типа протодива. Следствием этого явилось существенное усложнение тектонического плана региона с образованием новых блоковых структур и частичной трансформацией границ ранних блоков. К стадии протодива относится, в частности, возникновение систем поперечных блоков, ограниченных сквозными мантийными разломами северо-восточной и субширотной ориентировки. Намечается также, что области протодива тяготеют к районам с глубинными воздыманиями мантии и нижних горизонтов коры. Сводовые воздымания мантии зафиксированы в акватории Белого моря, в Прионежье, Приладожье, в районе Кейв и за рубежом — в Южной Швеции, Норвегии, в районе Шеллефтео и в Южной Финляндии [Григорьева Л. В. и др., 1979 г.]. В этих

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТЕЙ ДОКЕМБРИЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НА БАЛТИЙСКОМ ШТИТЕ

Область активизации	Характер субстрата, на котором развивались процессы активизации	Специфика геологического развития; характер и тип наложенных структур
Дальсландская	Консолидированная в архее Свеко-Норвежская складчатая система, развивавшаяся затем как протоплатформа	Многократное оживление древних расколов с образованием на ранней стадии субаэральных порфиров и ареалов гранитных плутонов; на поздней стадии общее омоложение возраста древних толщ до 1000—900 млн. лет, внедрение габбро-анортзитовых плутонов Эгерсунн и монзонит-гранитов Фарсунн и Бохус (1000—900 млн. лет)
Готская	Консолидированная в раннем протерозое Свекофеннская складчатая система	Направленное стадийное развитие; отчетливо выделяется стадия глыбовых движений с развитием наложенных впадин, выполненных континентальными терригенными осадками и субаэральными кислыми вулканитами (субиотний) в ассоциации с ареалами гранитных интрузий, и стадия наложенных впадин с диабазово-песчаниковыми толщами (иотний)
Южно-Финляндская	То же	Направленное сводово-глыбовое развитие территории с образованием на ранней стадии ареалов вулcano-плутонических ассоциаций, представленных субаэральными порфирами и габбро-гранитными сериями. На второй стадии — формирование наложенных впадин, выполненных диабазово-песчаниковыми толщами иотния
Ладожская	Разнотипные образования ранее консолидированных складчатых зон: Свекофеннской, Саво-Ладожской и раннепротерозойской Карельской протоплатформы	Направленное стадийное развитие: на первой стадии — образование ареалов сложнодифференцированных габбро-гранитных плутонических комплексов габбро-монзонит-гранитовой формации и габбро-анортзитов-гранитов рапакиви; на второй — возникновение наложенных впадин, выполненных континентальными диабазово-песчаниковыми толщами иотния. Многократное подновление глубинных разломов, глыбовые движения

Предполагаемый разрез тектоносферы	Металлогенические особенности
Сложное сочетание прогибов и поднятий поверхности М; развитый гранитный слой	Широкое развитие эндогенного молибденового, медного и вольфрамового оруденения; железо-титановое оруденение в габбро-анортзитах, медно-никелевое в габброидах. Концентрации флюорита
Сочетание прогибов и поднятий поверхности М; развитый гранитный слой	Железо-титановое оруденение в габброидах. Месторождения фосфорно-железорудные, железорудные в скарнах, медно-свинцово-цинковые, меднорудные, молибденовые, вольфрамовые
Серия сводовых воздыманий поверхности М в сочетании с резкими ее прогибаниями; развитый гранитный слой	Месторождения свинца, цинка, меди, молибдена, вольфрама в скарнах, грейзенах, кварц-серицитовых метасоматитах и зонах окварцевания
Общее сводовое воздымание поверхности М; в его центре — диоритовый слой при отсутствии гранитного слоя. На периферии — погружение поверхности М с образованием мощного гранитного слоя	В первую стадию — эндогенное оруденение железо-титановое в габброидах, железорудное в скарнах; в связи с гранитами — оловянные, вольфрамовые и молибденовые руды, редкометалльное оруденение. Во вторую стадию — колчеданно-полиметаллическое оруденение

Область активизации	Характер субстрата, на котором развивались процессы активизации	Специфика геологического развития; характер и тип наложенных структур
Онежская	Раннепротерозойская Карельская протоплатформа, сформированная на основании консолидированного Карельского складчатого пояса	Сводово-глыбовое развитие с подновлением древних и образованием новых систем глубинных разломов. Образование дифференцированных гранитных плутонов и трещинных интрузий субщелочных феррогабброндов (Бураковский плутон, дайки и силлы Пудожгорского комплекса)
Беломорская	Протоплатформа, сформированная на основании консолидированной Карело-Кольской складчатой системы	На первой стадии сводово-глыбовые движения с образованием в центральной части тектоно-метаморфических зон, а по периферии — массивов габбро-гранитного состава (умбинский комплекс) и щелочных габброидов (Ельтозерский массив); на второй и третьей стадиях — возникновение наложенных впадин, выполненных континентальными осадками (Терская, Малошуйская впадины), внедрение базальтовых даек
Куола-Тикшозерская	То же	Оживление древних глубинных разломов, внедрение интрузий калиевых гранитов и трещинных тел лейкогаббро-диабазов (панаярвинский комплекс), сопровождаемых альбититами
Кейвская	»	Сводово-глыбовые движения, интенсивная разрывная тектоника, образование ареалов щелочных гранитов и сиенитов кейвского комплекса
Ара-Лицевская	»	Интенсивное развитие древних продольных и молодых поперечных глубинных разломов, образование серии дифференцированных диорит-гранитовых плутонов лицко-арагубского комплекса. На поздней стадии — внедрение базальтовых даек нясюкского комплекса; есть реликты иотнийских песчаников
Северо-Шведская	Консолидированная в раннем протерозое Саво-Ладожская складчатая зона	Сводово-глыбовое развитие с подновлением древних и образованием новых систем глубинных разломов; образование ареалов сложнодифференцированных существенно гранитных комплексов и субаэральных порфиров (граниты Ревзунд, Суршеде, Лина, порфиры Кируны)

Предполагаемый разрез тектоносферы	Металлогенические особенности
Общее сводовое воздымание поверхности М, которому соответствует мощный, хорошо развитый (до 12—15 км) гранитный слой. На периферии погружение поверхности М и сокращение мощности гранитного слоя	Оруденение железо-титановое в габброндах; молибденовая и полиметаллическая минерализация
Обширное сводовое воздымание поверхности М, в центре которого — сокращенный гранитный слой; на периферии — погружение поверхности М и развитый гранитный слой	Свинцово-цинковая минерализация в барит-кальцитовых жилах. Признаки молибденовой, флюоритовой минерализации
Сводовое воздымание поверхности М, которому соответствует мощный (до 15 км) гранитный слой	Редкометалльно-редкоземельное оруденение
	Молибденовое оруденение
Сводовое воздымание поверхности М, которому соответствует мощный, хорошо развитый гранитный слой	Фосфорно-железородное оруденение в связи с порфирами; колчеданно-полиметаллическое оруденение, медные и молибденовые месторождения, вольфрамовые концентрации

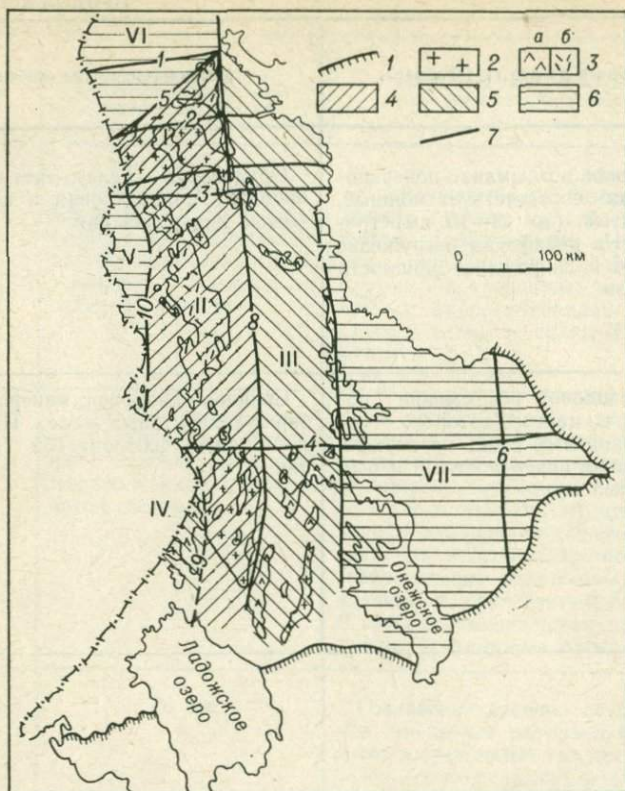


Рис. 6. Схема блокового строения Карелии для позднего архея (до сумия). Составила Л. В. Григорьева.

1 — граница чехла Русской плиты; 2 — позднеархейские гранитоиды; 3 — позднеархейские вулканогенно-осадочные и осадочные формации: а — кератофибро-спилитовая, б — железисто-кварцитовая и песчанико-аргиллитовая; 4—6 — главные типы блоков (цифры на схеме — наименования блоков): 4 — с относительной тенденцией к воздыманию (I — Пяозерский, II — Костомукшско-Гимольский), 5 — с тенденцией к прогибанию (III — Пелозерско-Хаутаварский, IV — Ялонварский), 6 — устойчивые, служившие областями сноса (V — Лексозерский, VI — Енскский, VII — Энгозерский); 7 — разломы (цифры на линиях разломов): 1 — Ковдорско-Африкандовский, 2 — Паяярвинский, 3 — Тикшозерский, 4 — Сегозерский, 5 — Рувозерско-Кандалакшский, 6 — Кожозерский, 7 — Восточно-Гирвасский, 8 — Хаутаварско-Мончегорский, 9 — Ялонварский, 10 — Лексозерско-Куйтозерский.

районах в апикальных частях сводов мощность земной коры сокращается до 30—35 км; на крыльях сводов вследствие ступенчатого погружения границы М формируются системы блоков с различной глубинной структурой, в том числе блоки с наибольшей в регионе мощностью земной коры — 40—42 км.

Блоки разделяются зонами глубинных разломов как продольного северо-западного и меридионального, так и поперечного «антикарельского» северо-восточного и субширотного направлений, в результате чего здесь фиксируются системы продольных и поперечных блоковых структур. Выделяются блоки унаследованного

антиклинорного типа и блоки, соответствующие активизированным раннепротерозойским прогибам и синклиориям (рис. 7).

Внутреннее строение блоков характеризуется сложными взаимоотношениями основных параметров, определяющих тип земной коры: мощности земной коры, мощности диоритового и гранитного «слоев», типа развитых на поверхности пород.

По сочетанию указанных параметров в областях протодива могут быть выделены блоки пяти типов.

1. Блоки с минимальной мощностью коры (30—34 км) и однослойной диоритовой надбазальтовой ее частью, мощностью 9—10 км*, характеризующиеся развитием на поверхности плотных пород и фиксируемые максимумами Δg (Лахденпохский, Водлозерский и др.).

2. Блоки с малой мощностью коры (36—37 км) и двухслойным (диоритовым и гранитным) строением надбазальтовой ее части, мощность которой достигает 12—14 км (Беломорский блок).

3. Блоки с малой мощностью коры (30—35 до 37 км), но с хорошо развитым гранитным слоем (14—15 км) и с широким проявлением на поверхности гранитоидов, сформированных на стадии протодива. Таким блокам соответствуют интенсивные региональные минимумы силы тяжести (Кейвский, Выборгский и др.).

4. Блоки с мощной земной корой (40—42 км) и с мощной двухслойной надбазальтовой ее частью (13—14 км), отличающиеся развитием на поверхности гранитоидных массивов протодива (Вуоксинский и Пюхьярвинский).

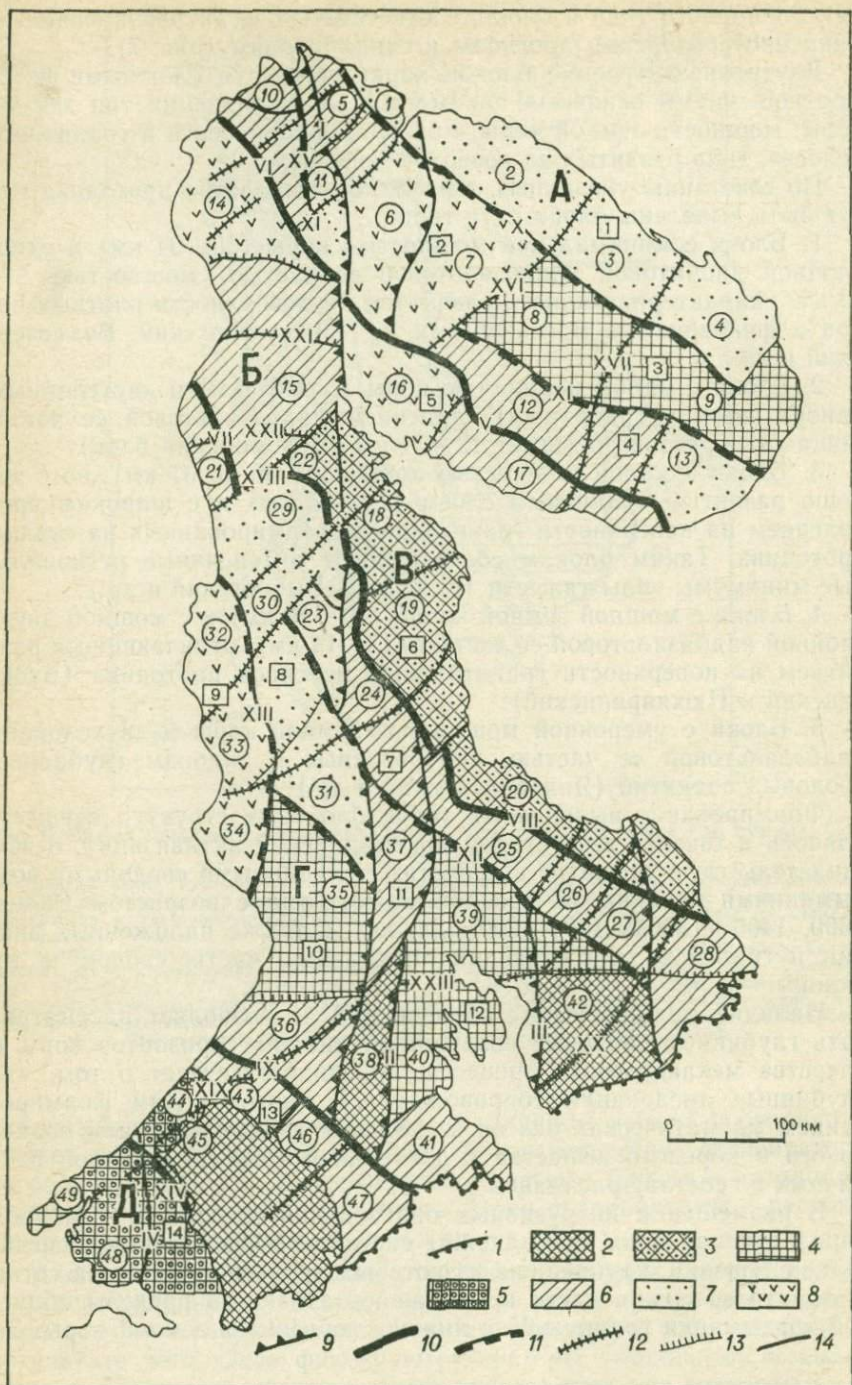
5. Блоки с умеренной мощностью земной коры и двухслойной надбазальтовой ее частью, приуроченные к склонам глубинных сводовых поднятий (Янисъярвинский и др.).

Формирование выделенных типов блоковых структур осуществлялось в течение всех стадий докембрийской активизации, о чем свидетельствует развитие в областях с глубинными сводовыми воздыманиями границы М ареалов магматизма с возрастом 1900—1600, 1400—1300 и 1000—900 млн. лет, а также наложенных впадин и грабен, осложняющих апикальные части сводов и их склоны.

Наличие магматических образований не позволяет рассматривать глубинные сводовые воздымания нижних горизонтов коры в качестве механического процесса, но свидетельствует о том, что глубинные дислокации сопровождались многократным формированием магматических очагов и сложным взаимодействием подкорового и корового вещества с длительной дифференциацией различных по составу расплавов.

В размещении интрузивных образований, впадин и грабен определяющая роль принадлежит системам региональных разрывных нарушений, крупнейшие из которых прослеживаются на сотни километров, весьма часто продолжаясь далеко за пределы областей воздымания границы М и нижних горизонтов земной коры. За

* Осадочный слой исключается из рассмотрения.



пределами таких областей указанные нарушения также трассируются образованиями протодива. Выделяются ортогональные и диагональные системы активизированных разломов. Из них меридиональные и северо-западные являются наиболее долгоживущими, наследующими архейско-раннепротерозойские разрывные структуры, а северо-восточные и широтные в значительной части — новообразованными, активно развивающимися на различных стадиях протодива.

Крупнейшей северо-западной структурой, охваченной процессами докембрийской активизации, является Саво-Ладжская зона, расположенная в области сочленения Карело-Кольской и Свеконенской складчатых систем. В пределах СССР, на территории Приладожья, она трассируется Салминским плутоном габбро-анортозитов—гранитов рапакиви, сложно дифференцированными массивами габбро-монцит-гранитовой серии, Салминской наложенной мулдой, выполненной отложениями иотния и иотнийскими трещинными интрузиями субщелочных феррогаббронидов. В Северной Швеции к ней приурочены дифференцированные комплексы

Рис. 7. Схема блокового строения восточной части Балтийского щита. Составил Л. В. Григорьев.

1 — граница чехлы Русской плиты; 2—6 — блоки поздней консолидации, оформившиеся в связи с докембрийской активизацией: 2 — с минимальной мощностью коры и диоритовой надбазальтовой ее частью, 3 — с малой мощностью коры и с двухслойным (диоритовым и гранитным) ее строением, 4 — с малой мощностью коры и с мощным гранитным слоем, 5 — с мощной корой и с мощным гранитным слоем, 6 — с умеренной мощностью коры и двухслойной надбазальтовой ее частью; 7 — блоки главной консолидации; 8 — блоки ранней архейской консолидации, слабо активизированные; 9—14 — разломы: 9 — трансрегиональные продольные мантийные, частью межблоковые, заложенные в архее и многократно активизированные (I — Хаутоварско-Мончегорский, II — Гирвасский, III — Римский, IV — Выборгский), 10 — продольные мантийные разграничивающие мегаблоки (V — Ожно-Варзугский, VI — Аллареченско-Сальютундровский, VII — Северо-Карельский, VIII — Карельский, IX — Янисъярвинский), 11 — продольные мантийные, ограничивающие блоки II порядка (X — Мурманский, XI — Печенгско-Варзугский, XII — Шомбозерский, XIII — Тулосозерский, XIV — Приозерский), 12 — поперечные сквозные, мантийные и коровые, частью межблоковые (XV — Лицеский, XVI — Цагинско-Харловский, XVII — Терско-Иоканьский, XVIII — Рувозерско-Кандалакский, XIX — Элисенварский, XX — Бураковско-Кожозерский), 13 — поперечные скрытые разломы фундамента (XXI — Ковдорско-Африкандовский, XXII — Салланлатвинско-Вуориярвинский, XXIII — Поросозерско-Шардозерский), 14 — прочие ограничивающие блоки III порядка и межблоковые.

Блоковые структуры на схеме.

А — Кольский мегаблок. Блоки II порядка (цифры в квадратах): 1 — Мурманский с блоками III порядка (цифры в кружках) — Урагубским (1), Териберским (2), Дроздовским (3), Иоканьским (4); 2 — Центрально-Кольский с блоками III порядка — Титовским (5), Оленегорским (6), Чудъяврским (7); 3 — Кейвский с блоками III порядка — Цагинским (8), Устьпоянским (9); 4 — Печенгско-Имандра-Варзугский с блоками III порядка — Печенгским (10), Аллареченско-Котозерским (11), Варзугским (12), Пурнаским (13).

Б — Ботнический мегаблок с блоками III порядка — Лотинским (14), Ениско-Алакуртинским (15).

В — Беломорский мегаблок. Блоки II порядка: 5 — Восточно-Беломорский с блоками III порядка — Кандалакско-Колвинским (16), Терским (17); 6 — Западно-Беломорский с блоками III порядка — Чупино-Лоусским (18), Поньгомским (19), Сосновецким (20); 7 — Куола-Выгозерско-Кожозерский с блоками III порядка — Куолаярвинским (21), Тикшозерским (22), Шомбозерским (23), Лехтинско-Компаковским (24), Парандовским (25), Каменозерским (26), Кожозерским (27), Шардозерским (28).

Г — Карельский мегаблок. Блоки II порядка: 8 — Центрально-Карельский с блоками III порядка — Пяозерским (29), Куйтозерским (30), Суккозерским (31); 9 — Западно-Карельский с блоками III порядка — Войницким (32), Костомукшским (33), Тулосозерским (34); 10 — Гимольский с блоками III порядка — Суоярским (35), Ялонварским (36); 11 — Хаутоварско-Бергаульский с блоками III порядка — Сегозерским (37), Сямозерским (38); 12 — Онежский с блоками III порядка — Выгозерским (39), Ювенецким (40), Шокшинским (41), Водлозерским (42).

Д — Ладжский мегаблок. Блоки II порядка: 13 — Северо-Ладжский с блоками III порядка — Янисъярвинским (43), Пуохяярвинским (44), Лахденпоиским (45), Салминским (46), Оловецким (47); 14 — Южно-Ладжский с блоками III порядка — Вуоксинским (48), Выборгским (49).

Ревзунд и Суршеле, риолиты и кварцевые порфиры Дуобблон; в Финляндии, на побережье Ботнического залива — граниты и вулканогенно-осадочные отложения иотния, выполняющие грабен Мухос.

Наиболее значительной меридиональной зоной протодива является готская система глубинных разломов, заполненная гранитоидами Смоланд и Филипстад и их излившимися аналогами: андезитами, дацитами, риолитами и кварцевыми порфирами. К числу активизированных меридиональных структур относится также Гирвасско-Мончегорская ослабленная зона, состоящая из серии субпараллельных кулисообразных разломов и прослеживаемая на 800 км от границы щита с Русской плитой. Заложённая еще в архее [Григорьева Л. В. и Колесник Н. Н., 1975 г.], эта система на отдельных участках трассируется магматическими производными и впадинами протодива; на юге это Западно-Онежская мульда, на севере — плутоны щелочных габброидов; Елетьозерский и Гремях-Вырмес в Северной Карелии и на Кольском полуострове.

Крупной меридиональной структурой протодива является Вуоксинская система разломов, которая в южной части щита, на Карельском перешейке, контролирует размещение Бородинского, Заветинского, Оярвинского и других гранитных и дифференцированных плутонов, возникших на ранней стадии докембрийской активизации. В южном направлении эта система скрывается под чехлом платформенных отложений Русской плиты, однако методами структурной геофизики и дистанционных съемок фрагменты ее прослеживаются в фундаменте и в чехле Восточно-Европейской платформы вплоть до территории Украинского щита [Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР, 1980 г.; Палеотектонические карты СССР, 1977 г.]. Одной из крупнейших структур, сформированных в условиях режима докембрийской активизации, является система субширотных — северо-восточных глубинных разломов, развитых в области сочленения щита с Русской плитой и формирующих здесь серию поперечных блоков. Указанная система уверенно прослеживается в южных районах Финляндии и Советской Карелии, пространственно совпадая с глобальной радиальной флексурой, выделенной ранее А. А. Полкановым [1956 г.] и трассируясь массивами габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, субиотнийскими и иотнийскими наложенными впадинами, субвулканическими интрузиями иотния. Восточнее эта структура меняет простирание на восток-северо-восточное и продолжается в районы Белого моря [28].

Среди многочисленных северо-восточных разломов протодива крупнейшими являются Лицевская, Рувозерско-Кандалакшская, Элисенваарская и Бураковская системы глубинных разрывных нарушений. Лицевская зона, расположенная на западе Кольского полуострова и прослеженная на расстоянии 200 км, трассируется гранитоидными телами одноименного интрузивного комплекса. Рувозерско-Кандалакшская система разломов, разделяющая Беломорский и Ботнический блоки, проявлена на поверхности мощными зо-

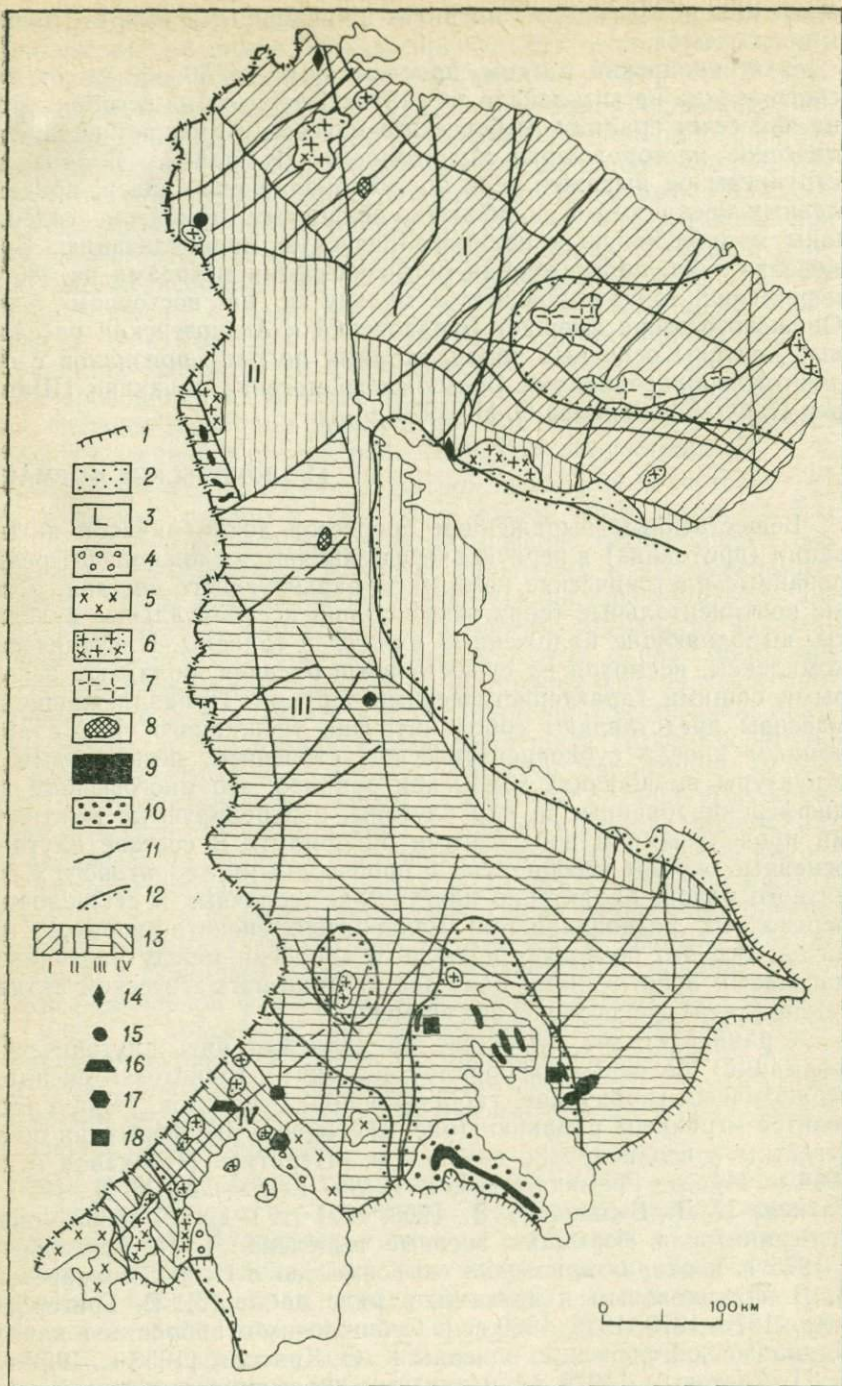
нами милонитов, бластомилонитов и трещинными телами гранитов и пегматоидов.

Элисенваарский разлом, прослеженный на 50—60 км от Финского залива на юго-западе до района Ялонвара на северо-востоке, на юге сечет граниты Выборгского массива и вмещает полиметаллическое месторождение Муникониemi. В районе Ялонварской структуры он выражен серией субпараллельных швов, представленных брекчиями с карбонатно-кварцевым цементом, содержащим молибденовую и полиметаллическую минерализацию. Бураковская зона, прослеженная геофизическими методами на 380 км, пересекает Западно-Онежскую мульду и на восточном берегу Онежского озера вмещает Бураковский и Аганозерский расслоенные плутоны основных пород, сходных по ряду признаков с придонными образованиями Салминского массива рапакиви [Шинкарев Н. Ф., Анищенко О. Н., 1973 г.].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Вещественным выражением процессов докембрийской активизации (протодива) в первую очередь являются сложодифференцированные плутонические комплексы варьирующего состава, а также континентальные терригенные толщи и субаэральные вулканиды, выполняющие наложенные мульды и грабены. Плутонические комплексы, несмотря на существенные отличия, обладают некоторыми общими характеристическими чертами. Принадлежащие им массивы представляют собой интрузии трещинного типа с автономным иногда субконцентрическим строением, независимым от структуры вмещающих толщ; как правило, это многофазные или дифференцированные *in situ* плутоны, контролируемые мантийными продольными и поперечными разломами. В составе плутонов основные породы ассоциируют с производными диоритового и гранитного рядов. Характерно присутствие щелочных и субщелочных переходных разновидностей: монцонитов, сиенито-диоритов, сиенитов. Все это позволяет проводить аналогии между указанными массивами и интрузиями областей тектоно-магматической активизации (дива) фанерозойского времени.

К ранней стадии протодива принадлежат пять плутонических формаций: щелочных габброидов, щелочных гранитов и сиенитов, субщелочных габброидов, габбро-монцонит-гранитов, габбро-анортозитов—гранитов рапакиви (рис. 8). Первые две формации общеизвестны и неоднократно описаны в литературе [Полканов А. А., 1944 г., Массив Гремяха-Вырмес..., 1967 г.; Батиева И. Д., 1976 г.; Батиева И. Д., Бельков И. В., 1968, 1971 гг. и др.]. Габбро-монцонит-гранитовая формация впервые выделена Л. В. Григорьевой в 1975 г. и охарактеризована ею совместно с Н. Ф. Шинкаревым, В. В. Иванниковым и другими, в ряде работ [Л. В. Григорьева и др., 1976, 1978, 1979, 1980 гг.]. Субщелочные габброиды в качестве диабазовой формации описаны К. О. Кратцем [1958 г., 1959 г.], А. П. Световым [1979 г.] и другими. Формация габбро-анортози-



тов—гранитов рапакиви в полном объеме рассмотрена Д. А. Велюс-лавинским и др. [1], Н. Ф. Шинкаревым и О. Н. Анищенковой [1973 г.], Л. П. Свириденко [1968 г.] и другими.

Некоторые plutонические комплексы габбро-монзонит-гранитовой формации, а также габбро-анортозитов—гранитов рапакиви сопровождаются комагматическими вулканогенными сериями варьирующего состава: от андезитов до риолитов, кварцевых порфиров и сиенит-порфиров. Интрузивные породы и их эффузивные аналоги образуют единые вулканоплутонические ассоциации, однако в связи с тем что вулканы переслаиваются с терригенными породами, они в совокупности с последними отнесены к самостоятельной песчанико-андезит-порфировой формации. Помимо этого в составе производных 1-й стадии докембрийской активизации выделяется собственно терригенная алевролитопесчаниковая формация. Принадлежащие ей венские толщи слагают Западно-Онежскую мульду на западном побережье Онежского озера.

Ко 2-й стадии докембрийской активизации относятся ютнийские вулканогенно-осадочные отложения, выделенные в качестве диабазопесчаниковой формации, а также трещинные, частично дифференцированные интрузии субщелочных феррогабброидов. Характерно наличие рапакиви с возрастом 1300 млн. лет (массив Рагунда и др. в Швеции).

Наконец, поздняя стадия докембрийской активизации представлена терригенными толщами, выполняющими третье поколение наложенных впадин и образующими алевролитопесчаниковую формацию; дайками диабазов, монзонитоидов и гранитами (Бохус и Фарсунн) и дифференцированными габбро-анортозитовыми массивами в некоторых районах Южной Норвегии.

Эволюция магматических производных протодива подчиняется следующим закономерностям. Наиболее ранними являются интрузии, принадлежащие формациям щелочных габброидов, щелочных гранитов и сиенитов; их возраст составляет 2000(2100)—1900 млн. лет [22]. Габбро-монзонит-гранитовая формация характеризуется длительным полихронным развитием. Первый интрузивный комплекс этого типа умбинский, датируется 2000—1900 млн. лет назад [39]. Более поздними являются комплексы Ревзунд и Кузнечен-

Рис. 8. Схема распространения геологических образований протодива в восточной части Балтийского щита. Составила Л. В. Григорьева.

1 — границы осадочного чехла Русской плиты; 2 — образования поздней стадии протодива (отложения алевролитопесчаниковой формации); 3—4 — образования средней стадии протодива: 3 — субщелочные феррогабброиды Балаамского шила, 4 — отложения диабазопесчаниковой формации, выполняющие наложенные впадины; 5—10 — образования ранней стадии протодива: 5 — габбро-анортозиты — граниты рапакиви, 6 — дифференцированные комплексы габбро-монзонит-гранитовой формации, 7 — щелочные граниты и сиениты, 8 — щелочные габброиды, 9 — субщелочные феррогабброиды, 10 — алевролитопесчаниковые отложения Западно-Онежской мульды; 11 — главные глубинные разломы протодива; 12 — граница областей глубинных сводов раздела М; 13 — главные геоструктурные области (цифры на схеме): I — Колыский складчатый пояс, II — Беломорская область архейских складчатых сооружений, III — Карельский складчатый пояс, IV — Саво-Ладжская зона и область свекотенд; 14—18 — месторождения и рудопроявления протодива: 14 — свинца и цинка, 15 — молибденовые, 16 — вольфрамовые, 17 — железо-цинк-оловянные, 18 — железо-титановые.

ский (от 1800 ± 50 до 1740 ± 40 млн. лет) и еще более поздними — массивы Суршеле, Смоланд, Филипстад, Лина за рубежом и аралицевский комплекс на Кольском полуострове (от 1700 ± 50 до 1600 млн. лет). Возможно, к этой же формации относятся граниты Бохус с возрастом 1000 млн. лет.

Полихронной является также формация габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Так, Выборгский плутон имеет возраст 1700—1620 млн. лет, Салминский и Улягский плутоны — 1600—1500 млн. лет, массив Рагунда — 1300 млн. лет. По крайней мере дважды проявляется во времени формация субщелочных ферро-габброидов. Ее ранним представителем является Пудожгорский (Ропручейский) комплекс силлов и даек, рвущих отложения вепсия; поздним — Валаамский комплекс иотийских трещинных интрузий, наиболее типично представленных в Приладожье.

Последовательное описание сначала плутонических, а затем вулканогенно-осадочных формаций протодива приведено ниже.

Плутонические формации протодива

Формация щелочных габброидов представлена двумя крупными массивами: Елетьозерским и Гремяха-Вырмес.

Елетьозерский массив площадью 160 км^2 приурочен к межблоковому разлому, разделяющему Беломорский и Карельский мегаблоки. Он имеет концентрически зональное строение, обусловленное размещением расслоенных габброидов в краевых частях массива, а сиенитов — в его ядре.

Массив Гремяха-Вырмес площадью 110 км^2 располагается в разломе, пересекающем Кольский мегаблок, среди архейских гнейсов и диоритов. В его строении участвуют породы двух интрузивных фаз: габбро-пуласкитов, имеющих зональное строение, и нефелиновых и щелочных сиенитов.

В целом набор пород формации определяется: 1) ассоциацией габбро-пуласкитов, включающей габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, плагиоклазиты, оливковые габбро, перидотиты, пироксениты, пуласкиты; 2) ассоциацией нефелиновых сиенитов — щелочных сиенитов, в которую входят ийолит-уртиты, фойяиты и пуласкиты.

Радиологические датировки возраста пород массива Гремяха-Вырмес — 1850 ± 50 млн. лет.

По своим петрохимическим особенностям рассматриваемые породы отвечают производным глубинных щелочно-оливин-базальтовых магм.

С формацией связаны проявления апатита, ильменит-титаномagnetита и циркон-ниобиевая минерализация.

Формация щелочных гранитов и сиенитов развита на Кольском полуострове. Большинство массивов, в том числе наиболее крупных (Среднепонойский и др.), приурочены к Кейвской синклинорной зоне. Мелкие массивы распространены в западной части полуострова и в Мурманском блоке.

Возраст пород формации по данным К—Аг-метода 1700—1600 млн. лет, по данным стронциевого метода, 1900 и 2000 млн. лет.

Размещение интрузий контролируется зонами межблоковых разломов и оперяющих разрывных структур.

Форма интрузивных тел пластинообразная, имеются кольцевые и штокообразные массивы. Размеры их весьма различны. Наибольшими масштабами обладают пластинообразные тела, площадь которых составляет 200—300 км².

Ассоциация пород формации представлена эгирин-авгитовыми гранитами, авгит-лепидомелановыми гранодиоритами, лепидомелан-феррогастингситовыми, эгирин-арфведсонитовыми и эгирин-авгитовыми граносиенитами и кварцевыми сиенитами. Широко развиты жилы аплитов, пегматитов и кварца.

Экзоконтактовые изменения выражаются в метасоматических преобразованиях пород рамы появлением полевошпатовых амфиболитов и метасоматитов по гнейсам, по которым развиваются минералы щелочных гранитов — феррогастингсит, гастингсит, эгирин-авгит и др.

Отличительной геохимической особенностью пород формации является специализация в отношении циркония, редких земель, ниобия, тантала, тория. Содержания этих элементов, а также олова, свинца, цинка, молибдена, меди значительно превышают их кларки в кислых породах и соизмеримы с их содержаниями в щелочных породах Хибинского массива. Концентраторами и носителями большинства акцессорных элементов в породах служат темноцветные минералы.

Генезис формации щелочных гранитов рассматривается, согласно И. Д. Батиевой [1974 г.], как процесс селективной выплавки базальтоидной магмы из мантийного подкорового материала и последующей ее дифференциации. Интервал глубин становления массивов составляет 4—15 км.

Металлогеническая специализация формации определяется редкоземельной минерализацией в пегматитах и метасоматитах.

Габбро-монцонит-гранитовая формация объединяет дифференцированные массивы нескольких интрузивных комплексов: умбинского, кузнеченского, лицко-арагубского с возрастом 2000—1900, 1800±50, 1700±50 млн. лет. На зарубежной части счита их аналогами являются граниты типа Ревзунд, датированные от 1850±50 [Лобач-Жученко С. Б., 1974 г.] до 1740±40 млн. лет [73], граниты Смоланд, Филипстад, Суршеле и другие с возрастом 1750—1600 млн. лет, монцонитоиды и граниты Фарсунн и Бохус с возрастом 1000 млн. лет.

Массивы формации представляют собой трещинные интрузии, дисгармоничные и дискордантные по отношению к структурам вмещающих пород, многофазные или расслоенные *in situ*. Многие массивы имеют субконцентрическое строение. Все они контролируются глубинными разломами протодива и тяготеют в большинстве случаев к областям сводовых воздыманий поверхности М и

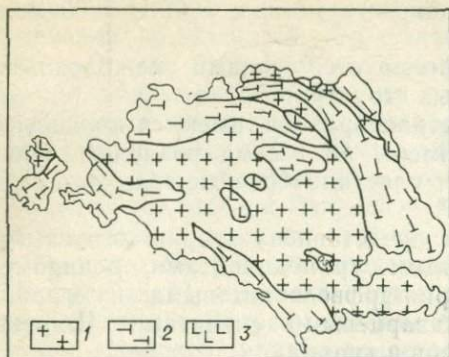


Рис. 9. Схема геологического строения массива Путари, по Г. В. Макаровой с дополнениями автора.

1 — микроклиновые порфириновые граниты; 2 — гранодиориты; 3 — габбро-нориты.

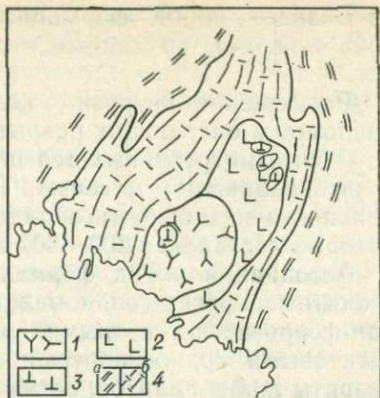


Рис. 10. Схема геологического строения массива Велимяки, по Г. В. Макаровой с дополнениями автора.

1 — монзониты и мангериты; 2 — габбро-нориты; 3 — пироксениты; 4 — сланцы ладожской серии: а — ставролит-биотитовые, б — биотит-кварцевые.

глубинных слоев земной коры: Беломорскому (умбинский комплекс), Ладожскому (кузнеченский комплекс).

Состав формации определяется сочетанием основных, субщелочных и кислых производных, образующих в сложнотифференцированных массивах следующие ассоциации (от ранних к поздним): 1) габбро-нориты с дифференциацией до пироксенитов, эвкритов, амфиболового габбро; 2) диориты, гранодиориты, монзониты и мангериты; 3) кварцевые сиениты, граносиениты, граниты; 4) лейкократовые аплитовидные и пегматоидные граниты. Указанные ассоциации присутствуют в конкретных массивах в различных сочетаниях; некоторые из них могут иметь редуцированное развитие или отсутствовать совсем (рис. 9, 10, 11).

Минеральные парагенезисы большинства пород, за исключением конечных фаз, свидетельствуют о высоких температурах их кристаллизации. В частности, это касается гранитов, среди которых имеются ортоклаз-пироксеновые разновидности, что указывает на перегретость гранитных расплавов. Согласно С. Б. Лобач-Жученко, граниты Ревзунд, судя по минеральным парагенезисам, возникли в условиях гранулитовой фации и расположение их среди пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, однозначно свидетельствует о поступлении гранитных магм с больших глубин.

Становление плутонов, напротив, происходило на относительно небольших глубинах (2—5 км). Для некоторых из них доказано субвулканическое происхождение [Дубровский М. И., 1968 г.].

Распределение пород в пределах массивов часто субконцентрическое, указывающее на своеобразный стиль тектоники при их формировании [Левковский Р. З., 1976 г.]. Все выделенные разно-

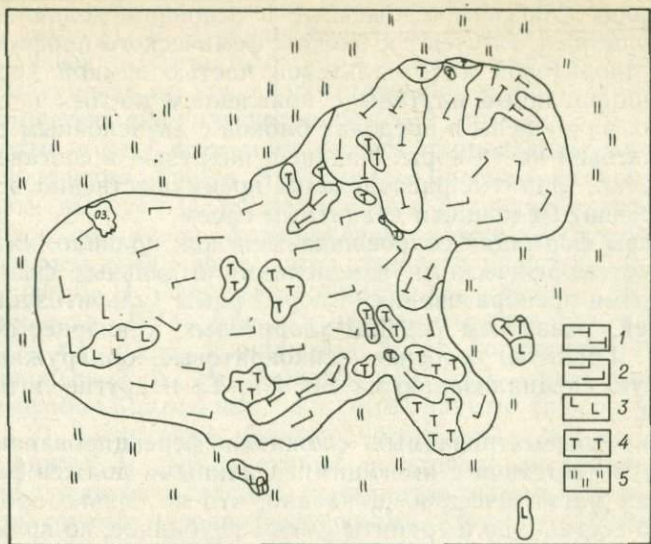


Рис. 11. Схема геологического строения Кааламского массива, по Г. В. Макаровой с дополнениями автора.

1 — гранодиориты; 2 — диориты; 3 — габбро-нориты; 4 — пироксениты; 5 — сланцы ладожской серии.

видности обладают рядом петрографических особенностей, свидетельствующих об их генетическом родстве [Саранчина Г. М., 1972 г.; Григорьева Л. В. и др., 1975 г., 1979 г.]. Им свойственно присутствие гиперстена и железистого биотита; отмечается многостадийная кристаллизация полевых шпатов; характерно высокое содержание $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ при преобладании закисного железа. В кислых разновидностях K_2O преобладает над Na_2O , и только в конечных лейкократовых фазах наблюдаются обратные соотношения. На примере кузнеченского комплекса установлено, что однотипные породы различных массивов близки между собой по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O , Na_2O и близки по составу соответствующим разновидностям в Салминском массиве габбро-анортозитов—гранитов рапакиви [Григорьева Л. В. и др., 1980 г.]. Эти данные свидетельствуют о значительном сходстве рассматриваемых интрузий с плутонами рапакиви, что подчеркивается широким развитием в тех и других трахитоидных и порфировидных текстур. Весьма часто граниты перечисленных комплексов описываются как рапакивиподобные, а некоторыми исследователями прямо рассматриваются в составе формации габбро-анортозитов—гранитов рапакиви [Левковский Р. З., 1976 г.; Граниты рапакиви..., 1972 г.; Шинкарев Н. Ф., 1978 г.].

Жильная фация массивов представлена гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, порфиритами, пегматитами и аплитами. Состав и степень дифференцированности производных, составляющих интрузивные тела, обнаруживают прямую зависимость от типа

земной коры. Массивы, сложенные в основном меланократовыми разновидностями, тяготеют к блокам фемического профиля с однослойной диоритовой надбазальтовой частью земной коры; более дифференцированные плутоны с появлением кислых и субщелочных пород размещены в пределах блоков с двухслойным строением надбазальтовой части коры. Наконец, интрузии, в составе которых преобладают граниты, расположены преимущественно в блоках с хорошо развитым мощным гранитным слоем.

Массивы формации сопровождаются, как правило, интенсивными автометаморфическими изменениями отдельных фаз и гидротермальными преобразованиями пород рамы (альбитизацией, грейзенизацией, развитием серицит-хлоритовых и кварцевых метасоматитов). Граниты, особенно лейкократовые, обнаруживают геохимическую специализацию на Sn, Nb, Ta и другие литофильные элементы.

Генезис рассматриваемых сложнодифференцированных комплексов в соответствии с имеющимися данными должен рассматриваться как магматический. Доказано, что не только производные основного состава, но и граниты имеют глубинное, по крайней мере частично, мантийное происхождение [Лобач-Жученко С. Б., 1974 г.; Шинкарев Н. Ф., Григорьева Л. В., 1976 г.]. Исходной магмой для сложнодифференцированных серий служили, по мнению многих исследователей, расплавы андезит-трахиандезитового состава. Согласно А. Н. и Г. В. Виноградовым [1975 г.], они генерировались в основании земной коры. Нами для объяснения их образования привлекается механизм контаминации сиалического вещества коры базальтовой магмой, поступающей из мантии.

Формация габбро-анортозитов—гранитов рапакиви представлена серией плутонов, тяготеющих к области сочленения Балтийского щита с Русской плитой и образующих здесь субширотный пояс, включающий Выборгский, Салминский, Улялегский, Ахвенистский, Лайтильский, Ейрайокский, Аландский массивы; севернее находится Ботнический, южнее — Новгородский и Рижский плутоны. Возраст пород формации варьирует от 1700 до 1500 млн. лет. Массив Рагунда в Швеции датируется 1300 млн. лет.

Массивы габбро-анортозитов—гранитов рапакиви в большинстве имеют значительные размеры (до 6000–20 000 км²) и представляют собой сложные интрузии пластинообразной формы, дисгармоничные и дискордантные по отношению к складчатым сооружениям докембрия. Возможно, что в некоторых частях они обладают субконцентрическим строением.

В строении плутонов участвует сложная серия пород, включающая габбро-нориты, лабрадориты, монцониты, граниты. Основные и субщелочные разновидности слагают южную часть Салминского массива, где формируют три естественных ряда пород: 1) габбро-нориты и лабрадориты; 2) монцониты и кварцевые монцониты; 3) граниты рапакиви и пегматиты. Монцониты везде окаймляют габбро-нориты и в свою очередь окружены гранитами рапакиви; намечается тенденция к субгоризонтальному залеганию выде-

ленных рядов и перемежаемость разновидностей пород в полосах-слоях. Согласно Н. Ф. Шинкареву и О. Н. Анищенковой [1973 г.], «петрографическая близость пород в пределах одного ряда позволяет рассматривать их как сингенетические, а направленность рядов определяет их син-эпигенетичность».

Гранитные члены формации являются производными нескольких фаз внедрения. Так, в Выборгском массиве установлены лапее-граниты, выборгиты, порфировидные и трахитоидные рапакиви, аплиты и пегматиты, формирование которых обусловлено последовательным внедрением магматического расплава. В Салминском массиве Л. П. Свириденко [1968 г.], а также Д. А. Великославинским и др. [1978 г.] выделены граниты пяти фаз, а Р. А. Хазовым [1973 г.], Ж. Д. Никольской, Л. И. Гордиенко [1977 г.] и Ж. Д. Никольской, А. М. Лариным [1972 г.] — трех фаз внедрения: 1) амфибол-биотитовые оvoidные граниты (выборгиты и птерлиты); 2) биотитовые равномернозернистые, частью порфировидные граниты; 3) лейкократовые аплитовидные граниты. Дайковая фация гранитов рапакиви сложена аплитами, аплит-пегматитами, пегматитами и гранит-порфирами. Постмагматические гидротермально-метасоматические образования представлены магнезиальными и известковыми магнетитовыми скарнами, калишпатитами, альбититами и грейзенами с редкометалльным оруденением, кварц-флюоритовыми и карбонатными жилами с полиметаллической сульфидной минерализацией.

Минеральный состав пород, слагающих формацию, закономерно меняется от основных разновидностей к кислым. Гортонолит и гиперстен, типичные для габбро-норитов, постепенно замещаются амфиболом и биотитом. Состав плагиоклаза меняется от лабрадора до альбит-олигоклаза и альбита. Наряду с микроклином характерно развитие ортоклаза. Породам формации свойственно исключительное обилие акцессорных минералов, главными из которых являются циркон, апатит, флюорит, рутил, сфен, монацит; в биотитовых гранитах развиты турмалин, шеелит, касситерит; в лейкократовых гранитах — топаз, танталит-колумбит, эльсвортит, сфалерит.

Для пород всей серии габбро-анортозитов — гранитов рапакиви характерны некоторые общие черты химизма: высокая железистость, высокое содержание FeO по отношению к Fe_2O_3 , большое значение FeO/MgO , а в кислых разновидностях — преобладание K_2O над Na_2O .

Для ряда элементов типично закономерное возрастание концентраций в поздних гранитных фазах, в силу чего устанавливается металлогеническая специализация лейкократовых гранитов на Nb, Sn, Be и другие элементы. С габбро-анортозитами связано титановое оруденение, с поздними лейкократовыми фазами — оловянно-редкометалльное оруденение [Хазов Р. А., 1973; Никольская Ж. Д., Гордиенко Л. И., 1977 г.].

Генезис гранитов рапакиви большинством исследователей трактуется как магматический, на что указывает многофазное форми-

рование массивов, высокотемпературный характер полевых шпатов, присутствие высокотемпературных фемических минералов — гортоналита и геденбергита.

Ассоциация гранитов рапакиви с габбро-анортозитами свидетельствует о комплементарности этих пород и об общности их происхождения. Поэтому справедливым представляется мнение о глубинном происхождении магм, давших начало этой сложной серии пород [Шинкарев Н. Ф., Григорьева Л. В., 1976 г.; Шинкарев Н. Ф., 1978 г.; Анортозит-рапакивигранитная формация..., 1978 г.].

Структурно-минералогические черты гранитов рапакиви говорят о высокой температуре и низком парциальном давлении воды при их формировании. Указанные параметры соответствуют условиям гранулитовой фации метаморфизма. Можно предполагать поэтому, что высокотемпературная глубинная зона явилась областью рождения магм рапакиви и начала их кристаллизации, тогда как отдельные порции магмы поднимались в верхние структурные этажи. Глубина становления Салминского массива оценивается Р. А. Хазовым в 2,5—3,5 км.

Генезис формации в соответствии с современными представлениями определяется как магматический. По данным С. П. Кларка и др. [1962 г.], И. Куширо [1972 г.], родоначальная магма рапакиви представляла собой мантийный дифференциат, что подтверждается низкими (мантийными) значениями первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в анортозитах и некоторых гранитах рапакиви. Н. Ф. Шинкарев и Л. В. Григорьева [1976 г.] привлекают для объяснения больших объемов гранитов в составе формации механизм сиалической контаминации. О. А. Богатиков [1974 г.] связывает образование родоначальной магмы анортозит-рапакивигранитных плутонов с частичным или полным плавлением глубинных слоев земной коры предположительно диоритового — кварц-диоритового состава.

Формация субщелочных феррогабброидов включает три разновозрастные группы интрузивных образований. Первая из них, наиболее ранняя, объединяет габброиды пудожгорско-койкарского и панаярвинского комплексов с возрастом 1800—1670 млн. лет; вторая — иотнийские интрузии, датированные 1400—1300 млн. лет и типично представленные крупным Валаамским силлом в Приладожье; к третьей, поздней группе несколько условно отнесены анортозит-габбровые комплексы Южной Норвегии с возрастом 1200—900 млн. лет.

Пудожгорско-койкарский комплекс, частично описанный К. О. Кратцем [1958 г., 1959 г.] под названием иотнийской диабазовой формации, а позднее охарактеризованный А. П. Световым [1979 г.] в качестве вепского комплекса основных пород, широко развит в районах Прионежья. Типичным представителем комплекса, по мнению указанных исследователей, является так называемый Ропручейский силл, приуроченный к Западно-Онежской мульде, сложенной отложениями вепсия. В качестве его прямых ана-

логов рассматриваются многочисленные габброидные тела на восточном побережье Онежского озера, в том числе Пудожгорская интрузия и Бураковский массив [Светов А. П., 1979 г., Кратц К. О., 1959 г.] включает в состав комплекса Койкарский силл. По-видимому, к нему должны быть отнесены также некоторые габброидные образования центральной части Онежского прогиба.

Все указанные интрузии имеют специфические черты строения и состава, достаточно резко отличающие их от более ранних габбро-диабазов протоплатформенной стадии развития щита. Рассматриваемые габброиды образуют серии трещинных круто- и пологопадающих тел, тяготеющих к зонам глубинных разломов и размещенных в сложных системах более мелких разрывных структур. Так, согласно А. П. Светову [1979 г.], на восточном побережье Онежского озера вепские основные породы образуют комплекс структурно-сопряженных камерно-инъекционных интрузий, заполняющих северо-восточные и северо-западные межблоковые трещины растяжения и плоскости отслоения в гранито-гнейсовом фундаменте. Бураковский плутон размещается в зоне северо-восточного глубинного разлома. В пределах Онежского прогиба вепские габбро-диабазы трассируют зоны крупных северо-западных разломов глубокого заложения: Гирвасского, Святухинско-Космозерского и других. В этой части района, по-видимому, преобладают крутопадающие интрузии.

Морфологически рассматриваемые массивы классифицируются как дайки, силлы и крупные плаstopодобные интрузии. Размеры их варьируют в широких пределах. Наиболее крупные тела прослеживаются по простиранию на несколько километров при мощности от первых сотен метров до первых километров.

Петрохимические характеристики описываемых пород свидетельствуют о насыщенном или даже несколько пересыщенном кремнекислотой составе исходной магмы. Габбро-диабазы обладают повышенным количеством окиси титана и щелочей при значительных содержаниях калия [Кратц К. О., 1959 г.], типичен высокий коэффициент FeO/MgO , предопределивший железистый характер породообразующих фемических минералов. Все габброидные тела обладают анизотропным внутренним строением, которое выражается полосчатой и линейной (трахитоидной) текстурой пород, а также первичной их расслоенностью. Дифференцированное внутреннее строение особенно характерно для пологозалегающих интрузий, примерами которых являются крупные силлы: Ропручейский, Пудожгорский и др., а также Бураковский плутон. Нижние части силлов сложены габбро-диабазами, верхние — лейкодиабазами и кварцевыми сиенито-диоритами. В целом в составе этого типа интрузий участвует следующий естественный ряд магматических производных: габбро и габбро-диабазы; кварц-ортоклазовые габбро-диабазы; кварцевые габбро-сиениты; кварцевые сиенито-диориты.

Характерно наличие залежей титаномагнетитовых руд, известных в составе Пудожгорского и Койкарского силлов. Особенно яр-

ко расслоенность проявлена в Бураковском плутоне, который разбит на ряд блоков (Авдеевский, Шалозерский, Аганозерский); плутон отчетливо стратифицирован и принадлежит к типу интрузий, дифференцированных *in situ*. Его нижние части сложены зоной переслаивания перидотитов и пироксенитов, выше располагается зона переслаивания этих пород с габбро-норитами, затем следует главная зона, представленная габбро-норитами и, наконец, в апикальных частях концентрируются габбро-диориты, пироксеновые диориты, в меньшей степени сиенито-диориты. Породы обогащены апатитом и титаномагнетитом. По данным А. Б. Лобановой и др. [1975 г.], Бураковская интрузия имеет определенные черты сходства с Бушвелдским и Скергаардским плутонами, что свидетельствует об ее потенциальной рудоносности в отношении титаномагнетитовых руд. Кроме того, ее верхние части напоминают комплекс норитов, габбро-норитов и мангеритов Салминского массива Раппакиви. Бураковская интрузия сопровождается дайками норитов, габбро-норитов, оливковых норитов, габбро-долеритов, частью обнаруживающих сходство с Пудожгорским силлом [Светов А. П., 1979 г.].

Согласно А. И. Богачеву [1972 г.], она рассечена также редкими жилами плагиомикроклиновых гранитов. К. О. Кратц в качестве крайнего члена дифференцированной габброидной серии также называет калиевые граниты. В то же время для плутонов рассматриваемой формации типичны автометаморфические изменения, представленные альбитизацией; эти изменения фиксируются как в пределах интрузий, так и в окружающих образованиях. В альбитизированных породах отмечаются повышенные концентрации апатита (до 5 %) и титаномагнетита (до 10 %).

Панаярвинский комплекс представлен дайками лейкодиабазов, в которых широко развиты зоны альбитизации, альбититовые тела и альбит-карбонатные жилы. Дайки трассируют субширотные и субмеридиональные зоны глубинных разломов, проявленные также участками брекчий с альбит-карбонатным цементом.

Более молодой валаамский комплекс, объединяющий дайки, развитые в пределах Мурманского блока, и одноименный силл в Приладожье, обладает близким сходством с пудожгорско-койкарским комплексом. Валаамский силл, протяженность которого составляет 70 км [Жданов В. В., 1972 г.], представляет собой расслоенную интрузию, в разрезе которой снизу вверх выделяются: габбро-диабазы, конгадиабазы, трахидиабазы, микросиенит-диориты. Среди этих пород, главным образом в верхней части силла, встречаются тела и жилы мелкозернистых красновато-розовых пород — сиенит-аплитов и аплитов. Характерно, что имеются определенные черты сходства между Валаамской интрузией и массивом Путсари на западном побережье Ладожского озера, на что указывал В. В. Жданов [1972 г.]. Массив Путсари является представителем габбро-монцонит-гранитовой формации, в связи с чем можно определенно утверждать, что магматизм протодива на Балтийском щите развивался однотипно в течение длительного интервала вре-

мени, причем между его производными, хотя и относимыми к разным формациям, нет резких границ.

К самой молодой группе интрузий рассматриваемой формации можно отнести анортозиты, габброиды и мангериты провинции Эггерсунн в Южной Норвегии. В этой провинции площадью 1000 км² известно несколько пологопадающих расслоенных плутонов: Эггерсунн-Огна, Холанн и Хеллерен, Она-Сира, Оррестад, Хидра; все они сложены анортозитами, норитами и лейконоритами, которые прорываются пегматитами. Здесь же развит расслоенный лополит Бьеркерем-Хёуге, представленный высокодифференцированной магматической серией и имеющий следующий разрез (снизу вверх): 1) анортозиты; 2) лейконориты и нориты; 3) мангерито-нориты (микроклин- и кварцсодержащие нориты); 4) мангериты и кварцевые монцониты. К провинции Эггерсунн примыкает крупная провинция кварцевых монцонитов Фарсунн. Анортозиты содержат крупные месторождения ильменит-магнетитовых руд. Возраст плутонов провинции Эггерсунн оценивается в 1200—900 млн. лет. Относительно их генезиса высказаны различные гипотезы. Наиболее последовательной представляется точка зрения Дж. А. Бугге [45], согласно которому анортозит-лейконорит-монцонитовая серия пород представляет собой продукт магматической дифференциации лейконоритовой магмы.

Для объяснения происхождения субщелочных габброидов более ранних стадий протодива (массивы Прионежья, Валаамский силл) рядом исследователей привлекается механизм сиалической контаминации мантийной базальтовой магмы веществом земной коры. Такое представление было высказано К. О. Кратцем [1958, 1959 гг.], поддержано В. В. Ждановым [1972 г.] и получило дальнейшее развитие в работах Н. Ф. Шинкарева и Л. В. Григорьевой [1976 г.].

Вулканогенно-осадочные и осадочные формации протодива

Алевролитопесчаниковая формация, включающая образования петрозаводской и шокшинской свит вепсия, локализуется в наложенной мульде на западном берегу Онежского озера.

Для петрозаводской свиты характерно переслаивание разнозернистых сероцветных песчаников с алевролитами и глинистыми сланцами, которые в низах разреза характеризуются горизонтальной и мелковолнистой слоистостью, а выше — пологой косой слоистостью прибрежно-бассейнового и дельтового типов.

Шокшинская свита отличается преимущественным развитием розовых и малиновых песчаников и кварцито-песчаников с прослоями алевролитов, глинистых сланцев, с линзами конгломератов и конгломерато-брекчий. Для толщи в целом характерна косая слоистость со знаками ряби. Общая мощность отложений не менее 2 км.

Возраст пород формации — 1700—1500 млн. лет [Полканов А. А. и др., 1961 г.] и 1900 млн. лет по Pb—U—Th-методу [Виноградов А. П., Тугаринов А. И., 1964 г.].

Накопление осадков петрозаводской свиты происходило в условиях сравнительно мелководного регрессирующего бассейна, шокшинской свиты — в дельтах и периодически высыхающих пресноводных бассейнах.

Песчанико-андезит-порфировая формация объединяет субиотнийские терригенно-вулканогенные отложения западной части Балтийского щита, представленные Дала-порфирами, порфирами Смоланд и серией Кируна в Центральной, Южной и Северной Швеции соответственно, порфирами Энгердаль в Южной Норвегии и хогландия в советской части Финского залива (о. Готланд). Субиотнийские породы полого залегают на поверхности размыва пород свекофенского комплекса, в том числе на гранитах с возрастом 1900 млн. лет, но сами прорваны комагматичными вулканитами гранитами с возрастом 1750—1600 млн. лет (Смоланд, Филипстад и др.).

В составе формации господствуют кислые вулканиты (кварцевые и бескварцевые порфиры), подчиненно развиты сиенитовые и субщелочные разновидности и порфириты. С вулканитами ассоциируют красные аркозовые и кварцитовидные песчаники, конгломераты и глинистые сланцы. В песчаниках наблюдаются знаки ряби, косая слоистость и следы дождевых капель. Кислые вулканиты также обладают красной окраской, свидетельствующей об их формировании в наземных условиях. Общая мощность формации — несколько сотен метров.

Базальт-песчаниковая формация включает отложения салминской, малашуйской и приозерской свит, локализирующиеся в южной части Карельского мегаблока. Залегают они, с корой выветривания в основании, на гранитах рапакиви [Кайряк А. И., Хазов Р. А., 1967 г.]. Возраст пород формации 1480—1200 млн. лет [Геохронология СССР, 1973 г.].

Формация объединяет две толщи: нижнюю — осадочную и верхнюю — вулканогенную. Первая сложена красноцветными полимиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослоями глинистых сланцев; в верхней части толщи появляются туфопесчаники и туффиты. Вторая толща сложена вулканогенными породами — базальтами, андезито-базальтами, базальтовыми порфиритами, диабазами и их туфами. Характерно многопокровное строение разреза. Общая мощность формации 470 м.

Аргиллит-алевролит-песчаниковая формация, сохранившаяся в разобщенных наложенных впадинах по всему побережью Кольского полуострова (п-ов Средний, о. Кильдин, Терское побережье), включает три толщи (снизу вверх):

1) кварцевых, глауконитовых, полевошпатовых песчаников и глинистых сланцев, с пачкой аркозов и конгломератов в основании. На о. Кильдин в этой части разреза присутствуют горизонты кар-

бонатных пород со строматолитами и обильными включениями онколитов;

2) тонкоритмичных сланцевых аргиллитов, алевролитов и алевролитов-песчаников и песчаников, содержащих в отдельных прослоях минералы титана и циркония;

3) красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев и доломитов.

Общая мощность формации 1850 м. Возраст ее варьирует от 1030 до 880 млн. лет [Салоп Л. И., 1971 г.]. В зарубежной части щита ей соответствует спарагмитовая формация Финмаркена (Северная Норвегия), представленная кварц-полевошпатовыми грубозернистыми песчаниками (спарагмитами), кварцито-песчаниками, доломитами и тиллитовыми конгломератами. Аналогичные образования известны в Южной Норвегии, Центральной и Северной Швеции.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Металлогенический облик Балтийского щита определяется наличием месторождений железа, никеля, свинца, цинка, меди, а также фосфатных и глиноземистых руд в сочетании с редкими металлами в месторождениях нефелина и апатита в связи с палеозойскими интрузиями центрального типа; характерны концентрации глинозема в кианитовых сланцах, слюдоносные и керамические пегматиты, флогопит. Значительный интерес представляют оловянные, вольфрамовые, молибденовые руды и некоторые другие полезные ископаемые, перспективы которых еще не оценены.

Характеристике полезных ископаемых щита посвящена обширная литература, отражающая результаты многолетних работ отдельных исследователей и больших коллективов специалистов [14, 16, 39, 40, 41, 42, 45, 47, 49, 54, 58, 66 и др.].

Возникновение рудных образований щита относится к пяти металлогеническим эпохам: раннеархейской, позднеархейской, раннепротерозойской, ранне-позднепротерозойской и палеозойской.

Раннеархейская металлогеническая эпоха сравнительно мало продуктивна, и к ней условно отнесены только кобальтоносные сульфидные руды — фальбанды — и некоторые месторождения железистых кварцитов на Кольском полуострове.

Специфика позднеархейской металлогенической эпохи определяется наличием железорудных месторождений в кварцитах, тесно связанных с лептитами и представленных полосчатыми кварц-магнетитовыми, амфибол-магнетитовыми и гематит-магнетитовыми залежами (месторождения Зюдварангер в Северной Норвегии, Порккен-Пахтаваара в Финской Лапландии, Юссаре в Южной Финляндии, Стрип и Стриберг в Центральной Швеции, Костомукшское в Карелии и др.). С этой же эпохой связано образование серноколчеданных руд в породах кератофиرو-спилитовой формации.

С раннепротерозойской металлогенической эпохой связано образование следующих формаций: железорудной в доломитах и кварцито-сланцах, медно-никелевой в базитах и гипербазитах, полиметаллической и медно-колчеданной в сланцах и кварцитах [39, 45].

Весьма продуктивной является ранне-позднепротерозойская металлогеническая эпоха, сопряженная с режимом протодива. С палеозойской металлогенической эпохой связано образование фосфорно-железо-титановых месторождений, приуроченных к интрузиям ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, и фосфорных (апатитовых) руд в массивах нефелиновых сиенитов.

Металлогения, обусловленная процессами протодива, обладает рядом специфических черт, которые резко отличают ее от металлогении более ранних эпох докембрия. В качестве главных ее особенностей можно назвать следующие.

1. Сложный (пестрый) состав рудных производных, что выражается в развитии месторождений и рудопроявлений сидерофильного (Fe, Ti), халькофильного (Cu, Mo, Zn, Pb и др.) и литофильного (W, Sn и др.) профиля. Это обстоятельство хорошо согласуется с дифференцированным характером синхронных магматических образований, включающих сложные ряды пород (от габброндов и монцонитоидов до калиевых гранитов, граносиенитов и лейкократовых аплит-пегматоидных гранитов).

2. Полиметалльный состав многих месторождений с сочетанием в них литофильных рудных элементов (Sn, W и др.); литофильных и халькофильных — W, Mo, Cu (например, медно-вольфрамовое месторождение Илъярви в Финляндии); литофильных, халькофильных и сидерофильных — Sn, W, Cu, Pb, Zn, Fe (например, месторождения Питкярантское и Китильское в Карелии).

3. Появление концентраций ряда элементов, не характерных для раннего докембрия, таких как Sb, As, Bi, Se, Hg и др. (полиметаллические месторождения района Шеллефтео, медно-селеновый объект Скрикерум в Южной Швеции).

4. Широкое участие в составе рудных концентраций летучих компонентов, в первую очередь Р и F, которые образуют иногда самостоятельные скопления (рудник Иксшёберг в Центральной Швеции и др.).

Всего для областей протодива можно выделить 13 главных рудных формаций: фосфорно-железорудную; железорудную в скарнах; железо-титановую в габброидах и анортозитах; полиметаллическую в хлорит-серицитовых метасоматитах и кварцевых жилах; медно-свинцово-цинковую в скарнах и кварц-серицитовых метасоматитах; медно-никелевую в габброидах и гипербазитах; меднорудную в скарнах и кварц-серицитовых метасоматитах; свинцово-цинковую в барит-кальцитовых жилах; золоторудную в кварцевых жилах; молибденовую в кварцевых жилах и грейзенах; молибден-вольфрамовую в скарнах, грейзенах и зонах окварцевания; урановую в альбит-карбонатных метасоматитах; железо-цинково-оловянную в скарнах и апоскарновых метасоматитах. Некоторые формации по-

являются в ходе развития процессов протодива дважды и трижды. Кроме того, упоминания заслуживают небольшие по масштабам концентрации Р, F, Li и некоторых других редких элементов.

Рудные формации сидерофильного профиля

Эта группа включает три формации: фосфорно-железородную, железородную в скарнах и железо-титановую в габброидах и анортозитах.

Фосфорно-железородная формация наиболее ярко представлена в лене Норботтен Северной Швеции, где многочисленные месторождения этого типа сосредоточены на четырех площадях: Кируна, Сваппавара, Экстрёмсберг-Патток и Елливаре. Как отмечает Е. Грип [45], месторождения в районе Кируна образуют самое крупное в Швеции скопление железной руды; суммарные ее запасы 2 млрд. т. Месторождения других площадей также обладают весьма значительными масштабами.

Апатит-магнетитовые руды тесно ассоциируют с сиенит-порфирами и кварцевыми порфирами (кератофирами), возраст которых составляет 1635—1605 млн. лет [45]. Эти породы в районе Кируны несогласно перекрывают более древние зеленокаменные образования; выше залегают вулканические породы комплекса Нижний Хауки, которые в свою очередь перекрываются филлитами и песчаниками с горизонтами конгломератов. Сиенит-порфиры и кварцевые порфиры прорваны порфировыми дайками; имеются также дайки основных пород. Рудные тела располагаются на двух стратиграфических уровнях. Крупнейшие рудные залежи Кируна-вара и Луоссавара приурочены к несогласному контакту сиенит-порфиров и кварцевых порфиров. Другая группа рудных тел (руды Пер-Гейер) локализуется между кварцевыми порфирами и перекрывающими породами комплекса Нижний Хауки.

На всех месторождениях рудные залежи имеют преимущественно пластообразную и линзовидную форму. Длина их колеблется от 1000 до 4000 м, ширина — от 40 до 200 м, мощность — от 20 до 250 м. В плане, площади рудных залежей варьируют от 20 000 до 185 000, достигая 350 000 м² на месторождении Кируна. Помимо пластообразных рудных тел имеются также рудные жилы или дайки, по терминологии шведских геологов. Они распространены, в частности, на месторождении Левеениеми (площадь Сваппавара), где пересекают как вмещающие породы, так и пластообразные рудные залежи. Мощность рудных даек составляет здесь 0,5 м. Рудные дайки известны также на месторождении Паиннирова, где их мощность достигает 10 м.

Руды всех месторождений состоят из магнетита, гематита и апатита, причем гематит считается вторичным минералом, образованным за счет окисления первичного магнетита. Количество апатита в рудах варьирует от 0,5—1 до 10 и даже 20 %. На месторождении Хенри (площадь Кируна) апатит-магнетитовые руды окайм-

лены массивной апатитовой породой. В пределах большинства залежей руды тонко- и крупнозернистые, массивные, пятнистые и полосчатые. Текстуры их определяются главным образом распределением агрегатов апатита, который, как правило, равномерно рассеян по всей руде, но иногда концентрируется в виде прослоев, пятен или неправильной формы включений. Часто рудные залежи, сложенные массивными и полосчатыми рудами, окружены зонами рудных брекчий, в которых обломки вмещающих порфиров цементируются апатит-магнетитовой рудой. На месторождении Паинирова вообще преобладают рудные брекчин.

В качестве жильных минералов в составе рудных залежей помимо апатита в небольших количествах присутствуют тремолит-актинолит, кальцит, биотит, диопсид, кварц. Околорудные изменения представлены серицитизацией и хлоритизацией вмещающих пород, что установлено для месторождений группы Экстрёмсберг-Патток и на месторождении Левееними.

Имеются случаи, когда магнетитовое оруденение сопровождается сульфидной минерализацией. Так, в северной и центральной частях железорудного тела Грувбергет располагается сульфидное месторождение, сложенное халькопиритом и борнитом (площадь Сваппавара). Аналогичная минерализация установлена на месторождении Чорройокка (площадь Экстрёмсберг—Патток).

В пределах рассмотренных железорудных залежей средние содержания железа составляют 50—60 %, фосфора — 1—3 %. Постоянно отмечаются примеси титана, серы и марганца. Концентрации титана обычно не превышают 1 %; марганец и сера присутствуют в количествах менее 0,1 %. Характерно, что апатит обычно содержит 2,5—3,5 % F, т. е. является фтор-апатитом; фтор иногда замещается хлором. На месторождении Кируна фтор-апатит содержит около 0,6 % редких земель.

Месторождения апатит-магнетитовых руд известны также в Центральной Швеции, в провинции Бергслеген. Они приурочены здесь к узкой зоне длиной 40 км, протягивающейся в направлении север-северо-восток от Гренгесберга до Идкербергета (район Западная Лудвика). Наиболее крупными являются три месторождения: Гренгесберг, Блётбергет и Идкербергет; меньшие масштабы имеют месторождения Фредмундберг и Лекомберг; выявлено также несколько мелких рудопроявлений. Руды этих месторождений являются близкими аналогами апатит-магнетитовых руд типа Кируны. Так же как и последние, они состоят из магнетита, гематита и апатита. Текстуры руд массивные, полосчатые и брекчиевидные. Рудные тела стратиформные, но иногда имеют сложные очертания (рис. 12). Жильные минералы наряду с апатитом представлены кварцем и актинолитом; в меньших количествах присутствуют биотит, мусковит, хлорит, эпидот, гранат, иногда антофиллит, куммингтонит, кордиерит, которые рассматриваются как скарные минералы. Содержания железа в высокосортных рудах составляют в среднем 56—63 %, содержание фосфора сильно колеблется, составляя в среднем 1 %. Имеются примеси марганца — около 0,1 %.

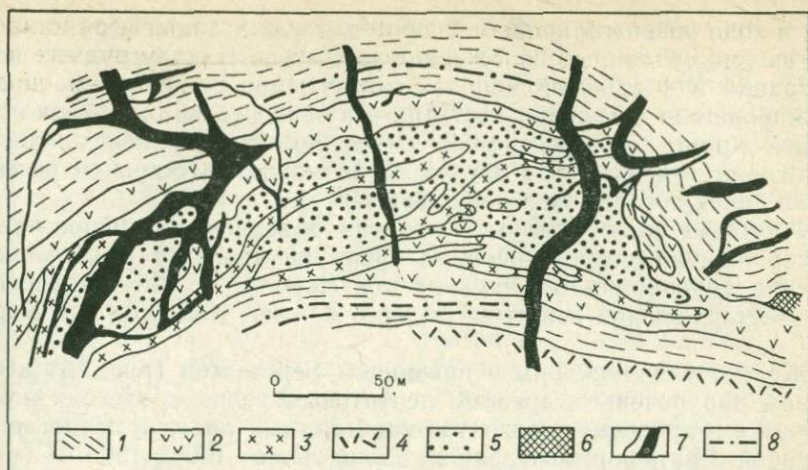


Рис. 12. Рудное поле Идкерберг апатитсодержащей железной руды, горизонт 125 м рудника Центральный, по Н. Сундиусу [45].

1 — гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — пегматиты; 4 — вкрапленная железная руда; 5 — апатитсодержащая железная руда; 6 — биотит-роговообманковые скарны; 7 — долериты; 8 — скелль (жильная глина).

Проблема генезиса апатит-магнетитовых руд является сложной и требует дальнейшего изучения. П. Гейёр и О. Эдман [1974 г.] отстаивают магматогенно-гидротермальное происхождение этих руд; по их мнению, рудоносные растворы были сформированы в ходе кристаллизационной дифференциации относительно глубоко расположенных силикатных магм и благодаря большой мобильности распространялись как по трещинам, так и по пологопадающим ослабленным зонам между лавовыми потоками. Отложение руд происходило на умеренной глубине.

В противоположность этому Т. Парак [1975 г.] приводит доказательства в пользу эксгальационно-осадочного происхождения руд типа Кируны. Он отмечает, в частности, хорошо выраженную слоистость в пределах рудных залежей и относит ее за счет накопления рудного вещества в осадочном процессе. Имеющиеся данные скорее свидетельствуют в пользу гидротермальной концепции. На это указывает и приуроченность крупнейших рудных залежей к контакту интрузии сиенит-порфиров с вышележащими кварцевыми порфирами.

Новейшие данные М. Флейшера, согласно которым по составу редких земель апатиты Кируны аналогичны апатитам эндогенного происхождения и резко отличаются от осадочно-метаморфогенных апатитов, определенно опровергают гипотезу Т. Парака и свидетельствуют об эндогенном генезисе руд Кируны. Если придерживаться гидротермальной концепции, то, очевидно, источником сиенит-порфиров, кварцевых порфиров и рудоносных растворов служили одни и те же или синхронные магматические очаги, возник-

шие в ходе развития процессов протодива. С позиций этой концепции вполне объяснимо положение сходных по составу рудных концентраций в различных породах, отличающихся временем своего формирования: в древних лептитях и в относительно молодых порфирах. Кроме того, признание гидротермального происхождения апатит-магнетитовых руд допускает возможность широкой регенерации более древних железорудных залежей.

Формация железорудная в скарнах объединяет большое число месторождений, сосредоточенных преимущественно в Центральной Швеции (провинция Бергслеген) и в Норботтене [45]. Аналогичные месторождения известны также в Южной Норвегии и в Карелии.

Железорудные скарны в провинции Бергслеген (рис. 13) в основном приурочены к древним лептитовым толщам, где они локализируются в пределах горизонтов карбонатных пород и представляют собой стратиформные залежи площадью от 1000—1900 м² (месторождение Смелътармоссен) до 25 000 м² (рудное поле Ньюберг в районе Восточная Лудвика). В ряде случаев рудные тела приобретают сложную форму, образуя неправильные линзы с многочисленными ответвлениями, заходящими в слои скарнов и карбонатных пород. Руды полосчатые, пятнистые и вкрапленные. Главный рудный минерал — магнетит, иногда присутствует гематит (рудное поле Стросса и др.). Во многих рудных телах наблюдаются повышенные содержания фосфора — 0,1—0,05 % (рудное поле Раккурйерви в районе Кируны и др.). Апатит иногда образует в рудах весьма значительные концентрации, хотя руды и не могут еще классифицироваться как апатитсодержащие (рудное поле Буренгсберг в провинции Бергслеген). Примечательно, что апатит в скарных рудах содержит примерно поровну фтор и хлор, тогда как в апатите железных руд типа Кируны обычно преобладает фтор.

Среди железорудных скарнов выделяются также богатые марганцем и безмарганцевые разновидности. Значительные концентрации марганца отмечаются главным образом в железорудных скарнах провинции Бергслеген. Кроме того, скарные месторождения весьма часто сопровождаются сульфидной минерализацией. Практически сульфиды имеются на всех известных месторождениях. К главным сульфидным минералам относятся пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит и галенит, однако встречаются также кобальтин, глаукодит, арсенопирит, самородный висмут, примером чего может служить месторождение Хокансбода; обилием минеральных видов отличаются рудники Лонгбан в районе Филипстад. Здесь известны железные и марганцевые скарные руды, приуроченные к крупному доломитовому телу. Окислы марганца сопровождаются силикатами марганца и группой минералов, содержащих бериллий, титан, ванадий, бор, фосфор, хлор, фтор, свинец, мышьяк, сурьму и др. Имеются друзы и жилы, сложенные кальцитом, баритом, в которых встречаются многие редкие минералы.

Приведенные данные свидетельствуют о весьма сложном составе железорудных скарнов, что служит косвенным указанием на их

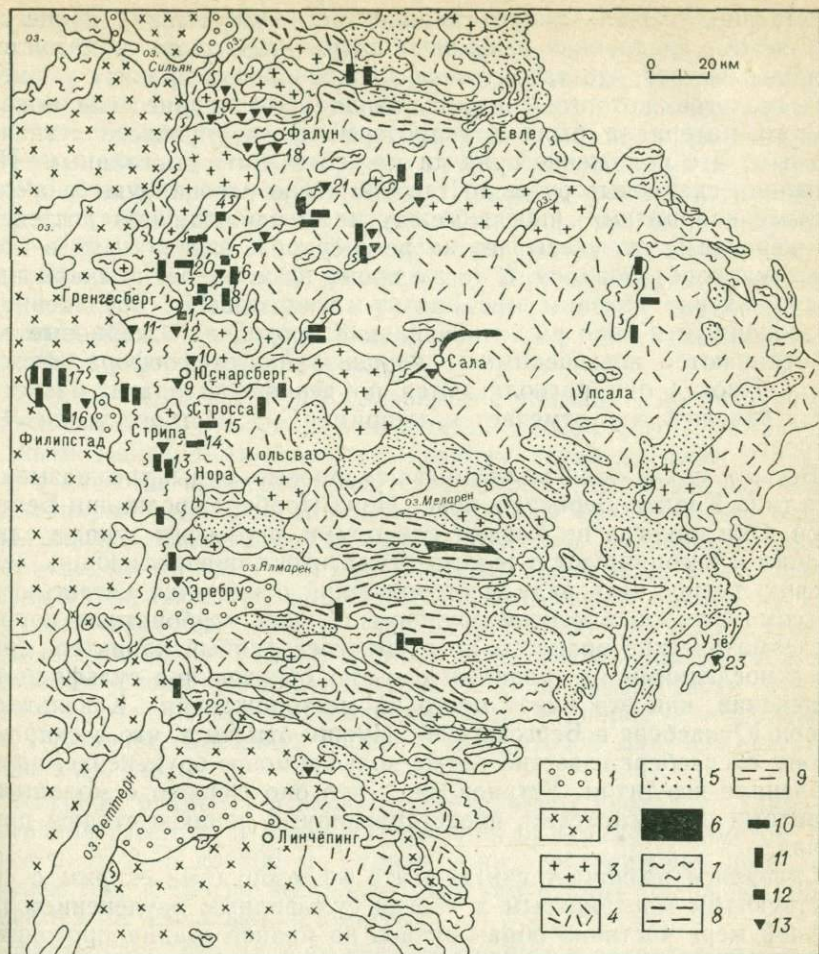


Рис. 13. Геология и полезные ископаемые Центральной Швеции, по Ф. Бэку и Е. Грипу [45].

1 — кембрийско-силурийские отложения; 2 — готские граниты; 3 — свекофенские молодые граниты (граниты протодива); 4 — свекофенские древние граниты; 5 — сланцы и грауваки; 6 — известняки и доломиты; 7 — лептитовая формация; 8 — сланцеватость в свекофенских гранитах; 9 — сланцеватость в лептитах и метаосадках; 10—13 — месторождения рудных полезных ископаемых: 10 — полосчатые кварцитовые железные руды, 11 — скарные железные руды, 12 — апатитосодержащие железные руды, 13 — сульфидные руды. Месторождения (цифры на карте): 1 — Гренгсберг, 2 — Блётберг, 3 — Фредмундберг, 4 — Идкербергет, 5 — Нюберг, 6 — Хилленг, 7 — Буренсберг, 8 — Стелльберг, 9 — Кавельторп, 10 — Юснарсберг, 11 — Икшсберг, 12 — Хёркен, 13 — Клакка-Лерберг, 14 — Стрипа, 15 — Стресса, 16 — Персберг, 17 — Лонгбан, 18 — Фалу, 19 — Иншён, 20 — Гренструван, 21 — Левос, 22 — Оммеберг, 23 — Утё.

полигенное происхождение. Правда, в настоящее время считается, что месторождения скарновых железных руд образовались в результате метаморфизма осадочных накоплений, однако такое решение вопроса представляется слишком упрощенным. Помимо метаморфизма на образование рудных залежей большое влияние,

несомненно, оказали гидротермально-метасоматические процессы, связанные с внедрением различных возрастных групп гранитоидов. Нужно отметить, что такая точка зрения широко принята у шведских геологов, которые считают, однако, что привнесение нового рудного материала было в гидротермальном процессе незначительным. Это положение вряд ли можно считать доказанным. Несомненно, скарновые руды достаточно тесно ассоциируют с железистыми кварцитами; иногда между ними наблюдаются постепенные переходы, что указывает на регенерацию древних руд в процессе скарнообразования. В то же время не менее тесно скарновые месторождения связаны и с апатит-магнетитовым оруденением, образованным в ходе развития явлений протодива. Скарновые руды отличаются повышенными концентрациями фосфора, фтора, хлора. Иногда они располагаются по периферии апатит-магнетитовых залежей, что отмечается, например, на месторождении Лакмберг.

Весьма показательны кварцево-скарновые руды так называемого типа Клакка-Лерберг в поясе Нора-Норберг провинции Бергслаген. Они никогда не бывают слоистыми, окружены зонами слюдизации и ассоциируют с телами пегматитов, пронизывающих лептитовую толщу. Для ряда месторождений отмечается интенсивное метасоматическое изменение рудовмещающих карбонатных пород. Метасоматические процессы носят многостадийный характер, причем с последними их стадиями связано образование сульфидного оруденения, как это имеет место на месторождении Кавельторп (район Юснасберг в Бергслагене). Нужно отметить, что в скарнах района Юснасберг известно также вольфрамовое оруденение, представленное шеелитом. Установлено, что оно связано с молодыми гранитами и пегматитами, представляющими раннюю стадию протодива.

Сказанное позволяет считать, что железорудные скарны с сопутствующим марганцевым и иногда сульфидным оруденением по крайней мере частично образовались на ранней стадии протодива в связи с деятельностью гидротермальных систем, продуцируемых дифференцированными существенно гранитоидными интрузивными комплексами. В пользу этого свидетельствует наличие явно эпигенетического марганцевого оруденения в районе оз. Веттерн, а также молодых железо-марганцевых руд в Юго-Западной Швеции [45].

Формация железо-титановая в габброидах и анортозитах объединяет серию магматических ильменит-магнетитовых месторождений, связанных с расслоенными плутонами основного состава, включающими анортозиты и мангериты. Такого типа плутоны широко распространены в областях докембрийской активизации, хотя ограниченное количество радиологических датировок не всегда позволяет уверенно говорить о времени их возникновения.

По имеющимся данным можно выделить три возрастные группы рудоносных интрузий, связанных с различными стадиями докембрийской активизации. К ранней принадлежат веписийские габ-

броиды Южной Карелии с возрастом 1670 млн. лет [65], возможно, гипериты Южной Швеции, а также некоторые интрузии Норботтена, Северной и Южной Норвегии, Финляндии, не имеющие достоверных определений изотопного возраста. Более молодую группу составляют долеритовые интрузии, ассоциирующие с иотинскими песчаниками, например крупный рудоносный силл острова Ульвё в центральном Норланде. Наконец, к поздней группе относятся габброиды и анортозиты Южной Норвегии с возрастом 1200—900 млн. лет, первые из которых развиты в районе Конгсберг-Бамбле, а вторые формируют анортозитовую провинцию Эгерсунн [45]. Несмотря на различный возраст, перечисленные массивы обладают рядом общих черт, что уже отмечалось при описании геологических формаций.

Железо-титановые руды, связанные с упомянутыми интрузиями, также характеризуются рядом общих особенностей. Главными рудными минералами являются магнетит, титаномагнетит и ильменит; в качестве примесей присутствуют пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, шпинель. Жильные минералы представлены оливином, плагиоклазом (лабрадором), пироксеном, амфиболом, иногда хлоритом, биотитом. Руды вкрапленные, полосчатые и массивные. Рудные тела образуют пластовые залежи, линзы, однако их языки часто секут вмещающие породы. Встречаются также трубообразные тела, дайки (жилы) и блоки руды, как например, на месторождении Руотиваре в Норботтене. Иногда присутствуют рудные брекчии, включающие обломки вмещающих пород — месторождения Руотиваре, Смоландс-Таберг в гиперитовой зоне Южной Норвегии и др. [45].

Размеры рудных тел варьируют в широких пределах. Длина их составляет десятки и сотни метров, иногда первые километры при ширине от 2—5 до 200 м. Рудные зоны, содержащие несколько рудных тел, а иногда несколько десятков рудных залежей, протягиваются на несколько километров.

Характерно, что на всех месторождениях в значительных количествах присутствует ванадий, который добывается наряду с железом и титаном. Рудные гипериты Южной Швеции содержат 0,35 % V_2O_5 , руды месторождений Аккаваре, Ерфоняуре, Руотиваре Норботтена и Сельвог Северной Норвегии — 0,17 %, рудные залежи месторождения Нурмёре Южной Норвегии — 0,31 %, в Пудожгорском и Койкарском месторождениях Южной Карелии — 0,43 %. В ильменит-магнетитовых рудах провинции Эгерсунн концентрации ванадия достигают 0,6 %. Следует также отметить присутствие в некоторых месторождениях апатита. Примечательно при этом, что даже в одной провинции могут присутствовать рудные залежи с апатитом и без него. Примером может служить комплекс Эгерсунн. Главные его месторождения являются безапатитовыми, однако в рудной зоне месторождения Бильстадванн, выявленной в лейконорит-анортозитовых слоях лополита Бьерк-рем-Хёуге, содержание апатита местами достигает 10 %. Для

провинции Эгерсунн эти руды рассматриваются как руды нового типа [45].

В пределах крупных месторождений района Эгерсунн наряду с ильменитом иногда встречается рутил. Последний является главным минералом группы месторождений в Юго-Восточной Норвегии, на площади Крагерё и Мудум [45]. Среди развитых здесь рудных объектов выделяются апатит-рутиловые и рутил-альбитовые месторождения. Апатит-рутиловые рудные тела имеют форму даек или жил, связанных с массивами гиперитов. Мощность даек колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров, длина — от 10 до 100 м. Апатит, представленный хлорапатитовой разновидностью, ассоциирует с флогопитом, энстатитом и скаполитом. Характерно, что содержания хлора в апатите сильно варьируют. Так, на месторождении Эдегорден выделяются золотисто-желтый апатит с 6 % хлора и желтовато-белый апатит с 1,7 % хлора. Апатит на этом месторождении отличается также необычно высоким содержанием иттрия (3000 г/т) и редкоземельных элементов. Здесь же присутствуют фосфат церия (монацит) и фосфат магния (вагнерит). Флогопит содержит 0,5 % V_2O_5 .

Генезис железо-титаномагнетитовых руд оценивается как магматический, сегрегационный и фузивный [Кратц К. О., 1957 г.].

Ильменит-магнетитовые руды провинции Эгерсунн рассматриваются Дж. А. Бугге как продукты дифференциации лейконоритовой магмы. Аналогично апатит-рутиловые и рутил-альбитовые месторождения районов Крагерё и Мудум относятся Дж. А. Бугге [1976 г.] к поздним дифференциатам такой же магмы. Этот исследователь утверждает, что источником апатит-рутиловых и рутил-альбитовых руд служили силикатные расплавы основного состава, расположенные на значительной глубине в земной коре, и что между этими расплавами и магмами, породившими комплекс Эгерсунн, существуют родственные связи [45].

Рудные формации халькофильного профиля

К этой группе относятся шесть формаций: медно-никелевая, золото-мышьяк-медно-свинцово-цинковая, медно-свинцово-цинковая, меднорудная, молибденовая и золоторудная.

Формация медно-никелевая в габброидах и гипербазитах представлена медно-никелевыми месторождениями наиболее характерными для раннепротерозойской протогеосинклинально-протоплатформенной стадии развития земной коры. В то же время имеются медно-никелевые концентрации, ассоциирующие с базит-ультрабазитовыми магматическими производными, возникшими на стадии докембрийской активизации. К их числу относятся некоторые никелевые месторождения Норботтена, расположенные в габброидах, связанных с гранитами Суршеле, возможно, никелевые месторождения Шеллефтео в Южной Швеции, а также медно-никелевые руды Южной Норвегии, образованные, по-видимому, на поздней стадии протодива. Не исключено, что к этой же группе

должны быть отнесены месторождения никелевого пояса Ахлайнен-Кюльмякоски в Южной Финляндии. На территории Карелии к ней принадлежат мелкие медно-никелевые проявления Приладозья, связанные с габброидами кузнеченского комплекса.

В Южной Швеции месторождения рассматриваемой формации известны в районе Фалун, где они приурочены к небольшой трещинной интрузии габбро (рудник Кусо) и к дайке метадолеритов (месторождение Слеттберг) [45].

Никелевые месторождения района Шеллефтео — Лаинийяур и Эльгиден — приурочены к дифференцированным интрузиям основного состава: дайкам, силлам, факолитам [45]. На месторождении Лаинийяур состав пород в пределах крупного факолита меняется от габбро до диоритов и кварцевых диоритов. Никельсодержащая пирротиновая руда, вкрапленная и массивная, концентрируется главным образом в габбро; в руде отмечаются также небольшие количества халькопирита и мышьяково-никелевых минералов. Помимо того, на месторождении имеются дайки (жилы) никель-мышьяковой руды, содержащей большое количество никелевых, мышьяковых и сульфидных минералов. Такие дайки секут никельсодержащие пирротиновые руды, что указывает на многостадийное образование рудных залежей.

Рудоносные массивы Южной Финляндии сложены преимущественно перидотитами, однако в них имеются также роговообманковые габбро, диориты и пегматитовые жилы, примером чего может служить массив Кюльмякоски. Руды концентрируются в средней и нижней частях интрузивных тел, образуя вкрапленные, штокверковые и массивные скопления. Минерализованные зоны имеют длину 100—180 до 1000 м, ширину 50—100 м и мощность 5—70 м. Состав руд сложный. Главные рудные минералы представлены пирротин, халькопиритом, пентландитом и кубанитом. Наиболее важные из редких минералов — никелин, маухерит и кобальтин; отмечаются молибденит, минералы платины и палладия, серебро-содержащий пентландит.

Особую группу составляют никелевые месторождения Южной Норвегии поздней стадии режима протодива, они связаны с интрузиями норитов, которые концентрируются вдоль южного побережья Норвегии в узком поясе, простирающемся от района Эстафолль на востоке до Хардангера на западе [45]. Нориты варьируют по составу от оливиновых до кварцевых, местами они постепенно переходят в гипериты. Рудные тела представлены линзами, которые локализуются в придонных частях интрузий. Руды вкрапленные и массивные. Главные их минералы: пирротин, пирит, магнетит, апатит, гиперстен и плагиоклаз; имеются минералы платины и палладия.

Некоторыми специфическими чертами обладает месторождение Флот. Рудные залежи концентрируются здесь в амфиболитах Эвье, которые, по мнению Т. Ф. Барта [1947 г.], возникли в результате изменений норитовой интрузии в связи с внедрением пегматитовых тел. Пегматиты, инъецирующие амфиболиты (нориты),

имеют широкое распространение и содержат ряд редких минералов: тройейтит (редкий минерал скандия), берилл, гадолинит, эвксенит, ксенотим. Они разрабатываются на кварц и полевоы шпат.

Генезис медно-никелевых сульфидных руд преимущественно оценивается как магматический, связанный с ликвацией сульфидных расплавов. В то же время имеются рудные скопления, связанные с постмагматическими гидротермальными процессами. Они локализуются обычно в тектонических трещинах, как, например вкрапленная минерализация в жильных глинках на месторождении Слеттберг (Шеллефтео).

Следует особо отметить, что на примере месторождений Южной Норвегии устанавливается тесная генетическая связь между медно-никелевыми и железо-титановыми рудами, ассоциирующими с основными массивами протодиба. Сульфиды никеля присутствуют в ильменитовом месторождении Телльнес; несколько участков никелевых руд имеется в пределах норитовой зоны анортозитового тела Эггерсунн-Огна. В то же время в медно-никелевых рудах в значительных количествах обычно развит магнетит. Дж. А. Бугге [45, с. 362] указывает, что «во время образования анортозитов как магматических кумулатов никель и медь, вероятно, выносились и концентрировались в норитовых телах на более высоком уровне».

Формация золото-мышьяк-медно-свинцово-цинковая в хлорит-серицитовых метасоматитах и кварцевых жилах представлена в районе Шеллефтео, где насчитывается примерно 100 рудных тел этого типа [45].

Рассматриваемый район, приуроченный к северо-западному окончанию Саво-Ладожской зоны, сложен породами древней вулканической группы, представленной кварцевыми кератофирами и кератофирами, которые прорваны гранитами Йёрен, более молодыми вулканогенно-осадочными отложениями переходной группы, инъецируемыми гранитами Галлейяуре, и поздними толщами так называемой филлитовой группы, в составе которых участвуют осадочные породы (известняки, филлиты и вулканиты основного состава). Эти образования прорываются гранитами Ревзунд с возрастом порядка 1740 ± 40 млн. лет и Суршеле, радиологические датировки которых составляют 1600 млн. лет (рис. 14).

Полиметаллические месторождения располагаются преимущественно в породах нижней вулканической и переходной групп, вблизи выходов гранитов Ревзунд. Характерно, что на площади Болиден оруденение, локализующееся по периферии двух гранитных массивов, обнаруживает явную латеральную зональность: с удалением от массивов содержание меди в рудных телах уменьшается, а цинка и свинца увеличивается. В то же время полиметаллическая минерализация часто тесно ассоциирует с основными и лампрофировыми дайками.

Рудные тела имеют линзовидную и жильную форму. Длина рудных линз составляет от 40 до 600 м при мощности 20—70 м;

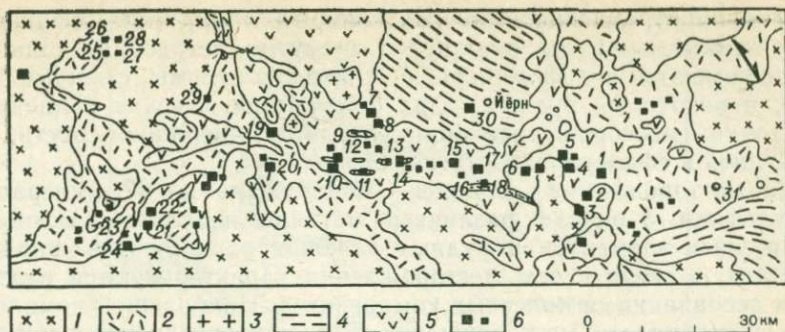


Рис. 14. Полезные ископаемые и основные геологические особенности района Шеллефтео, по Е. Грипу [45].

1 — граниты Ревзунд; 2 — филлитовая группа; 3 — граниты Галлейяур; 4 — граниты Йёрн; 5 — вулканическая группа; 6 — рудные провинции сульфидных месторождений (цифры на рис.): Болиден (1 — Болиден, 2 — Лонгселе, 3 — Лонгдаль, 4 — Окулла, 5 — Канкберг), Ренстрём (6 — Ренстрём), Петиктреск (7 — Хольмчерн, 8 — Олиден), Антиклиниорий Менстреск-Эльвабергет (9 — Менстреск, 10 — Эльвабергет), Антиклиниорий Малонесет (11 — Хёгкулла, 12 — Маурлиден, 13 — Норрлиден, 14 — Бьюрфорс), Антиклиниорий Кедтреск (15 — Сванселе, 16 — Удден, 17 — Кедтреск, 18 — Осен), Купол Неслиден (19 — Раккейяур, 20 — Неслиден), Антиклиниорий Виндельгранселе и Кристенберг (21 — Кристенберг, 22 — Чимхеден, 23 — Ревлидмюран, 24 — Ревлиден), Купол Адак (25 — Адак, 26 — Линдскёльд, 27 — Ренимюран, 28 — Рудшебеккен); никелевые месторождения: 29 — Ланнийяур, 30 — Эльглиден; литиевые пегматиты: 31 — Варутреск.

мелкие рудные тела имеют длину 10—40 м при мощности 3—4 м. Оруденение прослеживается до глубины 300—400 м. Линзы как полого-, так и крутопадающие (до вертикальных). На месторождениях присутствуют от одной до нескольких рудных линз (рис. 15). Рудные тела располагаются обычно в зонах рассланцевания, в местах усложненной складчатости и на крыльях куполов, сопровождаясь ореолами серицитизации и окварцевания вмещающих пород.

Руды обычно массивные, тонко- и грубозернистые, иногда вкрапленные. Как правило, они характеризуются сложным составом. Из наиболее распространенных рудных минералов можно

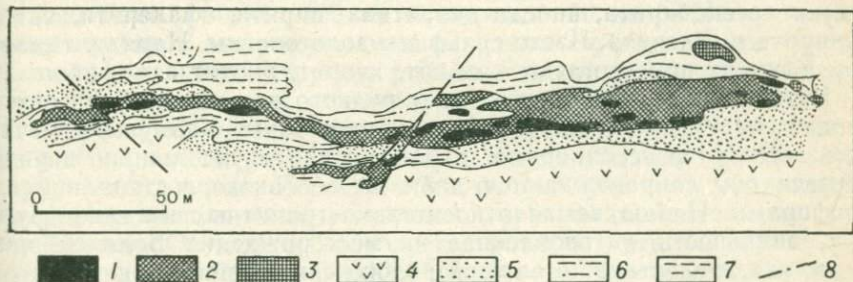


Рис. 15. Геологическая карта месторождения Болиден, по О. Эдману [45].
1—3 — руды: 1 — арсенопиритовая, 2 — пиритовая, 3 — пирротиновая; 4 — неизмененные вулканические породы; 5 — серицитовые сланцы; 6 — пирито-серицитовые сланцы; 7 — хлорит-серицитовые сланцы; 8 — сбросы.

назвать пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, блеклые руды, пираргерит, висмутин, тетраэдрит, станнин, золото; имеются сульфоминералы, минералы сурьмы, селена и теллура; в некоторых рудных телах отмечаются высокие концентрации ртути (месторождение Лонгселе, где содержание ртути, заключенной в сфалерите, достигает 250 г/т).

На месторождении Болиден обнаружено до 47 минералов: 34 сульфида, 3 окисла, различные металлы и сплавы. Соотношения рудных элементов в рудных залежах варьируют в широких пределах, в связи с чем месторождения характеризуются различными ассоциациями полезных компонентов. Наибольшей комплексностью отличалось месторождение Болиден, эксплуатировавшееся с 1926 до 1967 г. Оно являлось самым крупным месторождением золота в Европе и одним из крупнейших в мире месторождений мышьяка. В его руде содержалось 1,5 г/т Au, 50 г/т Ag, 1,42 % Cu, 0,9 % Zn, 0,3 % Pb и 6,8 % As.

Комплексный характер имеют руды месторождений Лонгселе, Лонгдаль, Окулла-Эстра, Канкберг, Ренстрём, Хольмчерн, Вестра-Маурлиден, Удден и др. В то же время руды ряда месторождений обладают сравнительно простым составом и характеризуются преимущественным развитием медных и цинковых минералов (месторождения Окулла-Вестра, Эльвабергет, Сванселе, рудник Мен-треск и др.). Наряду с рудными минералами в рудах содержатся кварц и турмалин. Наблюдаемые минеральные парагенезисы указывают на длительное, многостадийное формирование рудных залежей; так, на месторождении Болиден выделено три последовательные стадии формирования руд, осуществлявшегося в ходе пульсационной эволюции гидротермальных растворов, ранние порции которых были высокотемпературными и считаются пневматолитовыми.

Помимо рудных залежей в хлорит-серицитовых метасоматитах в районе Шеллефтео известны кварцевые жилы с арсенопиритом и золотом, связанные с гранитами Ревзунд. Мощность жил колеблется от десятков сантиметров до 1,5 м, длина — от десятков метров до 100 м и более. В кварце содержатся вкрапленность и прожилки арсенопирита, иногда пирротина, пирита, сфалерита, халькопирита и галенита. Часто сульфиды золотоносны. Наряду с кварцем в жилах присутствуют кальцит, хлорит, биотит и амфибол.

Источники рудных растворов и рудного вещества на рассмотренных месторождениях точно не установлены. Как уже отмечалось, последние ассоциируют с гранитами Ревзунд, однако в ряде случаев они сопровождаются дайками основного состава и лампрофирами. Наблюдаемая относительно гранитных массивов рудная зональность, установленная на месторождении Болиден, как будто свидетельствует о важной рудогенерирующей роли гранитов Ревзунд. Этот вывод подкрепляется тем обстоятельством, что пегматитовые жилы, ассоциирующие с гранитами Ревзунд, на площади Норролонгтреск — Очерберг содержат включения арсенопирита и лёллингита с золотом. Вместе с тем пространственно-временная



Рис. 16. Лептитовые пояса и рудные районы Центральной Швеции с некоторыми наиболее важными рудниками, по Е. Грипу [45].

1 — лептитовые пояса; 2 — рудники; цифры на схеме: 1 — район Западные Лудвики, 2 — район Восточные Лудвики, 3 — район Юснарсберг, 4 — пояс Нора—Стресса—Риддархюттан, 5 — район Филиппстад, 6 — сульфидный пояс Фалун—Гарпенберг—Сала, 7 — Северо-Восточный район, 8 — Южный район.

ассоциация рудных образований с лампрофирами и базитовыми дайками, возможно, свидетельствует о ювенильных источниках части рудных растворов. Значительное количество рудных элементов могло при этом заимствоваться из боковых пород.

Формация медно-свинцово-цинковая в скарнах и кварц-серицитовых метасоматитах, типично представленная в провинции Бергслеген, в Южной Швеции и Финляндии, возможно, является близким аналогом охарактеризованной выше полиметаллической формации района Шеллефтео.

В провинции Бергслеген медно-свинцово-цинковая формация включает многочисленные месторождения сульфидных руд, большая часть которых сосредоточена в пределах пояса Фалун—Гарпенберг—Сала длиной 120 км и шириной 30 км [45]; последний ориентирован в северо-западном направлении, вкострест простирается главных складчатых структур района, а также других рудных поясов преимущественно с железным оруденением (рис. 16).

Сульфидные месторождения локализуются главным образом в лептитовой толще, располагаясь как в лептитах, так и в прослоях карбонатных пород. Последние на рудных участках скарнированы, иногда окварцованы, лептиты подвержены серицитизации и окварцеванию. Оруденение образует стратиформные залежи и линзы площадью от 700 до 50 000 м², часто приуроченные к сводовым частям крутых антиклинальных складок (складок волочения), очевидно осложненных разломами. Такая позиция рудных тел отмечается на месторождениях Фалун, Флорберг, Кальвбеккен и др. Иногда рудные тела могут быть столбчатой формы. Руды вкрап-

ленные, прожилково-вкрапленные, иногда массивные. В зависимости от степени развития и преобладания тех или иных рудных минералов они делятся на комплексные, медные и свинцово-цинковые; встречаются также месторождения с преобладающей серебряной минерализацией. Комплексные руды известны на месторождениях Фалун, Кальвбеккен, Лёвос, в пределах рудного поля Гарпенберг-Одаль, на руднике Бронес.

На месторождении Фалун комплексные массивные и вкрапленные руды состоят из пирита, халькопирита, пирротина, сфалерита; присутствуют галенит, магнетит, золото, свинец-висмут-селеновый минерал—вейбулит. Главный жильный минерал — кварц.

На руднике Гарпенберг вкрапленные руды представлены сфалеритом, галенитом, меньше халькопиритом и пиритом; в значительных количествах присутствует серебро. Здесь же развиты кварц-флюоритовые жилы, содержащие небольшие концентрации золота. На этом месторождении, как и на площади Фалун, присутствуют зоны жильной глинки; отмечается, что руда следует слоистости, но в то же время контролируется участками жильных глинок, которые служили проводящими каналами для рудоносных растворов.

Весьма сложным составом отличаются руды месторождения Хокансбода в пределах пояса Нора-Стросса-Риддархюттан. Они содержат халькопирит, кобальтин, глаукодит, арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит и самородный висмут. Характерно, что сульфиды сосредоточены в висячем боку месторождения марганцево-железных руд в скарнах.

Сложным составом отличаются медно-цинковые месторождения Айяла и Метсямонтту в Южной Финляндии [45]. Эти месторождения располагаются в субширотной зоне смятия, к северу от которой развиты амфиболиты, а к югу — слюдистые и кордиерит-антофиллитовые гнейсы с прослоями известняков, скарнов и кварцитовых пород. Рудные тела представляют собой субпараллельные минерализованные зоны длиной до 400 м и мощностью менее 20 м с крутым до вертикального падением. Руды вкрапленные и массивные; отмечается, что на месторождении Метсямонтту преобладают пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и пирротин; присутствуют также буланжерит, теннантит, тетраэдрит, андорит, геокронит, марказит и самородные металлы: серебро, золото, мышьяк и сурьма. На месторождении Айяла развиты халькопирит, пирит, пирротин, арсенопирит с подчиненными галенитом, сфалеритом, марказитом, молибденитом и магнетитом.

Происхождение сульфидных руд Центральной и Южной Швеции и Южной Финляндии является предметом дискуссии. Преобладают две точки зрения: согласно первой из них, сульфидное оруденение сформировалось в процессе магмиевого метасоматоза, синхронного со складчатостью вмещающих пород и связанного с интрузиями раннесвекофеннских гранитов. Вторая концепция рассматривает оруденение как эксгальационно-осадочное, сингенетичное с вулканитами. Обеим точкам зрения противоречат радиологические датировки руд — 1,8—1,7 млрд. лет [46]. Они определены

но указывают на важную роль процессов докембрийской активизации в формировании рассматриваемых рудных концентраций.

Представление о связи сульфидных месторождений Центральной и Южной Швеции с событиями протодива подкрепляется следующими обстоятельствами. Рудные объекты концентрируются на площадях широкого развития «молодых» гранитов с возрастом 1,8—1,7 млрд. лет. В пределах многих рудных полей имеются пегматиты и граниты с бедной сульфидной минерализацией, что отмечается, например, в пределах железорудного поля Биспберг (пояс Фалун — Сала).

Формация меднорудная в скарнах и кварц-серицитовых метасоматитах объединяет месторождения медных руд, развиты в южной части Балтийского щита, на территории Норвегии, Швеции и Финляндии, в провинции Норботтен Северной Швеции и в Северной Норвегии [45]. Указанные месторождения образуют две разновозрастные группы, первая из которых с возрастом 1,8—1,7 млрд. лет обнаруживает связи с ранней стадией докембрийской активизации, а вторая знаменует собой поздние стадии активизационных процессов.

Месторождения ранней группы характеризуются сравнительно широким распространением. К ним относятся медные месторождения районов Отвидаберг и Вестервик в Южной Швеции, месторождение Ориярви в Южной Финляндии, многочисленные медные объекты в Норботтене и Северной Норвегии. Нужно особо подчеркнуть, что по своим особенностям перечисленные месторождения обнаруживают тесные связи с полиметаллическими и медно-свинцово-цинковыми рудными концентрациями провинций Шеллефтео и Бергслаген; в отношении состава между теми и другими существуют постепенные переходы, и часто формационная принадлежность конкретных рудных объектов может служить предметом дискуссии.

Медные месторождения второй, более молодой группы развиты более локально; они сконцентрированы в Южной Норвегии, на северо-западе этого региона (месторождения Фруланн и др.) и в провинции Телемарк-Сетесдаль.

В Южной Швеции медные месторождения располагаются на площади развития лептитового комплекса, в составе которого помимо лептитов присутствуют амфиболиты, слюдяные сланцы, кварциты и известняки. Комплекс интродуцирован древними гранитами, дайками основных пород и молодыми гранитами Смоланд. Медные руды приурочены к узким зонам смятия, в пределах которых отмечается развитие серицита, хлорита, роговой обманки, биотита и кварца (месторождения Отвидаберг и Гладхаммар). Медная минерализация на руднике Сольстад концентрируется в хлорит-биотит-роговообманковых жилах, рассекающих блок кварцитов, заключенный в гранитах Смоланд. Длина рудных тел 60—70 м при общей протяженности минерализованных участков более 1 км, мощность 3—6 м. Руды вкрапленные; на месторождении Отвидаберг они представлены халькопиритом и пиритом с небольшим ко-

личеством борнита. Руда имеет здесь шаровую текстуру с круглыми конкрециями кварца, слюды и магнетита. На месторождении Гладхаммар присутствуют магнетит, гематит, пирит, халькопирит, борнит, линнеит и кобальтин. Рудник Сольстад характеризуется развитием халькопирита, подчиненно — пирита и пирротина.

В Южной Швеции известно также отработанное медно-селеновое месторождение Скрикерум. Медная руда располагалась здесь в кварцитах (зоне окварцевания?), залегающих в красных гранитах Смоланд. Селеновая руда была сконцентрирована в секущей кальцитовый жиле длиной по простиранию 8 м и на глубину 20 м. В жиле присутствовали эвкайрит $(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{Se}$, берцелианит Cu_2Se и круксент $(\text{Cu}, \text{Pb}, \text{Ag})_2\text{Se}$; в медной руде содержались вторичные урановые минералы, клаусталит PbSe и науманнит $(\text{Ag}_2\text{Pb})\text{Se}$ [45].

Месторождение Ориярви в Южной Финляндии приурочено к известнякам и лептитам, первые из которых в ходе предрудного и рудного процессов подверглись скарированию, а вторые были превращены в кордиерит-антофиллитовые породы. Рудное тело тяготеет к гранодиоритам батолита Ориярви; оно имеет субширотное простирание с крутым (70°) падением к северу. Сульфидные минералы представлены халькопиритом, сфалеритом, пирротинном, галенитом; спорадически встречаются марказит и блеклая руда.

В провинции Норботтен известны многочисленные медные месторождения, но действующим является только рудник Аитик. Оруденение локализуется в древних лептитах и гнейсах, а также в порфирах Кируны вместе с апатит-магнетитовыми рудами (месторождение Грувбергет); характерно, что оно тесно ассоциирует с более молодыми гранитами Лина и с трещинными телами лейкодиабазов. Рудные тела представлены стратиформными залежами, секущими рудными телами и жилами. В стратиформных залежах и секущих шлирах присутствуют вкрапленные и массивные руды, сложенные халькопиритом, в меньшей степени пиритом, пирротинном, борнитом. На месторождении Аитик отмечают также сфалерит, галенит, арсенопирит, блеклая руда с серебром, на месторождении Грувбергет — арсенопирит, эритрин, молибденит и самородное золото; жильные минералы — кварц, барит, флюорит, кальцит, турмалин, апатит. Околорудные изменения выражены скарированием и в ряде случаев серицитизацией с образованием широких зон серицитолитов.

В Южной Норвегии многочисленные медные месторождения, сосредоточенные главным образом в провинции Телемарк-Сетесдаль, образуют молодое поколение медных рудоконцентраций с возрастом 950—900 млн. лет. Медная минерализация образует линзы и реже вкрапленность в кварцевых жилах. Последние имеют длину в несколько десятков метров, иногда до нескольких сотен метров, и мощность от 15 см до нескольких метров. В жилах присутствуют также кальцит, слюды, полевые шпаты, хлорит, флюорит, турмалин. Характерно обилие рудных минералов, в состав которых входят Fe, Mo, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Bi, Te, а также

Ti, Co, Cd, Sn, In, W и Se. Наиболее распространены халькопирит, борнит, дигенит, халькозин, молибденит, галенит, сфалерит, минералы висмута, арсенопирит и электрум, которые слагают моноили полиминеральные руды. Преобладают медные месторождения (Омдаль, Моснап и др.). Наряду с ними имеются месторождения, содержащие молибден (Дален и Баядаксли), мышьяк (Листулли), золото (Блек), и висмут (Юв). Руды характеризуются многостадийным образованием. Отмечается их зональное расположение внутри и вокруг гранитных интрузий. К гранитам приурочены рудные тела, сложенные преимущественно халькопиритом, а также пиритом и магнетитом; они окружены зоной, где преобладают халькопирит-борнитовые руды с подчиненными магнетитом и гематитом; по периферии этой зоны располагаются борнит-халькозиновые рудные тела с примесью гематита. Примечательно, что иногда халькопиритовое оруденение развито на участках, где крупные гранитные массивы не выходят на поверхность.

Генезис медных руд большинством исследователей оценивается как эпигенетический, гидротермальный. Месторождения тесно ассоциируют с магматическими производными разных стадий протодива. В Южной Швеции они локализируются вблизи гранитов и в гранитах Смоланд; в Норботтене установлена несомненная тесная их связь с гранитами Лина и с лейкоднбазами; отмечается, что рудный метасоматоз проявился здесь значительно позже регионального метаморфизма и осуществлялся вдоль зон разрывных нарушений [45, с. 294]. В Южной Норвегии медные месторождения образовались одновременно с посткинематическими гранитами (датируемыми 950—900 млн. лет) или позже них. С учетом этого гидротермальный генезис медных руд представляется наиболее вероятным. Прямая связь рудоносных растворов с гранитами проблематична; скорее, они связаны с глубинными очагами, продуцирующими дифференцированные интрузивные серии. Такое предположение подтверждается ассоциацией медных руд с различными по составу магматическими образованиями; косвенно об этом свидетельствует сложный металлический состав руд, в которых ассоциируют халькофильные, сидерофильные и литофильные элементы.

Формация молибденовая в гранитах, кварцевых жилах и грейзенах включает ряд небольших по масштабам месторождений и рудопроявлений, локализующихся в Дальсландской, Готской, Ладжской, Онежской, Северо-Шведской, Лицко-Арагубской и других областях докембрийской активизации. В составе формации отчетливо выделяются два поколения рудных объектов, ранние из которых образовались на первой, а поздние — на последней стадии протодива.

Представителями ранней группы являются: Ялонварское месторождение, ассоциирующее с гранит-порфирами; Юрийокское месторождение, связанное с гранитами лицко-арагубского комплекса; месторождения Илиторнио и группы Йокмокк в Лапландской области докембрийской активизации, связанные с гранитами Лина и их пегматитами; рудные объекты района Шеллефтео, ассоциирую-

щие с гранитами Ревзунд и Лина; месторождение Вапаранта в Южно-Финляндской области докембрийской активизации и некоторые другие. Все перечисленные рудные молибденовые концентрации локализуются либо вблизи гранитных плутонов, либо непосредственно в них, в пегматитовых обособлениях и жилах, а также в зонах рассланцевания и сопровождаются грейзенами или кварц-серицитовыми изменениями; кроме того, молибденит образует вкрапленность в кварцевых жилах. Часто эти типы минерализации совмещены в пространстве.

Рудные тела характеризуются протяженностью от 10—12 до 600—700 м. Состав руд может быть простым и сложным. Так, на площади Йокмокк в Северной Швеции молибденит часто является единственным рудным минералом пегматитов. В рудах Ялонварского месторождения помимо молибденита присутствуют пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, пирротин. Особенно сложным составом отличаются руды Яурийокского месторождения. Рудоносные жилы кроме кварца сложены флюоритом, мусковитом, кальцитом, биотитом. Из рудных минералов наряду с молибденитом присутствуют пирит, магнетит, гематит, иногда шеелит, базовисмутит. На ряде мелких рудопроявлений в Восточной Карелии молибденит ассоциирует с редкометальной минерализацией в кварцевых жилах, грейзенах и гранитах. Характерно развитее самородного висмута, бисмутита, бисмита, фергусонита, шеелита; здесь же присутствуют флюорит, топаз, розовый турмалин [39].

Следует отметить, что вольфрам в виде шеелита или вольфрамит присутствует в рудах многих молибденовых месторождений или образует отдельные рудные тела, расположенные, однако, вблизи от молибденовых рудоконцентраций. Это свидетельствует о достаточно тесной генетической ассоциации указанных металлов.

Относительно молодые молибденовые месторождения, составляющие группу, сформированную 1000 млн. лет назад, распространены в Южной Норвегии, в районах Ругалани и Вестагдер [45]. Они локализуются здесь в пределах протяженного пояса северо-восточного направления, протянувшегося от анортозитовой провинции Эгерсунн на юго-западе до округа Телемарк на северо-востоке (рис. 17). На площади Вестагдер находится рудник Кнабен, представляющий собой наиболее крупное молибденовое месторождение региона, и рудник Эрсдален, с молибден-вольфрамовым оруденением.

Молибденовое оруденение, согласно Дж. А. Бугге, представлено в районе четырьмя главными типами: 1) вкрапленная молибденитовая минерализация в амфиболовых гнейсах — тип фальбандов; 2) вкрапленность молибденита в гранитах, обычно альбитизированных, с повышенными концентрациями кремнезема, известных под местным названием гангфьелль; 3) вкрапленность и прожилки молибденита в аплитах и пегматитах; 4) молибденитсодержащие кварцевые жилы и линзы. Перечисленные типы тесно связаны между собой.

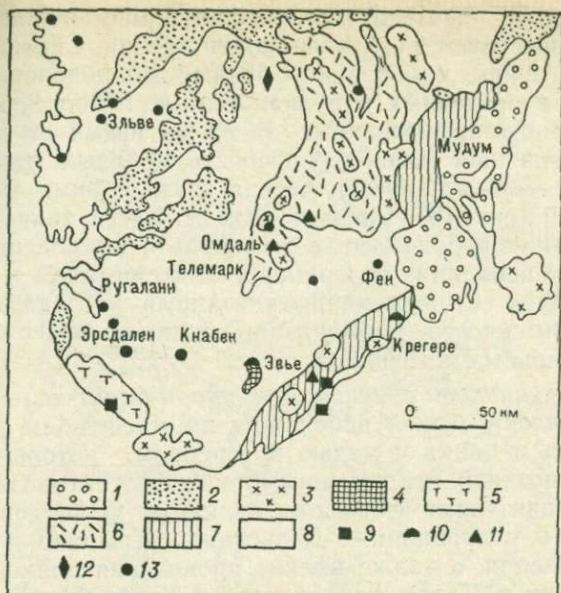


Рис. 17. Основные особенности геологического строения и полезные ископаемые Южной Норвегии, по Дж. А. Бугге [45].

1 — пермские отложения (область Осло); 2 — кембрийские—силурийские отложения; 3 — граниты позднедокембрийские; 4 — габбро позднедокембрийские; 5 — анортозитовая провинция Эггерсуни; 6 — серия Телемарк; 7 — комплекс Конгсберг-Бамле; 8 — средний и поздний докембрий; 9—13 — рудные месторождения: 9 — железо-титановые, 10 — медно-никелевые, 11—13 — полиметаллические (11 — Cu-Zn, 12 — Pb-Zn, 13 — Mo).

Рудные тела имеют протяженность десятки и сотни метров до 1,5 км при ширине до 30—80 м. Месторождения Кнабен приурочены к асимметричному фальбанду длиной 6 км при ширине 1 км. Здесь развиты вкрапленные руды типа фальбандов, а также молибденитсодержащие кварцевые жилы, пегматиты и аплиты. Достоверные запасы составляют 2,5 млн. т руды с содержанием MoS_2 0,15 %; дополнительные проектируемые запасы определяются аналогичными цифрами.

Руды на молибденовых месторождениях помимо молибденита содержат пирит, пирротин, халькопирит. Из жильных минералов наряду с кварцем присутствуют кальцит, мусковит и флюорит.

Более сложный состав имеет оруденение на молибден-вольфрамовом руднике Эрсдален. Рудная минерализация приурочена здесь к двум меридиональным субпараллельным зонам в гнейсах и амфиболитах. Зоны прослежены на 240 м, на юге смыкаются в одну, минерализованы они неравномерно. Главными рудными минералами являются шеелит, молибденит и вольфрамит (ферберит). Присутствуют также ильменит, магнетит, пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин, самородный висмут и висмутин. Выделяются два типа шеелита: без молибдена и с молибденом, содержания которого в шеелите достигают 10 %.

Относительно генезиса молибденовых месторождений Южной Норвегии существуют различные точки зрения. Считается возможным сингенетичное накопление бедных молибденовых руд типа фальбандов в осадочных и вулканогенных породах, впоследствии интенсивно метаморфизованных. В то же время не вызывает сомнения повышенная молибденоносность молодых гранитов с возрастом 1000—900 млн. лет и тесная связь с ними молибденовых концентраций (рис. 18). Согласно Дж. А. Бугге, такие граниты являлись источником рудоносных растворов и молибдена, о чем свидетельствуют невысокие содержания этого металла и меди в гранитных породах. Одновременно указанный исследователь не исключает возможности мобилизации рудного вещества из более древних локальных источников.

Формация цинково-свинцовая в кварц-барит-кальцитовых жилах представлена серией небольших по масштабам рудоконцентраций свинца и цинка с медью и серебром, которые фиксируют проявление поздней стадии докембрийской активизации. Типичными представителями формации являются медно-серебряно-галенитовые жилы в провинциях Дальсланд, Вермланд и Сконе Юго-Западной Швеции, а также мелкие проявления цинково-свинцовой минерализации в Ладожской области докембрийской активизации и в некоторых активизированных районах Кольского полуострова (Варангерфьорд, мыс Орлов Терский, Порья губа).

В Дальсланде рудные жилы секут как иотнийские породы формации Дальсланд, так и более древние образования. Характерно, что они ориентированы вкрест простираения иотнийских отложений и имеют субширотное простираение. Длина жил достигает 200 м, мощность — 1—2 м и более. Жилы состоят из кварца с подчиненными количествами кальцита и хлорита, иногда барита, флюорита и полевого шпата. Рудные минералы — галенит, халькопирит, пирит, тетраэдрит.

Рудопроявления Кольского полуострова содержат сфалерит-галенитовые, халькопирит-сфалерит-галенитовые и галенитовые жилы, в которых помимо рудных минералов присутствуют кальцит, барит, кварц, иногда флюорит. Рудные минералы образуют в жилах вкрапленность, гнезда, прожилки. Размеры жил колеблются в широких пределах. Некоторые из них достигают в длину сотен метров, а жильные зоны — 2 км и более; мощность жил составляет десятки сантиметров — первые метры (в раздувах — 3—6 м). Рудная минерализация распределена в жилах неравномерно, однако имеются значительные по масштабам участки: 220 м в длину при мощности 0,7 м, с содержанием свинца до 4 и цинка 2,8 % [39].

Возраст рассматриваемых месторождений с учетом имеющихся радиологических датировок по галенитам составляет 1000—900 млн. лет, т. е. близок ко времени формирования наиболее молодых докембрийских интрузивных образований, широко развитых в Южной Норвегии.

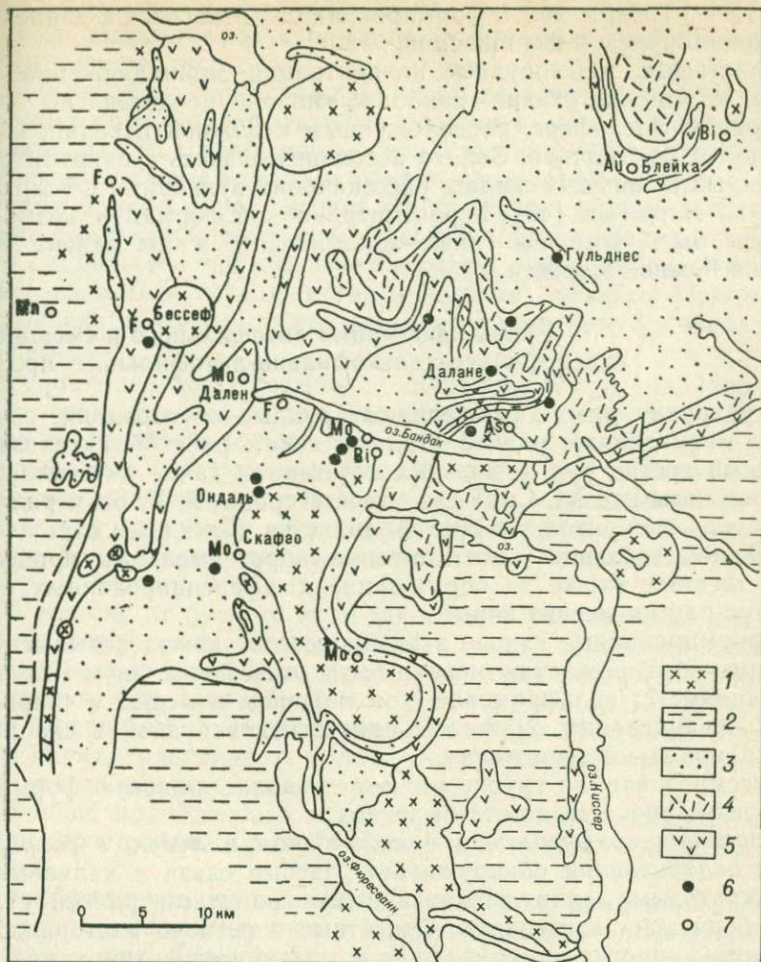


Рис. 18. Основные особенности геологического строения и полезные ископаемые центральной части рудной провинции Телемарк-Сетесдаль, по Дж. А. Бугте [45].
 1 — интрузивные граниты; 2 — гнейсы; 3 — метасадки, обогащенные кварцем; 4 — кислые метавулканы; 5 — основные метавулканы; 6 — месторождения меди; 7 — месторождения марганца, молибдена, висмута, мышьяка, золота и флюорита.

Формация золоторудная в кварцевых жилах на Балтийском щите весьма редко образует существенные самостоятельные скопления. Обычно она присутствует в сложных по составу сульфидных месторождениях района Шеллефтео, провинции Бергслеген, Южно-Финляндского рудного пояса. Значительные количества золота были извлечены в виде побочного продукта из руд Болидена, Фалуна, Ренстрёма, а также из специфических, полиметаллических месторождений Илъярви и Хавери, расположенных в сланцевом поясе Тампере. Все перечисленные месторождения имеют воз-

раст 1,8—1,7 млрд. лет, и формирование их относится к ранней стадии докембрийской активизации.

Собственно золоторудные концентрации, принадлежащие, очевидно, к этой же стадии, наиболее типично представлены месторождением Эдельфорс, расположенным в Южной Швеции, к юго-востоку от оз. Веттерн. Золото ассоциирует здесь с пиритом в маломощных кварцевых жилах, рассекающих вулканиты с возрастом 1,75—1,7 млрд. лет [45]. К рассматриваемой формации, возможно, должны быть отнесены также золотоносные жилы района Эйдсволль в Южной Норвегии [45].

Рудные формации литофильного и смешанного сидерофильно-халькофильно-литофильного профиля

Эту группу ярко характеризуют рудные образования, связанные с магматизмом ранней стадии докембрийской активизации. Сложный состав руд, в которых сочетаются такие антагонистические металлы как Ni, Cu, Fe, с одной стороны, и W, Sn и ряд других редких элементов — с другой, является наглядным отражением длительной эволюции магматогенно-гидротермальных процессов, ответственных также за образование дифференцированных серий вулканоплутонических пород.

Сформированные в ходе этих процессов комплексные и литофильные месторождения могут быть отнесены к двум главным формациям: 1) вольфрамовой с молибденом и медью в скарнах и зонах окварцевания; 2) железо-цинково-оловорудной в скарнах и апоскарновых метасоматитах.

Рассматриваемая группа включает также урановую формацию в альбит-карбонатных метасоматитах.

Формация вольфрамовая с молибденом и медью в скарнах и зонах окварцевания обнаруживает тесные связи с калиевыми и лейкократовыми аплит-пегматоидными гранитами ранней стадии докембрийской активизации. Известные в регионе месторождения вольфрама, иногда с молибденом и медью, концентрируются преимущественно в южной части щита, в зоне интенсивного проявления процессов протодива, осуществлявшихся на рубеже (1800 ÷ ÷ 1700) ± 50 млн. лет назад. Сформированные на этом этапе рудоконцентрации на юге Центральной Швеции представлены вольфрамовым месторождением Баггеторп, в западной части провинции Бергслеген — вольфрамовыми месторождениями района Икшёберг и вольфрам-молибденовым месторождением Хёркен, в Южной Финляндии — медно-вольфрамовым месторождением Илъярви, в Южной Карелии — вольфрамовым оруденением в скарнах Приладожья (Латвасюрское месторождение и ряд рудопроявлений). Сходного типа оруденение известно также на площади Раппен в Северной Швеции, где обнаружена скарновая зона с вольфрамовой минерализацией. Кроме того, молодые (1,0 млрд. лет) вольфрамовые руды установлены в Южной Норвегии на месторождении Эрсдален, где они ассоциируют с молибденитом, титаномат-

нетитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, пирротинном, висмутом и висмутином.

Вольфрамовые месторождения, сосредоточенные в южной части Балтийского щита, в большинстве случаев имеют сложный состав и принадлежат к явно наложенному эпигенетическому типу; стратиформные залежи в скарнах обычно ассоциируют с рудными скоплениями в зонах окварцевания и в кварцевых жилах, зачастую несущих сульфидную полиметаллическую минерализацию.

К скарновому типу относятся месторождения района Иксшёберг и Хёркен в Бергслагене, а также рудные объекты Приладожья, где, однако, имеются также скопления вольфрамита в зонах окварцевания.

Рудные залежи Иксшёберг локализируются в скарнированных карбонатных породах, в крыльях пологой S-образной складки; длина их достигает нескольких десятков метров, причем относительно богатые зоны чередуются с очень бедными [45]. Главный рудный минерал — шеелит — образует в скарнах неравномерную вкрапленность и постоянно ассоциирует с флюоритом. Здесь же отмечается халькопирит, занимающий, однако, обособленное положение.

К востоку от рудного поля Иксшёберг расположено вольфрам-молибденовое месторождение Хёркен, также приуроченное к скарнированным карбонатным породам в толще лептитов, прорванной позднесвекофенскими гранитами и пегматитами. На месторождении установлено три рудных тела, в которых помимо шеелита развиты пирит, халькопирит, молибденит; характерен флюорит, имеющий весьма широкое распространение.

Вообще молибденовая и вольфрамовая минерализация в скарнах распространена в районе Иксшёберга и вокруг Хёркена весьма широко.

Вольфрамовое оруденение в Приладожье, представленное Латвасюрским месторождением, Коммунаровским, Менсунваарским, Йокирантским, Кирьяволахтинским и другими рудопроявлениями, приурочено к сланцево-карбонатным пачкам пород питкьярантской свиты, залегающей на крыльях различных гранито-гнейсовых куполов (рис. 19). Описанию его посвящены работы многих исследователей: Г. В. Макаровой [1971 г.], Р. А. Хазова [1973 г., 1982 г.], В. В. Гавриленко [1979 г.], Ж. Д. Никольской и Л. И. Гордиенко [1977 г.], Н. А. Колесовой [1980 г.], В. И. Ивашенко [1982 г.] и других. Вольфрамовая минерализация локализуется в известковых скарнах, развитых по магнезиальным скарнам в связи с интрузиями лейкократовых аплитовидных и пегматоидных гранитов [42]. Рудные тела, пластовые, линзовидные и неправильной формы, согласные и косесекущие относительно карбонатных пород, залегают в плагиоклаз-пироксеновых скарнах, кварц-полевошпатовых и кварцевых метасоматитах.

Оруденение представлено точечной и гнездовой вкрапленностью и прожилками шеелита, иногда в ассоциации с вольфрамитом, молибденитом, сульфидами железа, меди, свинца, цинка, магнетитом

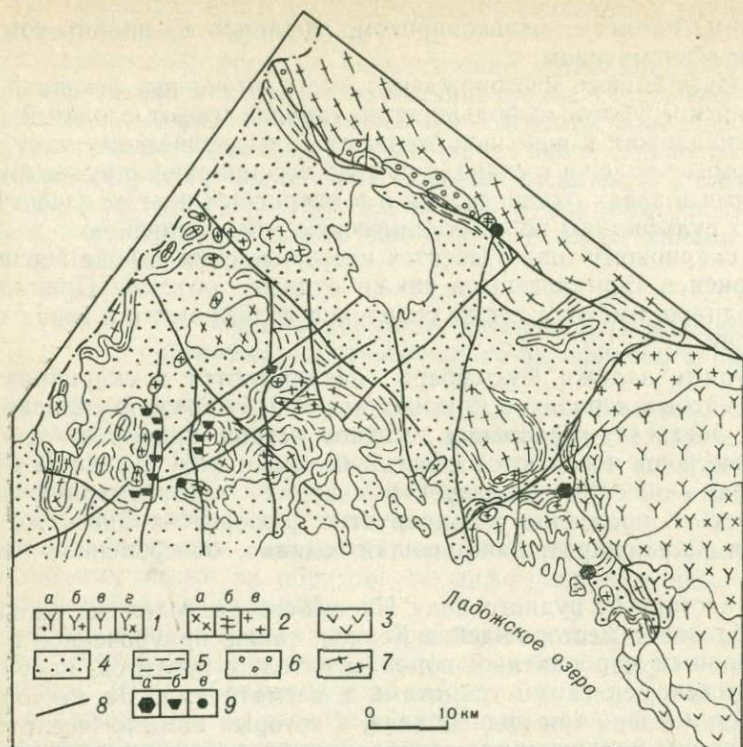


Рис. 19. Схема геологического строения Северного Приладожья. Составлена Л. В. Григорьевой с использованием материалов Г. В. Макаровой, Р. А. Хазова и других.

1 — граниты рапакиви: а — оvoidные, б — равнозернистые, в — порфировидные, г — лейкокротовые, альбитизированные; 2 — габбро-монзонит-гранитовая формация: а — дифференцированные габбро-гранитные массивы, б — граниты и гранит-порфиры, в — лейкокротовые аплит-пегматоидные граниты Латвасюрьи и лейкокротовые двуслюдяные пегматоидные граниты Маткасельки; 3 — салминская свита (песчаники, порфиры, туфы, туффиты); 4 — ладожская серия (кварц-биотитовые, графитистые сланцы с андалузитом и ставролитом); 5 — сортавальская серия (амфиболиты, известняки, скарноиды); 6 — сегозерская серия (кварциты, гравелиты, кварцевые конгломераты); 7 — архей-раннепротерозойские гнейс-сланцевые и гранитоидные образования фундамента и ядер купольных структур; 8 — разломы; 9 — месторождения: олова (а), вольфрама (б), молибдена (в).

и ильменитом. Редки касситерит и вульфенит. Оруденение сопровождается зонами серицит-кварцевых изменений. По минеральным ассоциациям выделяются два минеральных типа руд: вольфрамит-шеелитовый с молибденитом и халькопиритом (Латвасюрское месторождение) и шеелит-сфалерит-галенит-халькопиритовый с молибденитом (Йокирантское, Кирьяволахтинское рудопроявления). На Латвасюрском месторождении имеется также кварцевая зона с вольфрамитом (участок Кварцитовый).

Рудные тела на всех перечисленных объектах представляют собой линзы. На Латвасюрском месторождении установлено 10 таких линз общей протяженностью 750 м. В генетическом отношении вольфрамовое оруденение Приладожья обнаруживает тесные свя-

зи с аплит-пегматонидными гранитами районов Латвасюрви и Маткасельки.

Особый тип в кварцевых жилах и брекчиях представляют месторождения Баггеторп на юге Центральной Швеции и Илъярви в Финляндии. Месторождение Баггеторп представлено рудоносной кварцевой жилой, рассекающей древние гнейсы и граниты Смоланд. Длина кварцевой жилы превышает 200 м; ее мощность на поверхности достигает 1—2 м, местами 5 м. Оруденение прослежено до глубины 225 м. Главным рудным минералом является вольфрамит, который образует в кварце крупные, почти сливные выделения и рассеянную мелкую вкрапленность. Наряду с ним присутствует шеелит, подчиненно развит молибденит, встречаются также пирит, халькопирит, пирротин, медь, висмут и минералы сурьмы.

Месторождение Илъярви представляет собой трубообразное тело турмалиновых брекчий диаметром около 80 м, прослеживающееся на глубину 500 м. Вмещающими породами служат туффиты с агломератовыми горизонтами, а также мощными пластами и линзами порфиринов, которые прорываются гранодиоритами Хяменкюрё. В экзоконтактах последних прослеживаются зоны брекчий шириной до 1 км, в пределах которых степень дробления пород варьирует от слабой трещиноватости до общего дробления с образованием мелких остроугольных обломков и крупных глыб вулканогенных пород. В пределах трубообразного рудного тела брекчии цементируются агрегатом, состоящим из железистого турмалина, кварца и апатита, а также арсенопирита, халькопирита, пирита, пирротина, шеелита и подчиненных молибденита, сфалерита, галенита, самородного висмута. Характерно повсеместное присутствие магнетита в виде тонкозернистой вкрапленности. Отмечаются также маккинавит и уранинит.

В 15 км к северо-западу от месторождения Илъярви расположено золото-меднорудное месторождение Хавери, также характеризующееся сложным составом. Здесь присутствуют пирротин, магнетит, халькопирит, пирит, кобальтин, глаукоцит, герсдорфит, арсенопирит, молибденит, шеелит, кубанит, валлериит, золото, теллуробисмутит, гессит и ильменит.

Оба охарактеризованных рудных объекта — Хавери и Илъярви — представляют собой, по мнению финских исследователей, элигенетические пневматолитовые рудоконцентрации. Некоторые исследователи полагают, что рудное тело месторождения Илъярви сформировалось в результате взрыва, которому способствовало выделение газов из кристаллизующейся гранодиоритовой магмы. Этот вывод косвенно подтверждается радиологическими данными, согласно которым циркон, извлеченный из гранодиоритов Хяменкюрё, а также галенит и уранинит из руды месторождения Илъярви имеют приблизительно равный возраст — около 1800 млн. лет.

Формация железо-цинково-оловорудная в скарнах и апоскарновых метасоматитах наиболее типично представлена в Ладожской области протодива, где она включает два типа оруденения: комплексные железо-полиметаллические и рекометалльные месторож-

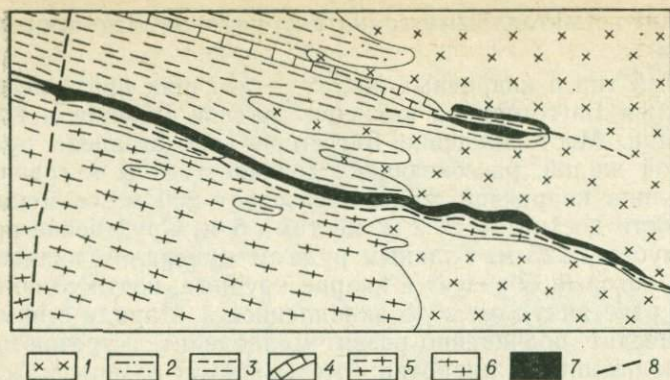


Рис. 20. Схема геологического строения Кительского месторождения, по Р. А. Хазову [66].

1 — граниты рапакиви, биотитовые, среднезернистые; 2 — сланцы ладожской серии; 3 — породы питкярантской свиты (амфиболовые, кварц-биотитовые сланцы частью с графитом, амфиболиты); 4 — кальцифиры, скарны; 5 — мигматизированные полевошпатовые амфиболиты и скарны; 6 — гнейсо-граниты, мигматиты Питкярантско-Койриновского купола; 7 — тела оруденелых скарнов; 8 — разломы.

дения в скарнах, и месторождения олова и других редких металлов в грейзенах, кварц-полевошпатовых и других метасоматитах.

1. Комплексные месторождения железа, цинка, меди, олова, вольфрама в скарнах и минерализованных зонах дробления сконцентрированы преимущественно в западной краевой части Салминского плутона (месторождения Питкяранта и Кительское). Описанию их посвящены работы О. Трюстеда [Tröstedt O., 1907 г.], М. К. Палмунена [Palmunen M. K., 1939 г.], Т. В. Билибиной и др. [1960, 1980 гг.], Ж. Д. Никольской [1977 г.], Р. А. Хазова [1973, 1982 гг.], и др.

Железное, полиметаллическое и оловянное оруденение располагается в пластах сильно раздробленных, будинированных и скарнированных известняков питкярантской свиты, а также в зонах разрывных нарушений, пересекающих карбонатные горизонты этой свиты. Кительское месторождение находится на северном крыле Койриновско-Питкярантского гнейсо-гранитного купола в непосредственной близости от западного контакта Салминского плутона рапакиви. Питкярантское месторождение приурочено к карбонатным горизонтам, окаймляющим южное крыло Питкярантского купола и серию мелких куполов (Люппикский, Уксинский и др.).

По ассоциации ведущих металлов в Питкярантском и Кительском (рис. 20) месторождениях выделяются следующие типы руд: железные, цинковые, медные, оловянные [Билибина Т. В., Богданов Ю. В., 1960 г.; Никольская Ж. Д., Ларин А. М., 1972 г. и др.].

Железные руды представлены пластообразными и линзовидными телами мощностью 2—8 м при протяженности 200—250 м. Руды, сплошные и вкрапленные, локализуются в мраморах и диопси-

довых скарнах. В составе последних помимо магнетита участвуют диопсид, флогопит, хондродит, серпентин, гранат (гроссуляр-андрадит), везувиан. В качестве постоянной примеси присутствует сфалерит. Весьма характерной особенностью скарных минералов железорудных залежей, в частности пироксенов, гранатов, магнетита, является присутствие в них тонкорассеянного касситерита и изоморфной примеси олова [Никольская Ж. Д., Ларин А. М., 1972 г.; Кайряк А. И., 1977 г.].

Цинковое, медное и оловянное оруденение, связанное с кварц-карбонатными, карбонатными и хлоритовыми метасоматитами, накладывается на магнетитовые залежи. Цинковые руды, обычно вкрапленные и прожилково-вкрапленные, сложены сфалеритом в тесной ассоциации с халькопиритом, реже с касситеритом; медные руды представлены богатой вкрапленностью халькопирита в сопровождении сфалерита, галенита, самородного серебра, блеклых руд.

В случае наложения сульфидного оруденения на магнетитовые залежи магнетит замещается бурым сфалеритом и халькопиритом. Оловянное оруденение состоит из касситерита в ассоциации с шеелитом, сфалеритом, халькопиритом и сопровождается амфиболом, серпентином, хлоритом, слюдами, флюоритом.

Сходные железо-свинцово-цинковые рудопроявления (Ковятярви, Фаддейн-Келья) известны в северо-западном экзоконтакте Салминского плутона рапакиви.

Многочисленные проявления оловянной, цинковой и медной минерализации выявлены также в контактовых ореолах Улягского массива.

2. Месторождения олова и других редких металлов в грейзенах, полевошпато-кварцевых и других метасоматитах типично представлены в западном экзоконтакте Салминского плутона рапакиви, где они приурочены, согласно Ж. Д. Никольской и А. М. Ларину [1972 г.], к апосиликатным и апокарбонатным грейzenам и различным по составу метасоматитам. Апосиликатные грейзены сложены альбито-флюорито-мусковитовыми и мусковито-кварцевыми разновидностями. Апокарбонатные или апоскарновые грейзены подразделяются на флюорито-флогопито-топазовые и флюорито-слюдисто-кварцевые. Те и другие образуют линейные зоны протяженностью 50—100 м при мощности 0,3—2,0 м или столбообразные тела. Характерно большое разнообразие аксессуарных минералов. Среди них отмечаются касситерит, шеелит, галенит, сфалерит, теллуриды висмута, серебра и золота, самородное золото, серебро, висмут, бериллиевые минералы (гельвин, даналит, бранелит, фенакит, бертрандит и бериллиевый маргарит).

Олово присутствует как в грейзенах с редкометалльной минерализацией, так и в поздних карбонатных, хлоритовых и других метасоматитах. Формы нахождения касситерита говорят о его многократной кристаллизации, что было отмечено Ж. Д. Никольской [1977 г.], считающей особенностью оловянного оруденения сквоз-

ной характер его формирования — от известковых скарнов до пост-грейзеновых метасоматитов включительно.

Проявления редкометалльной минерализации грейзенового типа обнаружены также в областях развития плутонов рапакиви на зарубежной части Балтийского щита. В финской части Выборгского плутона среди порфириовидных биотитовых гранитов, развитых в районе Кюми, обнаружены грейзены, несущие бериллиево-оловянную минерализацию. Грейзены располагаются как в гранитах, так и в окружающих оvoidных рапакиви, образуя крутопадающие зоны северо-западного простирания, мощность которых редко превышает 0,5 м [Naarala J., 1973 г.].

Грейзены с оловянной, бериллиевой и литиевой минерализацией установлены также в плутоне Ейрайоки, где они накладываются на так называемые граниты väkkäga, представляющие собой натриевые рапакиви. Здесь же развиты редкометалльные пегматиты с литием и бериллием.

Относительно генезиса комплексных железо-полиметаллических и редкометалльных месторождений существуют различные точки зрения. Преобладает представление о связи оруденения этого типа с гранитами рапакиви [Trüstedt O., 1907 г.; Palmunen M. K., 1939 г.; Билибина Т. В., Богданов Ю. В., 1960 г.; Хазов Р. А., 1973 г.]. Действительно, сопоставление геохимических особенностей магматических образований формации габбро-анортозитов — гранитов рапакиви с геохимией оловянных и редкометалльных руд указывает на их близкую связь. Редкометалльная минерализация закономерно сопровождается биотитовые и лейкократовые граниты конечных интрузивных фаз формации габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Она установлена в Салминском, Выборгском, Ейрайокском и других массивах и, вероятно, имеет более широкое распространение; что касается магнетитового и свинцово-цинкового оруденения, то его источники менее определены. Т. В. Билибиной [1980 г.] высказано мнение, что железные и полиметаллические рудоконцентрации находились в породах питкьярантской свиты до внедрения гранитов рапакиви и явились одним из источников металлов при образовании сложного Питкьярантского месторождения. Не исключая такой возможности, следует все же отметить, что определяющую роль в формировании комплексных магнетитовых, полиметаллических и оловянных руд сыграли пневматолито-гидротермальные процессы, связанные со становлением Салминского плутона рапакиви. На это указывает большой температурный диапазон процессов минералообразования, составляющий, по данным Р. А. Хазова [1975 г.], 420—140 °С, многостадийный характер возникновения руд и околорудных метасоматитов, развитие в магнетитовых скоплениях колломорфных структур, а также наличие примесей олова в магнетите.

Формация урановая в альбит-карбонатных метасоматитах типично представлена месторождениями Северо-Шведской области докембрийской активизации, выявленными в 1969 г. и описанными П. М. Адамеком и М. Р. Вильсоном [73]. Месторождения концент-

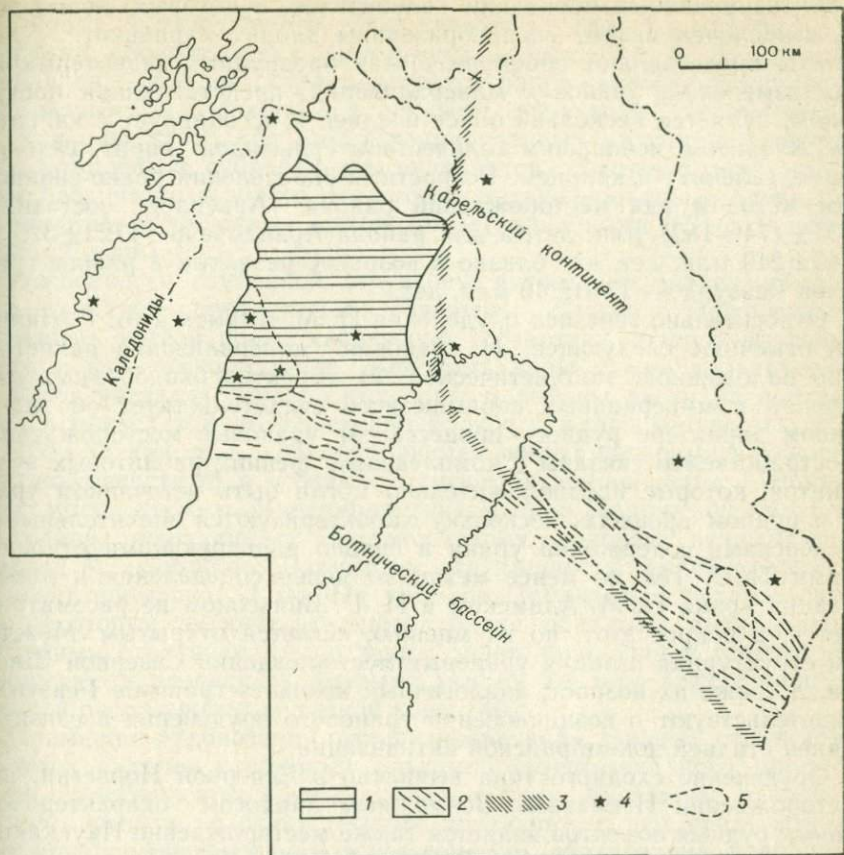


Рис. 21. Докембрийские рудные провинции и палеогеография Северной Скандинавии, по П. М. Адамеку, М. Р. Вильсону [73].

1 — область наземного вулканизма; 2 — рудный пояс Шеллефтео; 3 — линейменты; 4 — урановые проявления; 5 — рудные провинции (As, Pb, Zn).

рируются в двух районах: Арьепплог и Арвидсъяур, отстоящих один от другого на 100 км; эти районы рассматриваются П. М. Адамеком и М. Р. Вильсоном как единая урановая провинция, расположенная северо-западнее известной сульфидной провинции Шеллефтео и приуроченная к краевой части протоконтинента Лапландии (рис. 21). Урановые месторождения контролируются разломами, согласными с направлением простираения вмещающих пород или секущими, как это наблюдается в районе Арвидсъяур, где урановое оруденение приурочено к зонам разрывных структур север-северо-восточной ориентировки, расположенным перпендикулярно к границе протоконтинента Лапландии. Вмещающими породами обычно являются кислые метавулканы древнейшей группы и реже гранитонды. Характерно, что урановая минерализация постоянно локализуется вблизи даек долеритов и располагается в ореолах

альбитизированных пород или альбититов, в которых, кроме того, выщелочен кварц, новообразованы хлорит и рибекит. Альбититы представляют собой результат предрудных гидротермальных изменений; урановая минерализация, представленная настураном, является несколько более поздней и ассоциирует с кальцитом, хлоритом, небольшим количеством сульфидов (пирит, халькопирит, галенит) и кварцем. Возрастные определения урано-свинцовым методом для месторождений района Арьепплог составили $1737 \pm (74 \div 162)$ млн. лет, а для района Арвидсъяур — 1722 ± 329 и 1843 ± 240 млн. лет, что близко к возрасту развитых в районе гранитов Ревзунд — 1740 ± 40 млн. лет.

Относительно генезиса оруденения П. М. Адамек и М. Р. Вильсон отмечают следующее: 1) урановая минерализация является явно наложенной, эпигенетической; 2) характер околорудных изменений и минеральных парагенезисов свидетельствует об эндогенном характере рудного процесса; 3) урановые месторождения пространственно связаны с комплексами древних риолитовых вулканитов, которые предположительно могли быть источником урана в рудном процессе, поскольку характеризуются значительными дисперсиями содержаний урана и сильно варьирующими отношениями Th/U. Тем не менее механизм перераспределения и локализации урана П. М. Адамеком и М. Р. Вильсоном не рассматривается, и вопрос этот, по их мнению, остается открытым. Между тем структурная позиция урановых месторождений Северной Швеции, а также их возраст, аналогичный возрасту гранитов Ревзунд, свидетельствуют о возникновении уранового оруденения в связи с ранней стадией докембрийской активизации.

Оруденение сходного типа выявлено в Северной Норвегии, на месторождении Ньялаавзи. Возможным аналогом охарактеризованных рудных объектов является также месторождение Пауккаян-вара в Финляндии, описанное Т. Пиирайненом [1968 г.].

Основные особенности размещения оруденения

Разнотипное оруденение сидерофильного, халькофильного и литофильного профиля, сформированное в условиях геотектонического режима протодива, располагается в областях с широко и мощно проявленными импульсами эндогенной активности, осуществлявшимися преимущественно в интервалах $(1900 \div 1700) \pm \pm 100$ млн. лет и $1100 \div 900$ млн. лет. Региональными структурными элементами, контролирующими рудоносные районы, являются, с одной стороны, активизированные блоки, а с другой — шовные ослабленные зоны, разделяющие мегаблоки и блоки более высоких порядков, а также сквозные поперечные системы глубинных разломов, контролирующие размещение плутонов, возникших в связи с процессами докембрийской активизации.

Намечаются две категории рудоносных и потенциально рудоносных блоков: 1) блоки, соответствующие активизированным протогеоинклинальным и протоплатформенным прогибам (Онежскому, Имандра-Варзугскому, Ладожскому и др.); 2) блоки унасле-

дованного антиклинорного типа, сложенные преимущественно архейскими образованиями (Вуоксинский, Гимольский, Дальсландский и др.). Все они характеризуются напряженной внутриблоковой разрывной тектоникой и широким развитием геологических образований протодива: дифференцированных вулканоплутонических комплексов, субаэральных вулканитов субиотния, диабазовых даек различного возраста. Некоторые активизированные блоки осложняются иотнийскими наложенными впадинами (Вуоксинский, Терский и др.).

Особенности глубинной структуры интенсивно активизированных областей определяются развитием блоков с контрастным строением земной коры; характерно сочетание блоков сиалического и фемического типов. Мощность коры также варьирует в широких пределах. Рудоносные зоны и районы часто располагаются в пределах и по периферии блоков с малой мощностью коры (30—35 км), т. е. концентрируются вокруг сводовых воздыманий поверхности М и нижних горизонтов земной коры. Примерами могут служить Янисъярвинский блок в Ладужской области протодива, тяготеющий к Лахденпохскому сводовому воздыманию раздела М, и область Шеллефтео, где мощность земной коры составляет примерно 33 км. На примере Приладжья установлено, что некоторые активизированные блоки обладают аномальным глубинным строением: несогласным залеганием границ обмена по отношению к разделу М, крутыми углами наклона этих границ и высокой расслоенностью земной коры [40].

Примером рудоносной активизированной шовной структуры является система глубинных разломов северо-западного простиранья, трассирующая Саво-Ладужскую зону. Указанные разломы активно жили в условиях режима протодива, о чем свидетельствует приуроченность к ним магматических образований и впадин с возрастом 1800—1600 и 1300 млн. лет (интрузии кузнеченского комплекса, Салминский массив рапакиви, грабен Мухос). На северо-западном их продолжении широкое развитие имеют граниты Ревзунд, Суршеле и комагматичные им вулканиты. Среди поперечных шовных структур с повышенной рудоносностью можно отметить Лицко-Арагубскую, Бураковско-Кожозерскую и другие зоны глубинных разломов.

Размещение эндогенного оруденения протодива обнаруживает зависимость от магматических, структурных, литологических и гидротермально-метасоматических факторов. В большинстве случаев рудные концентрации, сформированные на различных стадиях протодива, пространственно ассоциируют с близкими по времени возникновения магматическими производными. С несомненностью это установлено для магматогенных железо-титановых и медно-никелевых руд, локализующихся в габброидах и анортозитах различных стадий докембрийской активизации; не вызывает сомнений тесная связь апатит-магнетитовых руд и субщелочных магматических производных протодива, что отчетливо демонстрируют месторождения района Кируны. Не менее ярко выражена генети-

ческая или парагенетическая связь рудоконцентраций литофильного или комплексного сидерофильно-халькофильно-литофильного профиля с калиевыми и лейкократовыми гранитами ранней и поздней стадии докембрийской активизации. Вольфрамовое оруденение с молибденом и медью, а также молибденовые месторождения закономерно ассоциируют с гранитами и пегматитами Лина, Смоланд, кузнеченского комплекса, а в Дальсландской области — с гранитами, датированными 1100—900 млн. лет. Концентрации олова тяготеют к поздним фазам гранитов рапакиви. Менее отчетлива связь с магматическими образованиями протодива большинства рудоконцентраций халькофильного профиля; однако и здесь намечается постоянная ассоциация последних с гранитоидами протодива. Это хорошо видно на примере провинции Бергслеген, где сульфидные месторождения определенно тяготеют к области развития так называемых готских гранитов и молодых позднесвекофенских гранитов (см. рис. 13). Аналогично и пояс Шеллефтео располагается среди гранитов Ревзунд (см. рис. 14). В ряде случаев разнотипное оруденение пространственно совмещается с диабазовыми дайками, также сформированными на различных стадиях протодива.

В структурном отношении важную роль в локализации оруденения играют разрывные тектонические нарушения; главными рудоносными структурами, вмещающими как магматические, так и рудные производные протодива, являются долгоживущие разломы глубокого заложения. Как правило, они отличаются сложным строением, развитием разновозрастных и разнотипных тектонитов, сопровождаемых гидротермальными изменениями пород. В пределах активизированных синклиналиев распространены зоны складчато-разрывных дислокаций, осложненные последующим брекчированием, катаклизмом, расщеплением и разнотипными гидротермально-метасоматическими изменениями вмещающих толщ. В блоках антиклинального типа преобладают зоны интенсивной мелкой складчатости, будинаж-структур, агматитов, бластомилонитов, насыщенные жильным гранитным и кварц-полевошпатовым материалом и осложненные более поздними мионитовыми швами, катаклизмами и брекчиями с сопутствующими гидротермальными преобразованиями пород и рудной минерализацией. Показателем рудоносности структур повсеместно служит широкое развитие разнотипных метасоматитов: скарнов, грейзенов, альбититов, пропиитоидов, серицитолитов, а также кварцевых, карбонатно-кварцевых, альбит-карбонатных, барит-кальцитовых жил; рудная минерализация сопровождается обильным развитием фтор- и хлорапатита, флюорита, турмалина в различных пропорциях между собой, что указывает на сложный состав и длительную эволюцию гидротермальных рудоносных растворов.

Характер гидротермальных изменений и степень рудоносности обнаруживают зависимость от состава вмещающих толщ. Благоприятными рудовмещающими породами являются карбонатные отложения, которые легко подвергаются скарнированию и способ-

ствуют отложению рудных компонентов. По мнению многих исследователей, они служат также источником ряда металлов, сингенетически накапливавшихся в глинисто-карбонатных осадках. Аналогичную важную роль играют лептитовые толщи, формирование которых сопровождалось выносом рудных элементов и концентрацией их в эксгальационно-осадочном процессе. Впоследствии эти элементы вовлекались в гидротермальный процесс, в ходе которого они перераспределялись с образованием локальных рудных залежей, смешиваясь с привносившимися летучими компонентами (P_2O_5 , F) и металлами. Вероятным важным источником рудного вещества в гидротермальном процессе являются также углеродистые сланцы, имеющие широкое развитие в раннепротерозойских протоплатформенных и протогеосинклинальных толщах. Как лептиты, так и сланцы, видимо, обладают физическими и химическими свойствами, благоприятными для отложения рудных элементов. В случае мощного проявления гидротермального рудного процесса вмещающими могут быть различные по составу породы: гнейсы, граниты и пр.

Перечисленные особенности размещения рудных месторождений, образованных в условиях режима протодива, в значительной степени определяют металлогеническую зональность Балтийского щита. Для зарубежной его части выделяется несколько полихронных рудных поясов [Кахма А., 1973 г.; Глебовицкий В. А. и Турченко С. И., 1970 г., и др.], в оформлении которых важнейшую роль играли явления докембрийской активизации. Крупнейшими из них являются Центральношведский — Южно-Финляндский и Ладожско-Ботнический. Оба пояса характеризуются длительным развитием, интенсивным проявлением процессов протодива, наличием разнотипных и разновозрастных месторождений полезных ископаемых и зональным строением.

Центральношведский — Южно-Финляндский рудный пояс охватывает Готскую и Южно-Финляндскую области активизации. Его продолжением на западе является Дальсландская область протодива, на востоке — Ладожская и Онежская активизированные области. Пояс характеризуется развитием железо-титановых, железорудных, полиметаллических, медно-никелевых, меднорудных, молибденовых, вольфрамовых, комплексных месторождений и рудопроявлений олова. В размещении рудных концентраций часто обнаруживается зональность. Так, в пределах Финляндии на юге указанного рудного пояса выделяется колчеданно-полиметаллическая и фосфорно-железо-титановая структурно-металлогеническая зона, а на севере — зона медно-никелевого оруденения Пори-Килмакоски.

Ладожско-Ботнический рудный пояс в юго-западной части представлен медно-никеленой зоной Коталахти-Хитуря; севернее располагается зона колчеданно-полиметаллического оруденения Виханти-Пюхясалми, которая сменяется развитием преимущественно медно-колчеданного оруденения (Оутокумпу и др.). Хотя перечисленные рудные концентрации, датируемые 2,3—2,0 млрд. лет,

возникли еще в условиях раннепротерозойского протогеосинклинального режима, однако определенную роль в их формировании, по-видимому, сыграли также явления протодива. Об этом свидетельствует, в частности, сложный минеральный состав руд, в котором сочетаются такие элементы, как Cr, Fe и Sn (Оутокумпу), присутствуют Se и As. Примечательно, что А. Кахма [1973 г.], рассматривая генезис месторождений цинкового пояса Виханти-Пюхясалми, отмечает два процесса, ответственных за их формирование: 1) раннее накопление металлов в вулканитах и осадках; 2) ремобилизацию и перенос рудного материала в места нынешнего расположения рудных месторождений уже в революционную стадию свекокарельского цикла (1,9—1,8 млрд. лет).

Продолжением Ладожско-Ботнического рудного пояса в Швеции является зона Шеллефтео с колчеданно-полиметаллическим, медно-никелевым, молибденовым и вольфрамовым оруденением, возникшим 1,8—1,7 млрд. лет назад. В Северной Швеции расположен железорудный пояс Кируна, сформированный в условиях режима протодива.

В восточной части Балтийского щита с ранне-позднепротерозойской металлогенической эпохой, сопряженной с развитием процессов докембрийской активизации, связано возникновение металлогенических зон сидерофильного, литофильного и комплексного профиля. К ним относятся вольфрамовые (Выборгско-Сортавальская), железо-цинк-оловянные (Северо-Ладожская, Салминско-Улялегская), молибденовые (Мурманско-Урагубская), свинцово-цинковые и железо-титановые зоны [39]. Размещение этих зон контролируется структурами протодива, которые характеризуются развитием дифференцированных магматических комплексов, напряженной разрывной тектоникой и обилием гидротермальных производных.

ГЛАВА 4

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Украинский щит площадью 190 тыс. км² охватывает юго-западную часть докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы, отделенную системами разноориентированных разломов от окружающих депрессионных структур: Днепровско-Донецкого авлакогена и Припятской впадины — на северо-востоке и севере, Причерноморской депрессии — на юге, Вольно-Подольской впадины — на западе.

В геологическом строении Украинского щита участвуют преимущественно докембрийские образования, принадлежащие к нескольким структурно-формационным комплексам: 1) архейскому нуклеарному и пермобильному; 2) поздне-архейскому протогеосинклинальному; 3) раннепротерозойскому протогеосинклинальному и протоплатформенному; 4) ранне-позднепротерозойскому тектономагматической активизации типа протодива (рис. 22). Выделяется также фанерозойский структурно-формационный комплекс, включающий вулканические и плутонические образования разного состава.

Объем большинства перечисленных комплексов остается дискуссионным и предложенные стратиграфические схемы резко различаются между собой, наглядно демонстрируя сложность украинского докембрия [14, 44, 60, 68 и др.].

В данной работе автором принята за основу стратиграфическая схема Т. В. Билибиной и др. [14] с изменениями, которые касаются главным образом образований докембрийской тектоно-магматической активизации или протодива. Кроме того, при расчленении докембрийских образований Украинского щита использована новая геохронологическая шкала, утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1978 г. [32].

Разновозрастные структурно-формационные комплексы Украинского щита, сформированные в условиях специфических геотектонических режимов и имеющие в связи с этим сходство с докембрием Скандинавии, обладают в то же время определенной спецификой. В составе раннеархейского комплекса Украины широким развитием пользуются основные кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты, принадлежащие диабазовой (аульская серия) и офиолитовой (бугская серия, лозоватская свита) формациям и рассматриваемые рядом исследователей в качестве реликтов первичной базальтовой коры [68]. Эти породы, метаморфизованные в гранулитовой и регрессивной амфиболитовой фациях, сохранившиеся в блоках восточной и западной частей щита, были подвержены интенсивной мигматизации с образованием гранитоидных пород, принадлежащих к мигматит-плагиигранитовой и плагиигранит-чарнокитовой формациям. Мигматит-плутоны указанных формаций образуют характерные для раннего докембрия поля или «стада» куполов.

Несколько более молодыми являются тетеревская серия и корсакшовкайская свита различных по составу гнейсов, рассматриваемых Т. В. Билибиной и другими в качестве аргиллит-песчаниковой флишовой формации архея. Гнейсы интенсивно мигматизированы и вмещают обширные мигматит-плутоны плагиигранитовой формации. В совокупности указанные образования служат, по-видимому, отражением пермобильной стадии развития земной коры.

Более молодыми являются, по Т. В. Билибиной с соавторами [14], породы росинско-тикичской, орехово-павлоградской, конкско-верховцевской и ингулецкой серий, формирующие позднеархейский структурно-формационный комплекс с возрастом древнее 2600 млн. лет. Эти образования распространены в центральной части Украинского щита, где они отражают позднеархейскую протогео-синклиналь.

Породы следующей, раннепротерозойской, группы принадлежат к четырем осадочным формациям. Три из них: кварцито-конгломератовая, джеспилитовая кварцито-сланцевая и доломито-песчанико-сланцевая, относятся к криворожской серии; одна, алевролит-песчаниковая, соответствует ингулецкой серии. Перечисленные формации локализованы в центральной части щита, образуя субмеридиональные линейные пояса.

Отложения криворожской серии обнаруживают сходство с ятулийскими породами Балтийского щита и, вероятно, могут рассматриваться в качестве раннепротерозойского протоплатформенного комплекса. Метаморфизованные и мигматизированные толщи ингулецкой серии, скорее, являются породами редуцированной протогеоинклинали, существовавшей в раннем протерозое в центральной части Украинского щита.

Интрузивные и ультраметаморфические образования позднеархейского и раннепротерозойского возраста принадлежат, согласно Т. В. Билибиной с соавторами [14], к различным структурно-формационным комплексам: протогеоинклинальному и протоорогенному или протоактивизации. К протогеоинклинальным отнесены четыре формации: габбро-перидотитовая, пироксенитовая, мигматит-гранитовая и гранитовая. Две последние формации объединяют, по существу, все многочисленные разновидности плагииомикроклиновых и микроклиновых гранитов, известные на Украинском щите: массивы существенно микроклиновых (калиевых) гранитов (Кировоградско-Новоукраинский, Бобринецкий, Чигиринский, Вознесенский и др.), а также обширные мигматитовые поля, в совокупности занимающие более 50 % площади Украинского щита.

Калиевые граниты, слагающие крупные массивы, датируются преимущественно 1900 ± 1000 (до 1700) млн. лет [Тугаринов А. И., Войткевич Г. В., 1970 г.; Щербак Н. П., 1975 г. и др.]. В то же время для некоторых плагииомикроклиновых гранитов получены значения возраста, равные 2200 и 2660—2750 млн. лет. [Каталог изотопных датировок, 1978 г.]. Столь различные изотопные датировки скорее всего свидетельствуют о том, что в составе мигма-

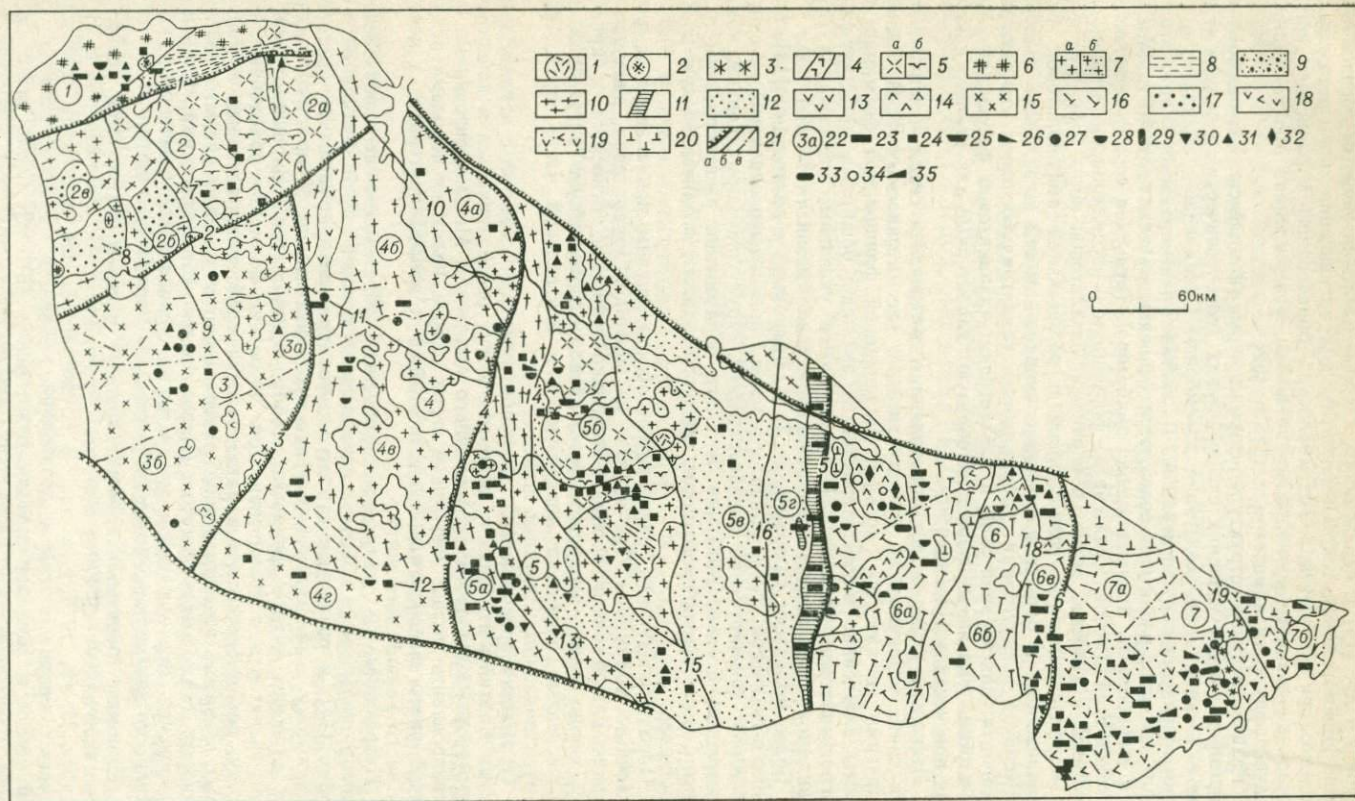


Рис. 22. Схема размещения геологических и рудных образований на Украинском щите. Составлена Л. В. Григорьевой с участием Я. Н. Белевца и др. [3, 44], Т. В. Билибиной и др. [14].

1 — мезозойская диарит-гранитоидная формация; 2—9 — СФК докембрийской активизации, формации: 2 — сиегит-гранитовая (пержанский комплекс), 3 — сиегит-граносиенитовая (октябрьский комплекс), 4 — габбро-диабазовая (звиздаль-залесский комплекс), 5 — габбро-анортозитов — гранитов рапакви (коростенский комплекс), 6 — габбро-диорит-гранитовая (осницкий комплекс), 7 — габбро-монцит-гранитовая (кировоградско-новотурчанский комплекс), 8 — микроклиновые граниты (порфири-гранитовые (а) и трахитовые (б)), 9 — кварцит-песчаниковая, частые порфир-трахитовая (овручская серия), 10 — песчаниковая, частые порфир-трахитовая (пугачевская серия); 10—14 — позднерудные граниты, формации: 10 — докембрийская, 11 — кварцит-конгломератная, 12 — алевритовая, 13 — андезит-порфитовая (росинско-тихичевская серия), 14 — кератогит-спилит-диабазовая (конско-верховская серия); 15—20 — архейский пермобильный СФК, формации: 15 — платогранит-чарнокитовая, 16 — платогранит-мigmatитовая, 17 — аргиллит-песчаниковая (тетережская серия), 18 — офиолитовая (бугская серия), 19 — персидские офиолитовая и аргиллит-песчаниковая (лозатовская, корсак-шовская свиты), 20 — диабазовая (ауловская серия); 21 — разномы: а — разнотеклые блоки первого порядка, б — разнотеклые блоки второго порядка, в — прочие (цифры на схеме: 1 — Суляно-Пержанский, 2 — Тетережский, 3 — Джурин-Немировский, 4 — Орехово-Павлоградский, 5 — Коростенский, 6 — Орехово-Павлоградский, 7 — Коростенский, 8 — Шепетовский, 9 — Побужский, 10 — Днестров-Перемский, 11 — Росинский, 12 — Гайворон-Шаргородский, 13 — Николаевский, 14 — Звенигородско-Ановский, 15 — Кировоградский, 16 — Западно-Ингулецкий, 17 — Каховский, 18 — Белозерский, 19 — Центрально-Приазовский); 22 — блоки (цифры в кружках): 1 — Новоград-Вольнский, 2 — Коростенско-Шепетовский (а — Коростенский, б — Новоград-Вольнский, в — Шепетовский), 3 — Житомирско-Винницкий (а — Житомирский, б — Винницкий), 4 — Днестровско-Росинский (а — Росинский, б — Фастовский, в — Гайсинский, г — Днестровский), 5 — Кировоградский (а — Голованевский, б — Звенигородско-Новоукраинский, в — Ингулецкий, г — Ингулецкий), 6 — Приднестровский (а — Крижовский, б — Запорожский, в — Орехово-Павлоградский), 7 — Приазовский, 23 — полезные ископаемые: 23 — железно, 24 — легирующие металлы, 25 — вольфрам, 26 — медь, 27 — молибден, 28 — никель и кобальт, 29 — олово, 30 — ниобий, 31 — цирконий, 32 — полиметаллы, 33 — руть, 34 — золото, 35 — серебро.

тит-гранитовой формации объединены различные по времени возникновения и формационной принадлежности гранитоиды. Очевидно, к позднеархейским и раннепротерозойским протогейосинклинальным образованиям правомерно относить обширные мигматитовые поля и мигматит-плутониты, тесно связанные в своем развитии с метаморфическими и ультраметаморфическими синскладчатыми преобразованиями вмещающих супраакростальных толщ. Массивы калиевых гранитов, датируемые 1900 ± 100 млн. лет и существенно оторванные во времени от этапа формирования протогейосинклинальных и протоплатформенных отложений ингулецкой и криворожской серий, возраст которых древнее 2200 млн. лет, вероятно, следует выделять в особую группу, имеющую самостоятельное значение.

Рядом исследователей [Белевцев Я. Н., Калыев Г. И., Галечный Л. С., 1975 г.; Казанский В. И., Летников Ф. А., Прохоров К. В., 1978 г.; Шувалов Ю. М., 1978 г. и др.] массивы этой группы рассматриваются в качестве производных докембрийской активизации или протоктивизации. Такая точка зрения представляется наиболее правильной. Она подтверждается геологической позицией указанных массивов, которые размещаются в различных структурно-формационных зонах и контролируются глубинными разломами. Кроме того, калиевые граниты в ряде плутонов являются членами дифференцированных серий, ранние производные которых представлены габброидами и монцитонитами (Кировоградско-Новоукраинский плутон). С учетом этого калиевые граниты, датируемые 1900 ± 100 млн. лет, могут быть отнесены к габбро-монцит-гранитовой формации, которая, как будет показано ниже, обнаруживает близкое сходство с аналогичной формацией на Балтийском щите. Синхронными с этой формацией на Украинском щите являются дифференцированные комплексы, выделяемые в качестве следующих четырех формаций: габбро-диорит-гранитовой (осницкий комплекс); габбро-анортозитов — гранитов рапакви (коростенский комплекс); габбро-диабазовой (звиздаль-залесский комплекс),

сиенит-гранитовой (октябрьский комплекс). Т. В. Билибиной эти формации совместно с отложениями пугачевской свиты рассматриваются в составе проторогенного структурно-формационного комплекса [14] или комплекса докембрийской активизации [40]. А. П. Никольский также связывает образование осиничского комплекса с явлениями активизации.

Если проводить аналогии с Балтийским щитом, то пугачевская свита с возрастом пород 1800—1450 млн. лет лучше всего сопоставляется с субиотийскими образованиями. Габбро-диорит-гранитовая, сиенит-гранитовая формации и габбро-анортозиты — граниты рапакиви являются аналогами сходных дифференцированных комплексов ранней стадии протодива в Скандинавии. Более молодые вулканогенно-осадочные отложения Овручского грабена и диабазовые дайки с возрастом 1400—1300 млн. лет, могут параллелизоваться с иотийскими образованиями Карелии, Финляндии и Швеции. Таким образом, процессы протодива имели на Украинском щите, как и в Скандинавии, длительное, импульсивное развитие. Вещественным их выражением явились дифференцированные plutонические комплексы и наложенные впадины, выполненные континентальными терригенными осадками и субаэральными вулканитами.

В фанерозое на Украинском щите проявилось несколько эпох магматизма, в ходе которых были сформированы вулканотектонические структуры, выполненные трахибазальтами, трахиандезитами и трахилипаритами, дайки и массивы ультраосновных-щелочных пород. Возраст этих образований — 500—460, 360—290, 220 ± 30 и 170 млн. лет.

ТЕКТОНИКА

Для Украинского щита отчетливо выявляется импульсивное, стадийное, проявление процессов докембрийской активизации, или протодива. Максимальная интенсивность эндогенных процессов отмечается в интервалах 1900—1650 и 1400—1300 млн. лет. Фиксируется также импульс эндогенной активности на рубеже 1100 млн. лет, к которому могут быть отнесены некоторые дайки долинского комплекса.

Наиболее интенсивно процессы докембрийской активизации проявились в западной, центральной и восточной частях щита, где можно выделить Осницкую, Криворожско-Кировоградскую и Восточно-Приазовскую активизированные области (табл. 4). Все они характеризуются сложным блоковым строением, сформированным в ходе длительной докембрийской истории региона.

Мозаично-блоковое строение Украинского щита нашло отражение на ряде тектонических схем, созданных различными авторами.

В целом эти схемы хорошо согласуются между собой, хотя в наименовании блоков и определении их значимости нет единства мнений. Так, Г. И. Каляевым на территории Украинского щита выделяется четыре устойчивых, протоплатформенных блока (Волинский, Подольский, Кировоградский, Приазовский) и разделяющие их протогеосинклинальные области (Белоцерковско-Одесская и Внутренняя эвгеосинклинальная).

Более подробная схема, в принципе сходная с упомянутой, составлена А. О. Шмидтом с соавторами [14]. Волинскому и Подольскому блокам Г. И. Каляева по этой схеме соответствуют Осницкий, Коростенско-Шепетовский и Житомирско-Винницкий блоки I порядка; Белоцерковско-Одесской зоне — Днестровско-Росинский блок; Кировоградскому блоку — Голованевский, Звенигород-

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТЕЙ ДОКЕМБРИЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НА УКРАИНСКОМ ЩИТЕ

Область активизации	Характер субстрата, на котором развивались процессы активизации	Специфика геологического развития, характер и тип наложенных структур. Геологические формации	Предполагаемый разрез тектоносферы	Металлогенические особенности
Осницкая	Консолидированная в архее протогеосинклиналь	Направленное сводово-глыбовое стадийное развитие территории. 1 стадия — образование наложенных впадин, выполненных терригенными континентальными осадками конгломерато-песчанниковой формации, внедрение дифференцированных плутонов габбро-диорит — гранитов и габбро-анортозитов — гранитов рапакиви; 2 стадия — образование наложенных грабенных, выполненных субэвральными вулканитами кварцит-порфир-трахиандезитовой формации, внедрение габбро-диабазовых и сиенит-гранитовых массивов	Поднятие поверхности М на 10—12 км, развитый гранитный слой	Редкометалльное и оловянно-вольфрамовое оруденение, железо-титановое и апатитовое оруденение. Хрустальные пегматиты
Криворожско-Кировоградская	Раннепротерозойская протоплатформа, сформированная на основании консолидированной в архее протогеосинклинали	Сводово-глыбовое развитие с подновлением древних и образованием новых систем глубинных разломов; образование сложно-дифференцированных габбро-гранитовых массивов, принадлежащих формациям габбро-монзонит-гранитовой и габбро-анортозитов — гранитов рапакиви	Поднятие поверхности М на 10—15 км, прогибы раздела в центральной части Звенигородско-Новоукраинского блока, мощный, хорошо развитый гранитный слой (15 км)	Железо-титановые руды. Апатитовое, молибденовое и редкометалльное оруденение
Восточно-Приазовская	Консолидированная в архее протогеосинклиналь	Сводово-глыбовое развитие с образованием сиенит-граносиенитовых массивов, подновление глубинных разломов, внедрение диабазовых даек	Поднятие поверхности М на 12—15 км, развитый гранитный слой	Редкоземельное, молибденовое оруденение. Флюоритовые концентрации

ско-Новоукраинский, Ингуло-Ингулецкий блоки I порядка; Внутренней эвгеосинклинальной области — Днепровский блок. Приазовский блок выделен аналогично у всех авторов.

В пределах блоков I порядка А. О. Шмидтом выделены более мелкие блоки II и III порядков. Блоковые структуры Украинского щита в соответствии с их геофизическими особенностями разделены этим исследователем на три группы: 1) блоки с относительно высоким уровнем гравитационного поля, высокими средними значениями плотности кристаллических пород, нормальным или аномально высоким положением границы М, в строении которых преобладают архейские породы, в том числе гранитоиды плагиогранит-чарнокитовой формации (Осницкий, Житомирско-Винницкий, Голованевский, Запорожский и др.); 2) блоки с пониженным или низким уровнем гравитационного поля, низкими значениями плотности докембрийских пород и глубоким залеганием поверхности М, сложенные главным образом позднеархейскими и раннепротерозойскими образованиями (Днестровско-Росинский, Звенигородско-Новоукраинский); 3) блоки переходного типа.

Ближих представлений придерживаются О. Б. Гинтов и Т. П. Шевченко, отмечающие, однако, что прямая корреляция между мощностью земной коры и значениями регионального гравитационного поля существует только для блоков ограниченных масштабов и нарушается для более крупных блоковых структур, где существует «какая-то другая зависимость» [Гинтов О. Б., Шевченко Т. П., 1977, 1978 гг.].

Формирование основных особенностей глубинной структуры Украинского щита связывается большинством исследователей с архейскими этапами развития региона, отчасти с более поздними блоковыми перемещениями, и различными уровнями эрозионного среза приподнятых и опущенных блоков [Гинтов О. Б. и др., 1977 г.]. Согласно А. О. Шмидту и др. [14], плотные, маломощные блоки являются реликтами протогранитной коры архея, а блоки с мощной корой и пониженным уровнем гравитационного поля, соответствуют протогеосинклиналям с широким развитием калневых гранитоидов. Процессы активизации влияли лишь на положение глубинных границ раздела и усложнение разреза земной коры в пределах некоторых оформившихся ранее блоков (Осницкого, Костенского, Восточно-Приазовского) [14].

Новое понимание объема производных докембрийской активизации, включающих многие массивы Кировоградско-Житомирского комплекса, позволило автору с иных позиций рассмотреть особенности формирования глубинной структуры Украинского кристаллического щита. Прежде всего, обращает на себя внимание то обстоятельство, что области широкого распространения гранитоидов протодива в ряде случаев характеризуются сокращенной мощностью земной коры. П. П. Семененко, В. Б. Соллогуб и А. В. Чекунов [1976 г.] отмечают, что «мощность земной коры уменьшается в участках, испытывавших подъем гранитных массивов в антиклинорно-построенные зоны», тогда как в геосинклинальных зо-

нах необращенных синклиналиев мощность коры увеличивается. К числу антиклиналий с сокращенной мощностью коры и широким развитием гранитоидов ими относятся, в частности, Ингуло-Ингулецкая провинция с примыкающими Западно-Ингулецкой субпровинцией и Тикичско-Трактомировской зоной. Указанные структуры соответствуют Звенигородско-Новоукраинскому, Ингуло-Ингулецкому и Голованевскому блокам, по А. О. Шмидту с соавторами. Действительно, Кировоградский блок от соседних Днепровско-Росинского и Криворожского блоков отличается довольно резким воздыманием поверхности М, которая в пределах Голованевского, Ингуло-Ингулецкого и Звенигородско-Новоукраинского блоков располагается на глубинах 42, 40—46 и 45—48 км соответственно, тогда как в соседних блоках мощность земной коры достигает 55—60 км [Семененко и др., 1976 г.]. Эти данные в последние годы подтверждены В. А. Крюченко и Б. В. Половинкиным [1981 г.], согласно которым мощность земной коры в районе Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского массивов составляет в среднем 40 км, достигая 45—46 км в локальном Великовисковском блоке. Относительно высокое положение поверхности М наблюдается в пределах Коростенского блока; участком с маломощной плотной корой является также Осницкий блок, в пределах которого широко развиты геологические образования протодива.

Приведенные данные указывают на то, что блоки с маломощной корой в ряде случаев являются блоками поздней консолидации, оформившимися в результате процессов протодива, выразившихся в воздымании поверхности М, образовании наложенных грабенов и в мощном дифференцированном магматизме*.

Блоки поздней консолидации часто отличаются усложнением разреза земной коры, а также увеличением неоднородности и мощности гранитного слоя, что наблюдается для Осницкого, Коростенского, Звенигородско-Новоукраинского и Восточно-Приазовского блоков.

В целом на Украинском щите могут быть выделены те же типы блоковых структур поздней консолидации, что и на Балтийском щите. Наблюдаемый план таких структур определяется системой глубинных разрывных нарушений преимущественно субмеридиональной и северо-восточной ориентировки (рис. 23); внутреннее строение блоков осложняется, кроме того, разломами северо-западного и субширотного направлений. Крупные разломы в большинстве случаев проникали в мантию и смещали поверхность М, а также границы раздела в нижней части земной коры; они играли определяющую роль в размещении интрузивных образований, впадин и грабенов, сформированных в условиях режима протодива (Пержанский, Звенигородско-Анновский, Кировоградский и др.).

* Некоторые блоки с маломощной и плотной корой, несомненно, являются блоками ранней консолидации и могут рассматриваться как реликты архейской протокры (Житомирско-Винницкий, Днестровский, Запорожский).

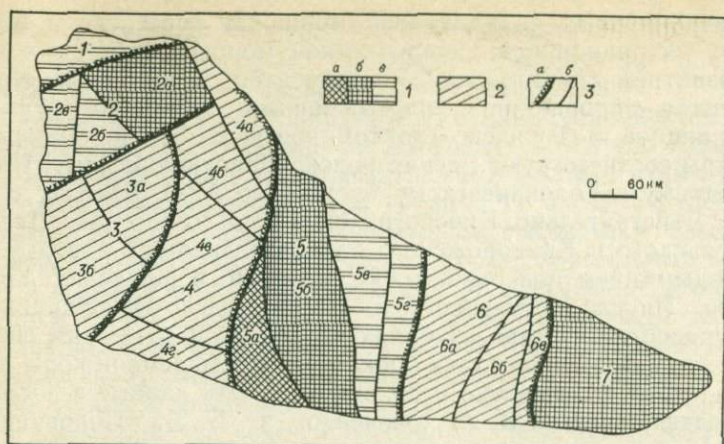


Рис. 23. Схема блокового строения Украинского щита, по А. О. Шмидту [14] с дополнениями автора.

1 — блоки поздней консолидации интенсивно активизированные: а — симатические с сокращенной мощностью земной коры, б — сиалические с сокращенной мощностью земной коры, в — сиалические с мощной корой; 2 — блоки ранней и главной консолидации умеренно и слабо активизированные (номера и наименования блоков см. усл. обозначения рис. 22); 3 — разломы: а — I порядка, б — II порядка.

Обычно указанные разломы отчетливо выражаются также зонами дислокационного метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, бластомилонитами, милонитами, псевдотахилитами, многочисленными телами кварц-полевошпатовых метасоматитов и альбититами.

Как правило, разломы, контролирующие процессы протодива, имеют длительное, унаследованное развитие и продолжают далеко за пределы Украинского щита (рис. 24). Так, меридиональные глубинные разломы Криворожско-Кировоградской области докембрийской активизации (Орехово-Павлоградский, Звенигородско-Анновский, Криворожский, Кировоградский), продолжают, согласно Г. И. Каляеву [1973 г.], М. В. Чирвинской [1976 г.] и другим, к северу и к югу от Украинского щита, фиксируясь геофизическими методами как в пределах Причерноморской впадины, так и на территории Днепровско-Донецкого авлакогена.

Эндогенные процессы протодива проявлялись вдоль отмеченных зон дискретно и при наличии общих черт отличались рядом индивидуальных особенностей. Это хорошо видно на примере областей докембрийской активизации Украинского щита, которые различаются характером глубинных структур и типом магматических образований протодива. В частности, Звенигородско-Новоукраинский блок выделяется среди других блоковых структур поздней консолидации наибольшей мощностью гранитного слоя (до 15 км) и наиболее широким развитием гранитов, принадлежащих к сложнодифференцированным известково-щелочным сериям. Специфика Восточно-Приазовского блока заключается в развитии субщелочных активизационных комплексов. Этими особенностями

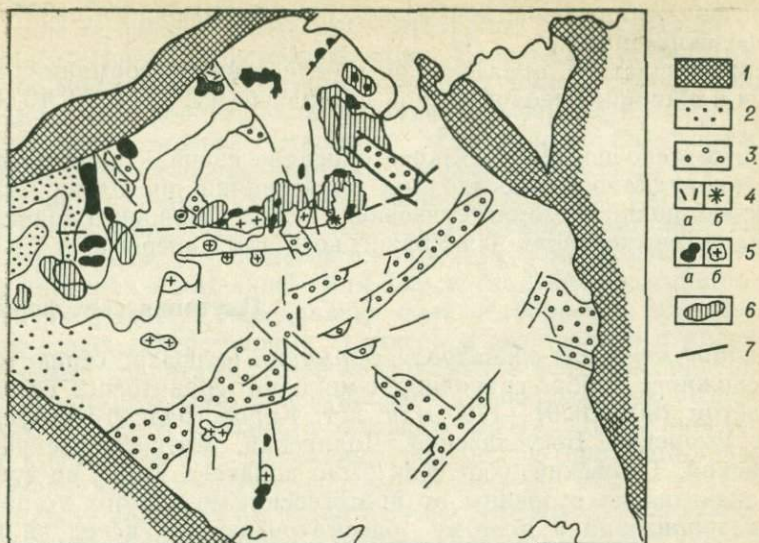


Рис. 24. Главнейшие структурные элементы протоплаты на Восточно-Европейской платформе. Составлена Л. В. Григорьевой с учетом данных Л. И. Салопа [60], Д. А. Великославинского и др. [1].

1 — рифейско-фанерозойские складчатые пояса; 2 — область интенсивного омоложения радиогеохимических датировок древних толщ на поздней стадии активизации; 3 — прогибы и грабены второй и третьей стадии активизации, выполненные магматическими образованиями; 4 — прогибы первой стадии активизации, выполненные: а — субвулканическими вулканитами, б — терригенными осадками; 5 — интрузии первой стадии активизации: а — дифференцированные габбро-монзонит-гранитные комплексы, б — габбро-анортозиты — граниты рапакиви; 6 — блоки сокращенной (30—35 км) мощности земной коры на Балтийском щите; 7 — разломы.

блоковых структур определяется их различная металлогения и их перспективы в отношении разнотипных полезных ископаемых.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

К геологическим образованиям областей докембрийской активизации относятся сложнотифференцированные плутонические комплексы и континентальные вулканогенно-осадочные серии пород. С ранней стадией докембрийской активизации связано возникновение многочисленных массивов габбро-диорит-гранитовой, габбро-монзонит-гранитовой, сиенит-граносиенитовой формаций и габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, а также наложенных впадин типа Белокоровичской, выполненных вулканогенно-осадочными отложениями, принадлежащими к конгломерато-песчаниковой формации. Ко второй и третьей стадиям активизации относится образование кварцит-порфир-трахиандезитовой вулканогенно-осадоч-

ной, сиенит-гранитовой, диабазовой и габбро-перидотитовой интрузивных формаций.

Характеристика образований перечисленных формаций содержится в обширной геологической литературе [1, 3, 14, 20, 43, 44, 60 и др.].

Ниже дано последовательное описание сначала plutонических, а затем вулканогенно-осадочных образований протодива. Из них наиболее полно охарактеризована габбро-монцонит-гранитовая формация, выделенная для Украинского щита впервые.

Плутонические формации

Габбро-монцонит-гранитовая формация включает серию массивов сложного габбро-гранодиорит-монцонит-гранитового состава с возрастом 1900(2000)—1700 млн. лет: Кировоградско-Новоукраинский, Уманский, Богуславский, Долинский, Митрофановский, Боквянский, Токовский и др. Как было показано выше, во времени они значительно оторваны от протогеосинклинального этапа развития территории и поэтому рассматриваются, вслед за Я. Н. Белевцевым и др. [1975 г.], В. И. Казанским и др. [1978 г.], в качестве производных докембрийской активизации.

Породы формации образуют крупные массивы площадью 75—4000 км², контролируемые глубинными разломами и в ряде случаев ограниченные и осложненные разрывными структурами [14, 72].

Форма массивов сложная. В ряде случаев они образуют мощные пластообразные залежи, тяготеющие к поверхностям структурного несогласия между различными структурно-формационными комплексами. В строении массивов участвуют дифференцированные серии пород. Согласно В. И. Казанскому и др. [1972 г.], наиболее основными их членами являются диориты и гранодиориты. Г. Д. Фатеев и Е. Н. Голуб [1979 г.] указывают, что в составе Кировоградско-Новоукраинского плутона имеются также габбро-нориты и габбро-монцониты. Ассоциация гранитоидов тоже сложная. Она определяется сочетанием гиперстеновых, биотит-гиперстеновых, амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотитовых гранитов, обладающих порфиоровидными, трахитоидно-порфиоровидными и равномернозернистыми от крупно- до мелкозернистых, текстурами [Половинкина Ю. И., 1936, 1950 гг., Юрк Ю. Б., 1956 г.; Сухинин А. Н., 1973 г. и др.]. Широко развиты аплитовидные и пегматоидные разновидности. Среди жильных пород, сопровождающих Новоукраинский массив, В. И. и Т. С. Магидовичами [1966 г.] отмечены аплиты, порфиоровидные граниты и гранит-порфиры, тоналиты, адамеллиты, гиперстеновые диориты и плагиограниты. Кроме того, бурением здесь вскрыты пикрит-диабазовые дайки северинского комплекса. Возраст пикритов по флогопиту (К — Аг-метод) составляет, согласно А. П. Никольскому, 1900 млн. лет. Правильность этой цифры подтверждается наложением натриевого метасоматоза на диабазы и пикриты. Дайки этих пород имеют длину

до 1 км и мощность до 10—20 м, что указывает на интенсивное проявление основного магматизма синхронно с образованием Кировоградско-Новоукраинского плутона. По мнению А. П. Никольского, брекчиевидные слюдястые пикриты являются глубинными породами, включающими обломки дунитов и перидотитов.

Внутреннее строение массивов габбро-монцонит-гранитовой формации неоднородное, местами субконцентрическое. Гиперстеновые монцонитоидные граниты и монцониты в ряде случаев образуют пластинообразные тела, нередко пологого залегания. Так, в Ново-Украинском, Адабашевском, Войновском, Капустинском и других карьерах в западной части Кировоградско-Новоукраинского массива наблюдается чередование пластинообразных тел зеленых и темно-серых гиперстеновых гранитов и монцонитов с красными биотитовыми гранитами. Пологое положение залежей подчеркивается субгоризонтальной ориентировкой порфиоровидных выделений красного и серого калиевого полевого шпата. Лишь иногда они имеют крутое секущее положение, подчиняясь протокластическим направлениям. Мощность гранитных тел 30—80 м и больше. Контакты между различными гранитами постепенные с обильным развитием крупных выделений калиевого полевого шпата в серой массе гиперстеновых гранитов и монцонитоидов. Вместе с тем реликты монцонитоидов сохраняются внутри гранитов. Все это указывает на многократное внедрение и дифференциацию силикатных расплавов *in situ*, а также на позднюю кристаллизацию калиевого полевого шпата. В то же время в большинстве массивов выделяется несколько последовательных фаз внедрения пород, ранние из которых представлены более основными разновидностями (габбро-норитами, монцонитами, гранодиоритами, адамеллитами, амфибол-биотитовыми и пироксеновыми гранитами), а поздние — лейкократовыми аплитовидными гранитами, аплитами, пегматитами [Магидович В. И., Магидович Т. С., 1966 г.: Эндогенное оруденение..., 1978 г.].

Все граниты формации пересыщены кремнеземом и умеренно богаты или богаты щелочами. Железо обычно резко преобладает над магнием. Для порфиоровидных биотит-амфиболовых гранитов характерно высокое соотношение K_2O/Na_2O (от 1,4 до 1,9). Равномернозернистые биотитовые граниты характеризуются близкой ролью щелочей обычно с незначительным преобладанием натрия.

Гранитные массивы сопровождаются зонами мигматизации, что указывает на высокие температуры гранитных магм и длительное их остывание. Согласно В. И. Казанскому и др. [72], температуры кристаллизации адамеллитов и трахитоидных гранитов достигали 950 °С. Об этом же свидетельствует наличие в породах гиперстена, амфибола, зеленого микроклина и ортоклаза. О продолжительной кристаллизации расплавов говорит возникновение оторочек олигоклаза по периферии кристаллов калиевого полевого шпата...

Особенности внутреннего строения гранитоидных тел (неоднородность состава, широкое развитие аплитов и пегматитов, интен-

сивное проявление метасоматических процессов) отмечаемые всеми исследователями, а также большой диапазон изотопных датировок различных типов пород свидетельствуют о длительном и сложном формировании рассматриваемых плутонов. Их генезис трактуется весьма различно.

В своих ранних работах Ю. И. Половинкина убедительно показала интрузивный характер ряда гранитных тел, описав эруптивный контакт их с вмещающими гнейсами. Позднее она большое значение придавала процессу калиевого метасоматоза, связывая его с формированием гранитов рапакиви [Половинкина Ю. И., 1948, 1954, 1964 гг.].

Метасоматический генезис гранитов предполагается также А. Н. Сухининым [1973 г.], отчасти А. П. Никольским [1969 г.], Ю. П. Соломатиным [1978 г.], В. И. Магидович, Т. С. Магидович [1966 г.] и некоторыми другими исследователями.

В. И. Казанский, Ф. А. Летников, К. В. Прохоров [1978 г.] на основе изучения состава флюидов в гранитоидах и тектонитах Кировоградско-Новоукраинского массива пришли к выводу, что последний представляет собой двухфазный плутон, образованный под воздействием трансмагматических растворов, поступавших из верхней мантии. По их мнению, гранитоиды, несомненно, проходили стадию расплава.

Об этом же свидетельствуют материалы А. И. Стрыгина [1978 г.], а также В. И. и Т. С. Магидовичей [1966 г.], согласно которым Новоукраинский плутон сопровождается жильными дериватами гранит-порфиров, гиперстеновых диоритов, тоналитов и др.

В совокупности приведенные данные скорее свидетельствуют в пользу интрузивного происхождения пород габбро-монзонит-гранитовой формации. На это указывают: 1) эруптивные взаимоотношения гранитоидов с вмещающими гнейсовыми толщами, установленные на целом ряде участков; 2) наличие жильной фации, представленной разновидностями пород, обнаруживающих сходство с производными разных фаз внедрения дифференцированных плутонов; 3) высокие температуры образования гранитоидов, достигающие 950 °С. Такие высокие температуры кристаллизации гранитов свидетельствуют об их глубинном происхождении, а присутствие гиперстен-ортоклазовых разностей — об относительной сухости исходных гранитных магм, что отмечалось еще Ю. И. Половинкиной [1936, 1950 гг.]. Длительная кристаллизация расплавов в условиях высоких температур и давлений, несомненно, сопровождалась резким возрастанием количества флюидной фазы, оказывавшей интенсивное метасоматическое воздействие как на частично или полностью раскристаллизованные породы плутонов, так и на вмещающие образования.

В заключение следует отметить сходство пород рассматриваемой формации с серией габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Применительно к новоукраинским порфировидным гранитам на это указывали Ю. И. Половинкина [1936 г.], В. И. Магидович и

Т. С. Магидович [1966 г.]; Г. Д. Фатеев считает новоукраинские граниты разновидностью гранитов рапакиви.

Формация габбро-анортозитов — гранитов рапакиви на Украинском щите включает два крупных плутона — Коростенский, Корсунь-Новомиргородский — и сопровождающие их более мелкие гранитные тела.

Плутоны формации представляют собой дискордантные автономные интрузии, приуроченные к крупным разломам глубокого заложения. Слагающие их породы, возраст которых от 1950 до 1600 млн. лет со статистическим максимумом в 1750—1650 млн. лет, образуют сложный эпигенетический ряд: анортозиты — габбро-нориты — габбро-монциты, и монциты — пироксен-роговообманковые адамеллиты, и граниты — роговообманково-биотитовые адамеллиты, и граниты — биотитовые граниты. Генетическое родство основных и кислых пород подтверждается общими особенностями их химизма в пределах конкретных плутонов [Велико-славинский Д. А и др., 1978 г.].

Для кислых членов ряда характерно преобладание калия над натрием и железа над магнием. Они обладают повышенными содержаниями лития, рубидия, бериллия, ниобия, титана, фосфора. С габбро-анортозитами связано титаномagnetитовое и апатитовое оруденение, с некоторыми разновидностями гранитов — оловянно-молибденовая, вольфрамовая и редкометаллная минерализация.

Массивы гранитов рапакиви сопровождаются жильной фацией аплитов, пегматитов, микрогранитов и гранит-порфиров. В ряде случаев плутонические производные ассоциируют с вулканитами.

Генезис формации в соответствии с современными представлениями определяется как интрузивный [1, 14, 62].

Габбро-диорит-гранитовая формация, объединяющая породы осницкого комплекса, представлена сложным плутоном, тяготеющим к крупной депрессионной структуре — Клесовскому грабену. Положение плутона определяется эруптивными соотношениями с отложениями овручской серии и налеганием на граниты полесской серии верхнего протерозоя.

Плутон представлен сложной ассоциацией пород, включающей амфиболовые и амфибол-пироксеновые габбро, кварцевые диориты, гранодиориты, сиенито-диориты, кварцевые сиениты, граниты биотитовые, биотит-амфиболовые и аплитовидные, радиологический возраст которых 1650—1300 млн. лет. Преобладают породы гранитоидного состава. В целом указанная ассоциация весьма напоминает сложнодифференцированные плутонические серии прото-дива на Балтийском щите. Представляется весьма вероятным, что граниты и сиениты пержанского комплекса являются ее составной частью. Генезис формации определяется как магматический.

Сиенит-граносиенитовая формация объединяет породы октябрьского комплекса, в состав которого входят Октябрьский, Кальчинский, Кальмиусский и другие плутоны, развитые в пределах Восточно-Приазовского блока, а также ряд массивов в области сочленения Днепровского и Орехово-Павлоградского блоков. Указан-

ные массивы представлены сложной ассоциацией пород, включающей щелочноземельные сиениты, сиениты, граносиениты и нефелиновые сиениты с возрастом 1,9—1,7 млн. лет. Интрузии часто субконцентрические и сопровождаются дайковой фацией диабазов. Это позволяет поставить вопрос о связи рассматриваемой сиенит-граносиенитовой серии с магмами основного состава, как это установлено И. Д. Батиевой для щелочных гранитов и сиенитов Кольского полуострова.

Сиенит-гранитовая формация включает граниты и сиениты пержанского комплекса, интрузии которых контролируются Сушано-Пержанской зоной разломов протяженностью более 200 км и мощностью 10 км. Интрузии трещинные. В их составе участвуют биотит-амфиболовые и биотитовые сиениты, монцониты, биотитовые и лейкократовые граниты. По мнению З. М. Гречишниковой, к рассматриваемой формации следует относить также габбро, габбро-монцониты, анортозиты, локализующиеся в разломах, сопряженных с Сушано-Пержанской зоной. Сложный и своеобразный состав рассматриваемых образований позволяет некоторым исследователям относить их к коростенскому комплексу; другие придают им самостоятельное значение. В пользу последней точки зрения свидетельствуют цифры радиологического возраста пород формации, варьирующие от 1450 до 1140 млн. лет.

Отличительной особенностью пержанских гранитов является широкое развитие катакластических структур и явлений автотаморфических изменений — альбитизации, окварцевания. Специфичен набор акцессорных минералов, среди которых присутствуют колумбит, касситерит, циртолит, торит, фенакит, гентгельвин, редкоземельные карбонаты.

Интрузии сопровождаются жильной фацией пегматитов и гранит-порфиров, а также обилием метасоматических производных: грейзенов, альбититов, эгирин-арфведсонитовых и кварц-полевошпатовых метасоматитов, локализующихся среди милонитов и катаклизитов Сушано-Пержанского разлома.

Граниты пержанского комплекса характеризуются редкометалльной геохимической специализацией, в частности, на олово. Кварц-полевошпатовые метасоматиты местами сопровождаются редкометалльной минерализацией.

Габбро-диабазовая формация на Украинском щите представлена дайками долинского комплекса с возрастом 1360—1370 и 1100 млн. лет. Дайки, сложенные диабазами и порфиритами, выполняют трещины субширотного и северо-западного простирания, образуя три северо-западных дайковых пояса в центральной части щита: Бобринецкий, Новобугский, Долинский. Очевидно, к этой же формации следует относить габбро-диабазовые дайки с возрастом 1140—1350 млн. лет, развитые в северо-западной части щита и в Восточном Приазовье. Приуроченность даек к массивам рапакиви послужила основанием для отнесения их к дайковой фации коростенского и осницкого комплексов, что, возможно, частично имеет место. Вместе с тем относительно молодой возраст ряда даек по-

звolyет отрывать их от указанных комплексов и выделять в самостоятельную формацию.

Габбро-перидотитовая формация установлена на Украинском щите, где она представлена группой даек и штоков, приуроченных к субширотной Девладовской зоне разломов. Формация включает ассоциацию перидотитов, габбро-перидотитов и, подчиненно, габбро, радиологический возраст которых составляет 1300 млн. лет. С корой выветривания этих пород связаны месторождения силикатного никеля и железа.

Вулканогенно-осадочные формации

Конгломерат-песчаниковая формация включает породы пугачевской, озерянской и белокоровичской свит, выполняющих Белокоровический грабен и сохранившихся в виде останцов среди гранитов коростенского комплекса. Состав формации определяется ассоциацией песчаников, алевролитов, конгломератов полимиктовых и кварцевых; подчиненно развиты кварц-серицитовые и хлоритовые сланцы, диабазы. Радиологические датировки пород составляют 1580—1450 млн. лет. Степень дислоцированности слабая, отмечаются простые пологие складки; метаморфизм достигает зеленосланцевой фации.

Кварцит-порфир-трахиандезитовая формация представлена породами толкачевской и збраньковской свит, локализованных в пределах Овручского грабена и перекрывающих граниты коростенского комплекса с горизонтом базальных конгломератов в основании. Радиологический возраст пород формации варьирует в интервале 1430—1100 млн. лет. Вулканогенные образования приурочены к нижней ее части и образуют серию покровов, сложенных диабазами, миндалекаменными порфиритами, трахиандезитами, кварцевыми порфирами общей мощностью 350 м. Выше по разрезу они сменяются кварцито-песчаниками и пироксилитовыми сланцами. Эти породы образуют крупную моноклиналиную складку, ограниченную разломами. Для них характерна горизонтальная слоистость с отчетливыми знаками ряби.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Металлогенический облик Украинского щита определяется месторождениями железа, принадлежащими к нескольким железорудным формациям, титана, никеля и нерудных полезных ископаемых — графита, мориона. Наряду с этим здесь известны месторождения и рудопроявления хрома, алюминия, кобальта, меди, молибдена, олова, вольфрама, редких металлов, вермикулита.

Полезные ископаемые региона охарактеризованы в обширной литературе [3, 14, 21, 26, 40, 41, 44, 49 и др.]. Формирование их связано с несколькими металлогеническими эпохами: раннеархейской, позднеархейской, раннепротерозойской, ранне-позднепротерозойской и мезо-кайнозойской.

Ранне-позднепротерозойская металлогеническая эпоха, связанная с явлениями протодива, характеризуется развитием комплекса месторождений сидерофильного, халькофильного и литофильного профиля, ассоциирующих с высокими концентрациями P_2O_5 , F, Cl. Фосфор и фтор образуют также самостоятельные концентрации в Звенигородско-Кировоградском, Осницком, Коростенско-Шепетовском и Приазовском блоках. В первом известна апатитовая минерализация, связанная с альбит-микроклиновыми метасоматитами и альбититами, тяготеющими к приконтактовым частям Корсунь-Новомиргородского плутона рапакиви [Ветров Ю. И., Злобенко Н. В. и др., 1978 г.]. Наиболее интересным является Тимошевское рудопоявление, находящееся у восточного контакта плутона, в пределах Терновско-Тимошевской зоны разломов.

В Приазовском блоке апатит локализуется в карбонатитовых телах, трассирующих зону Черниговского разлома. Согласно Г. В. Жукову и др. [44], апатитоносные карбонатиты имеют метасоматическое происхождение. Е. В. Глевасский и С. Г. Кривдин [1973 г.] убедительно доказывают их интрузивно-магматический генезис.

Фтор широко развит в пределах Приазовского блока, который выделяется как флюоритоносная провинция, сформированная преимущественно 1,3—1,2 млн. лет назад [Зарицкий А. И. и др., 1973 г.]. Повышенные концентрации фтора отмечаются также в альбититах, сопровождающих Кировоградско-Новоукраинский плутон, в апогранитах и щелочных метасоматитах Осницкого и Коростенско-Шепетовского блоков.

Рудная минерализация, связанная с процессами докембрийской активизации, представлена на Украинском щите следующими формациями: железо-титановой — в анортозитах и габброидах комплекса рапакиви, молибденовой — в кварцевых жилах и грейзенах, вольфрамовой — в грейзенах и зонах окварцевания, редкометалльной — в щелочных метасоматитах.

Железо-титановая формация включает новый тип апатит-ильменитовой минерализации, выявленный в последние годы среди габбро-анортозитов Коростенского плутона. Породы габбро-анортозитовой ассоциации, слагающие здесь Володарск-Волинский, Чеповичский массивы и ряд более мелких тел, содержат значительные концентрации апатита, ильменита и магнетита [16].

Наиболее богаты этими минералами габбро-нориты, габбро, оливиновые габбро. Содержание TiO_2 в рудных участках в среднем 6—8 % и P_2O_5 — 2—3 % (ильменита от 13—14 до 30 %, апатита — 4,5—6 %, магнетита — 4,4—5,6 %).

Размеры рудных линз достигают 100×500 м. Оруденение прослежено на глубину до 500 м и отличается равномерным распределением рудных минералов. Формирование рудоносных габброидов связывается, согласно А. С. Галецкому и др. [44], с остаточными расплавами, обогащенными рудными и летучими компонентами при определенном влиянии метасоматической сегрегации.

Следует отметить, что в коре выветривания габбро-анортозитовых массивов повсеместно отмечаются повышенные содержания

ильменита. Наряду с аллювиальными россыпями, этот тип осадочной концентрации титана представляет существенный интерес.

С габбро-норитами и оливиновыми габбро связана, кроме того, сульфидная минерализация, представленная рассеянной вкрапленностью пирита, пирротина, халькопирита и пентландита. Кроме равномерно рассеянной минерализации магматического (ликвационного) типа известны и гидротермальные рудопоявления сульфидов, приуроченные к контактовым зонам массивов основных пород с гранитами. Этот тип сульфидной минерализации контролируется разломами с интенсивным проявлением метасоматизма (амфиболизации, эпидотизации, хлоритизации, окварцевания и карбонатизации). Содержание полезных компонентов в рудных участках составляет: Ni — 0,5, Co — 0,05—0,15, Cu — 0,005—0,05 %.

Формация молибденовая в кварцевых жилах и грейзенах представлена небольшими и не до конца оцененными рудопоявлениями молибдена, сосредоточенными в Коростенско-Шепетовском блоке и в западной активизированной части Днепровского блока, в зоне сочленения его с Криворожским синклинием. Мелкие проявления молибдена известны также в Житомирско-Винницком блоке.

Молибденовое оруденение в Коростенско-Шепетовском блоке представлено двумя минеральными типами: кварц-молибденитовым и шеелит-халькопирит-молибденитовым; оруденение локализуется в зонах разрывных нарушений в гранитах и их грейзенизированных разновидностях, преимущественно в эндоконтактах Коростенского плутона [14] (рудопоявления Александровское, Игнатпольское и др.). Главные рудные минералы — молибденит и шеелит — находятся в ассоциации с халькопиритом, пиритом, кубанитом, марказитом и ильменитом; рудная минерализация образует вкрапленность в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах, окруженных ореолами грейзенизированных пород. Содержания молибдена в жилах достигают 1 %, вольфрама — 0,2 %.

Южнее, в районе Бердичевской брахиантиклинали, располагается еще несколько молибденовых рудопоявлений: Любарское, Остропольское и др. [44]. Они тяготеют к Коростенской субмеридиональной ослабленной зоне, выделяемой украинскими геологами как крупная рудоносная структура [44], и локализируются на участке ее пересечения с субширотной Остропольской зоной. Молибденовая минерализация располагается в катаклазитах, милонитах, зонах рассланцевания; гидротермальные изменения выражаются в окварцевании, развитии щелочных полевошпатовых метасоматитов. Вместе с молибденом отмечаются повышенные концентрации W (до 0,02 %), Sn (до 0,03 %), Nb, Pb, Zn, Sb, Ag, Bi, Ni, Co.

В западной части Днепровского блока молибденовое оруденение с вольфрамом выявлено в северо-западном обрамлении Токовского массива калиевых гранитов, в пределах так называемого Саксаганского купола [44]. Молибденовая минерализация приурочена здесь к разлому северо-западного простирания, осложняющему Александровскую синклиналь. Рудная зона представле-

на системой жил и прожилков альбит-кварцевого, кварц-эпидот-плагноклазового состава и минерализованными трещинами с рассеянной вкрапленностью молибденита. Наряду с молибденитом встречаются халькопирит, пирит, пирротин; установлен вольфрам. Другое молибденовое рудопроявление — Анновское — известно в районе с. Анновки, в восточной части Криворожского синклинория. Оруденение, представленное здесь молибденитом и шеелитом, прослеживается на протяжении 3 км и на 300 м на глубину. Оно связано с малыми интрузиями аплито-пегматоидных гранитов ранне-протерозойского возраста и сопровождается развитием калиевых метасоматитов и скарноидов.

Молибденовое оруденение установлено также в связи с мокро-москскими гранитами в Чертомлыкском рудном районе и в Приазовском блоке.

Повсеместно отмечается тесная его связь с гранитами первой стадии докембрийской активизации, как с ранними габбро-монзонит-гранитовыми и субщелочными сериями, так и с гранитами рапакиви.

Формация вольфрамовая в грейзенах и зонах окварцевания объединяет серию мелких проявлений вольфрамовой минерализации и одно крупное рудопроявление вольфрама и олова, сосредоточенные в области сочленения Осницкого и Коростенско-Шепетовского блоков в северо-западной части Украинского щита [Нечаев С. В., Оставненко А. И. 1983 г.]. Упомянутое оловянно-вольфрамовое рудопроявление, выявленное в 1980—1981 гг., представляет особый интерес в связи с относительно крупными параметрами рудных тел, тогда как прочие точки вольфрамовой минерализации имеют значение минералогических находок.

Рудопроявление расположено в районе пересечения крупных разломов различных направлений: северо-восточного Сушано-Пержанского, северо-западного Центрального и субмеридионального Убортьского, рассекающих граниты и сиениты пержанского комплекса (рис. 25). Характерно, что по северо-западной периферии гранитов располагаются габброиды, а сиениновое тело в северной части комплекса ассоциирует с диоритами; кроме того, пержанские граниты инъецируются гранит-порфирами.

Сиениновое тело в области эндо- и экзоконтакта характеризуется развитием калиево-полевошпатowych и альбитовых метасоматитов, сопровождаемых флюоритовой и редкоземельно-циркониевой минерализацией. Ореол флюоритизации фиксируется по периферии сиенитов; здесь же отмечается зона окварцевания. В метасоматитах известны мелкие проявления вольфрама и олова.

Новые находки оловянно-вольфрамового оруденения тяготеют к Убортьскому разлому, который представлен зоной интенсивной трещиноватости и брекчирования мощностью до 200 м. В зоне широко проявлены процессы грейзенизации и жильного окварцевания. Оловянно-вольфрамовая минерализация локализуется в трещинах, параллельных Убортьскому разлому, и пространственно тяготеет к гранит-порфирам. Обнаруженная в западном крыле этого раз-

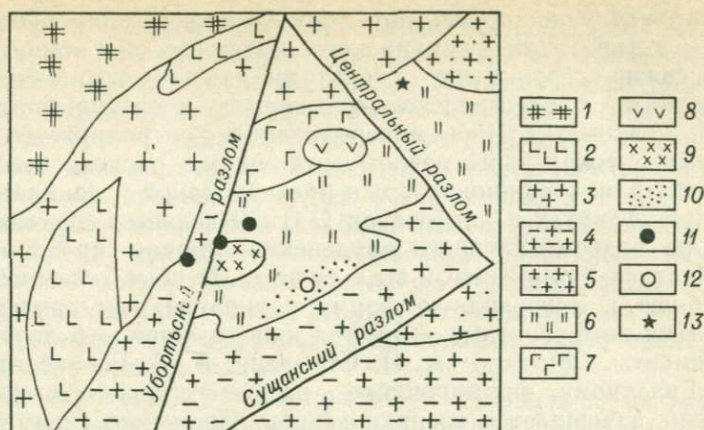


Рис. 25. Схема геологического строения вольфрамового рудопроявления, по С. В. Нечаеву и А. И. Оставненку [Геологический журнал, т. 43, № 5, 1983 г.].

1 — гранитоиды оснищские; 2 — габброиды; 3—6 — граниты: 3 — хочинские, 4 — львовковские, 5 — сырницкие, 6 — пержанские; 7 — диориты; 8 — сиениты; 9 — гранит-порфиры; 10 — редкометалльные щелочные метасоматиты; 11 — новые проявления грейзеновой оловянно-вольфрамовой и кварц-касситеритовой формации; 12 — ранее установленные проявления вольфрама и олова в редкометалльных щелочных метасоматитах; 13 — другие проявления

кварц-касситеритовой формации.

лома рудная зона представлена преимущественно вольфрамовым оруденением в биотит-кварцевом грейзене. Мощность зоны колеблется от 0,5 до 2,5 м; простирается она в направлении север-северо-восток, падает на северо-запад под углом 30—35°. Главный рудный минерал — вольфрамит — образует в грейзене мономинеральные гнезда до 10—15 см в поперечнике, жилы и прожилки. В резко подчиненном количестве присутствует касситерит. В пространственной ассоциации с вольфрамитом находятся также мелкие линзы сульфидов, среди которых преобладает галенит, подчиненно развиты молибденит, халькопирит и флюорит.

В восточном крыле Убортского разлома установлены кварцевые грейзены, несущие касситеритовую и вольфрамитовую минерализацию. Здесь резко преобладает касситерит; содержание вольфрамита редко достигает 1,5 %.

Новые данные по оловянно-вольфрамовому оруденению северо-западной части Украинского щита свидетельствуют, по мнению С. В. Нечаева и А. И. Оставненко, о развитии здесь обычной вольфрамовой формации в грейзенах и зонах окварцевания; выявленное оруденение, согласно этим исследователям, требует для оценки проведения геолого-поисковых работ.

К рассматриваемой формации, вероятно, относятся также вольфрамитсодержащие кварцевые жилы и зоны окварцевания среди гранитов рапакиви Коростенского плутона и в породах его экзоконтакта [14]. Оруденение имеет вкрапленный характер и приурочено к зонам разломов; масштабы его не установлены.

Редкометалльное оруденение известно во всех областях докембрийской активизации Украинского щита, где оно обнаруживает тесные связи с гранитами, сиенитами и щелочными сиенитами пержанского, кировоградско-житомирского и октябрьского комплексов. Редкометалльная минерализация контролируется региональными и локальными разломными зонами, располагается в зонах дробления, трещиноватости и брекчирования и локализуется в щелочных сиенитах и альбититах [14]. Выделяется два минеральных типа редкометалльного оруденения: циркон-пирохлоровый в марциполитах и цирконовый в альбититах. Рудные тела имеют жилородоподобную и линзовидную форму с вкрапленным оруденением. Полезными компонентами являются ниобий, циркон и другие редкие элементы. Согласно А. И. Стрыгину, В. Я. Бернасовскому и Л. С. Галецкому, формирование редкометалльного оруденения, возможно, завершается возникновением собственно гидротермальных флюорит-кварц-карбонатных жил [14].

Особенности размещения полезных ископаемых протодива на Украинском щите. Разнотипные месторождения и рудопроявления, связанные с явлениями докембрийской активизации, локализуются в блоках поздней консолидации, отличающихся наиболее интенсивным проявлением процессов протодива с образованием большой массы соответствующих магматических производных и наложенных впадин. Особенности геологического и глубинного строения таких блоков определяют региональные закономерности размещения оруденения протодива. Месторождения тяготеют к областям, испытавшим в конце раннего и в позднем протерозое перестройку глубинных структур земной коры, в связи с чем здесь наблюдается относительное воздымание раздела М и развитие мощного, дифференцированного гранитного слоя. Рудоносные блоки характеризуются широким развитием гранитоидов и сиенитов с возрастом 1900 ± 100 , 1700 ± 100 и 1400 млн. лет, которые по большей части являются поздними членами габбро-гранитных известково-щелочных и субщелочных серий. Гранитоиды, входящие в состав таких серий, образуют ряд различных по основности и температурам образования разновидностей, отражающих длительную эволюцию силикатных расплавов с образованием лейкократовых, аплитовидных и пегматоидных конечных производных.

С дифференцированными сериями связано развитие многостадийных гидротермально-метасоматических образований, представленных кварц-микроклиновыми и альбитовыми метасоматитами, грейзенами, кварц-карбонатными и флюорит-кварц-карбонатными жилами. В результате указанные серии сопровождаются разнотипным магматогенным и гидротермальным оруденением сидерофильного, халькофильного и литофильного профиля. С основными членами дифференцированных известково-щелочных серий ассоциирует апатит-ильменитовая минерализация, установленная среди габбро-анортозитов Коростенского плутона. С габброидами связана также сульфидная медно-никелевая и медная минерализация.

Гидротермальное молибденовое, оловянно-вольфрамовое и редкометалльное оруденение обнаруживает связи с калиевыми и лейкократовыми гранитами и сиенитами. Размещение гидротермальных месторождений и рудопроявлений повсеместно контролируется глубинными разломами, часто проникающими в мантию со смещением нижних горизонтов земной коры. Благоприятно наличие разноориентированных систем региональных разломов как ограничивающих блоки, так и межблоковых, сопровождаемых обильным оперением, что обеспечивает высокую проницаемость земной коры. Необходимым положительным фактором является длительное формирование разрывных структур с развитием их как во время становления габбро-гранитных комплексов, так и после консолидации интрузивных тел.

Рудовмещающие разломы трассируются различными группами тектонитов: очково-сланцеватыми гранитами, бластомилонитами, бластокатаклазитами, милонитовыми швами, зонами рассланцевания и брекчирования, а также поясами пегматоидных тел, пегматоидных и аплитовидных гранитов, щелочными метасоматитами, грейзенами, зонами флюоритизации, окварцевания, кварц-карбонатными и другими жилами. В пределах рудоносных блоков месторождения локализуются на участках пересечения и сопряжения разноориентированных разрывных структур или в тектонических нарушениях, оперяющих крупные глубинные разломы в местах их изгибов и расщеплений.

Особое положение занимает апатитовая минерализация, которая служит связующим звеном между магматогенными и гидротермальными рудоконцентрациями. С одной стороны, многие апатитовые рудопроявления тесно ассоциируют с габброидами и монцонитоидами Корсунь-Новомиргородского плутона, а с другой — локализуются в щелочных метасоматитах, приуроченных к зонам глубинных разломов. Не исключено, что апатитовая минерализация частично связана и с более ранней габбро-монцонит-гранитовой серией, представленной в центральной части Украинского щита гранитоидами Кировоградско-Новоукраинского массива.

ГЛАВА 5

КАНАДСКИЙ ЩИТ

ПРОЦЕССЫ ПРОТОДИВА

Канадский щит площадью 7,5 млн. км² занимает северную часть Североамериканской древней платформы, охватывая почти всю территорию Канады и Гренландии. Геология щита определяется преимущественным развитием докембрийских образований, хотя значительные его участки покрыты чехлом палеозойских осадков (ордовикских, в меньшей мере девонских).

Докембрийские образования принадлежат к нескольким возрастным группам, расчленение которых базируется на выделении четырех эпох диастрофизма: кеноранской (2800—2600 млн. лет),

гудзонской (1800 ± 100 млн. лет), эльсонской (1400 ± 100 млн. лет) и гренвиллской (1000 ± 100 млн. лет). Ранее американскими геологами выделялась еще одна ранняя орогения — лаврентьевская (3300—3150 млн. лет), однако в последние годы существование ее отвергается и превалирует мнение о длительном архейском гранитообразовании, сопряженном во времени с формированием зеленокаменных поясов. В противоположность этому Л. И. Салоп находит возможным выделять на Канадском щите три древнейших диастрофических эпизода: готхобский (4000 млн. лет); саамский (3750—3500 млн. лет) и свазилендский, соответствующий лаврентьевской орогении (3300—3150 млн. лет). Геотектоническое содержание перечисленных диастрофических эпох неоднозначно. Готхобский диастрофизм, возможно, связан с нуклеарной стадией развития земной коры, саамский — с пермобильным геотектоническим режимом, лаврентьевская орогения — с ранним этапом развития зеленокаменных поясов, мощная кеноранская орогения завершает их формирование. Гудзонская орогения следует за протоплатформенной геотектонической стадией, не обнаруживая закономерных пространственных и временных связей с протоплатформенными прогибами, и является в связи с этим начальным эндогенным импульсом режима протодива. Эльсонская и гренвиллская орогении, которые проявляются независимо от протогоосинклинальных режимов, также относятся к процессам протодива.

Самыми древними супракрустальными образованиями Канадского щита являются породы серии Исуа и ассоциации Акилия, развитые среди тоналитовых очковых гнейсов Амитсок на юго-западе Гренландии [56]. Ассоциация Акилия включает метабазиты и гнейсы, серия Исуа сложена амфиболитами, биотит-мусковитовыми, биотитовыми и гранат-ставролитовыми сланцами, силикатно-карбонатными породами и железистыми кварцитами (джеспилитами).

Породы Акилия являются, очевидно, вещественным выражением наиболее ранней нуклеарной геотектонической стадии, завершившейся готхобским диастрофизмом и образованием тоналитового комплекса Амитсок с возрастом 4065 ± 50 млн. лет [62], а супракрустальные толщи Исуа, датированные 3860—3710 млн. лет, соответствуют пермобильной стадии развития региона, закончившейся саамским диастрофизмом.

Более поздними докембрийскими образованиями Канадского щита являются зеленокаменные толщи Киватина и их аналоги, а также несогласно залегающие на них терригенные отложения Тимискаминга и их аналоги; эти породы типично представлены в провинциях Сьюперior и Слейв, где они формируют серии зеленокаменных поясов, разделенных полями гранито-гнейсовых куполов, и фиксируют следующую, протогоосинклинальную стадию формирования земной коры.

В составе зеленокаменных комплексов преобладают основные, подчиненно кислые вулканиты, метаграувакки, кварциты, сланцы;

присутствуют прослои джеспилитов, силлоподобные залежи основных и ультраосновных пород, субвулканические дайки и штоки.

Завершение формирования зеленокаменных поясов связано с мощным кеноранским диастрофизмом, к которому относится внедрение огромной массы гранитоидов с возрастом 2,8—2,6 (до 2,5) млрд. лет. Имеющиеся данные [55, 74 и др.] позволяют думать, что процессы гранитообразования начались значительно раньше и протекали синхронно с развитием зеленокаменных поясов, импульсивно усиливаясь, например, во время лаврентьевской орогении, однако на завершающем этапе протогеосинклинальной стадии они проявились особенно интенсивно.

Кеноранская орогения привела к значительной стабилизации Канадского щита, и более молодая группа пород — афебий, по К. Х. Стоквеллу, по ряду важнейших параметров может быть квалифицирована как раннепротерозойский протоплатформенный структурно-формационный комплекс, сходный с синхронным комплексом Балтийского щита.

Стратотипом канадских протоплатформенных отложений служит надсерия Гурон, развитая севернее одноименного озера. Аналогами ее в провинции Черчилл являются, согласно Л. И. Салопу [60, 62], породы серии Юнион-Айленд и части надсерии Грейт-Слэйв, развитые в районе Большого Невольничьего озера и вблизи озер Бэйкер и Шульц. Другие отложения раннепротерозойского структурно-формационного комплекса относятся Л. И. Салопом к миогеосинклинальным, меньше к эвгеосинклинальным образованиям. Отличие миогеосинклинальных образований от субплатформенных Л. И. Салоп видит прежде всего в увеличении мощностей осадочных толщ, в появлении вулканогенных пород и в усилении метаморфизма и дислоцированности пород.

Отмеченные особенности действительно имеют место, однако использовать их для выделения миогеосинклинальных и субплатформенных образований, очевидно, нельзя. В самом деле, мощность «миогеосинклинальной» части серии Грейт-Слэйв и других аналогичных ей серий составляет от 7 до 12 км, а мощность гуронской надсерии достигает 4—12 км, т. е. разница незначительна. Метаморфизм гуронских отложений соответствует местами амфиболитовой фации; складчатость вблизи разломов достаточно интенсивна. Что касается эффузивов, то они также участвуют в составе надсерии Гурон. Кроме того, вулканиты основного состава вообще характерны для протоплатформенных формаций.

Таким образом, вулканогенно-осадочные толщи афебия в главной своей массе могут рассматриваться как протоплатформенные. Формирование их относится к интервалу 2,5—2,2 млрд. лет. Гранитоидный магматизм для этого времени не характерен, хотя в ряде районов отмечаются гранито-гнейсовые купола и мигматиты с возрастом порядка 2,2 млрд. лет. В совокупности с афебийскими отложениями они прорваны постскладчатыми диабазовыми дайками, которые датируются 2,15—2,0 млрд. лет. Более молодой возраст (1,9—1,6 до 1,4 млрд. лет) имеют граниты калиевого типа,

входящие в состав дифференцированных серий, возникновение которых связывается с гудзонской орогенцией. Указанные серии образуют трещинные плутоны, которые контролируются глубинными разломами, часто занимающими секущее положение по отношению к раннепротерозойским прогибам. Отсюда следует, что если ограничить гудзонскую орогению процессами разломо- и гранитообразования, проявившимися в интервале 1,9—1,6 до 1,4 млрд. лет, то она должна рассматриваться в качестве явлений докембрийской активизации типа протодива. К образованиям протодива относятся кроме того, метаморфизованные и слабодислоцированные отложения серий Мартин и Нижний Дубонт с возрастом 1,83—1,77 млрд. лет, выполняющие наложенные впадины, а также диабазовые дайки, силлы и расслоенные массивы типа лополита Дулут.

Дальнейшее развитие Канадского щита определялось новыми вспышками тектоно-магматической активности, ярко выраженными в виде эльсонской и гренвиллской орогенций, которые, проявляясь без предварительной геосинклинальной подготовки, знаменуют дальнейшее развитие процессов протодива. С ними связано также образование новых поколений наложенных впадин и изотопное омоложение древних пород, которые в провинции Найн датируются 1,3—1,2, а в провинции Гренвилл 1,1—0,8 млн. лет. С учетом этого в развитии явлений протодива на Канадском щите можно выделить три последовательные стадии, датирующиеся 1,9—1,4, 1,4—1,1 и 1,1—0,9 до 0,68 млрд. лет.

Процессы ранней стадии интенсивно проявились в районах озер Большого Медвежьего, Большого Невольничьего, Атабаска, Бейкер, Шульц и на территории Южной провинции (рис. 26). Во всех этих районах известны наложенные впадины, заполненные континентальными осадками и субаэральными вулканитами (серии Мартин, Нижний Дубонт и др.), а также дифференцированные габбро-гранитовые и диорито-гранитовые субщелочные комплексы, дайки и силлы диабазов с возрастом 1,9—1,6 до 1,4 млрд. лет. Формирование их связано с несколькими этапами тектоно-магматической деятельности. К начальному этапу, охватывающему интервал 1,94—1,77 млн. лет, относится возникновение так называемых синтетектонических плутонов, представленных деформированными штоками и батолитами [74], состав которых варьирует от диоритов, граодиоритов и монцонитоидов до существенно калиевых гранитов. Более молодыми являются поздне тектонические плутоны с возрастом порядка 1,7 млрд. лет. К ним относятся граодиорит-гранит-пегматитовые силлы и дайки острова Баффин и дифференцированные диорит-гранодиорит-гранитовые штоки и дайки, развитые на западе провинции Черчилл. В качестве посттектонических образований канадскими исследователями рассматриваются гранитоиды комплекса Нуэлтин-Лейк, также расположенные на западе провинции Черчилл, и анортозит-монцонит-гранитоидные батолиты в юго-восточной части этой провинции и в районе Большого Медвежьего озера [74].

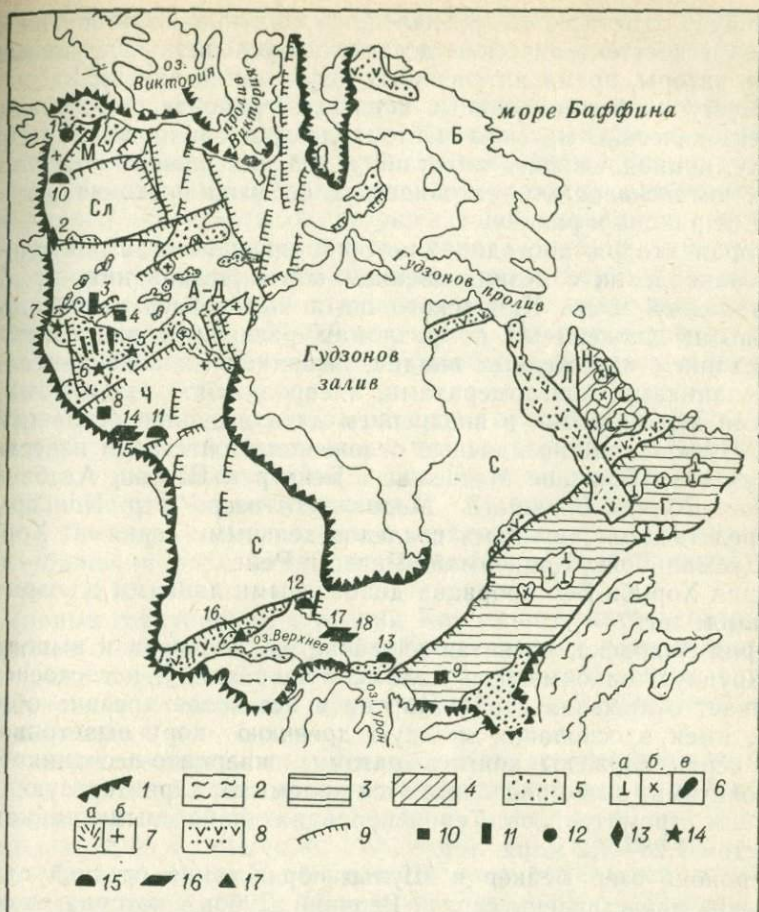


Рис. 26. Схема структурных элементов и полезные ископаемые докембрийской тектоно-магматической активизации на Канадском щите.

1 — граница распространения фанерозойского платформенного чехла; 2 — Аппалачский складчатый пояс; 3 — область гренвиллской орогении; 4 — область эльсонской орогении; 5 — наложенные впадины средней и поздней стадии активизации, выполненные терригенными осадками серий Атабаска, Верхний Дубонт и др.; 6 — образования средней и поздней стадий активизации: а — анортозиты, б — мангериты, в — диабазовые дайки; 7 — образования ранней стадии активизации: а — терригенные осадки и субазральные эффузивы серий Мартин, Нижний Дубонт и др.; б — граниты; 8 — раннепротерозойские депрессионные структуры; 9 — региональные разломы; 10—17 — месторождения протодива: 10 — урановые в пегматитах и кварц-микроклиновых метасоматитах, 11 — урановые в альбитовых и карбонатных метасоматитах, 12 — урановые в сульфидно-кварц-карбонатных жилах, 13 — урановые в песчаниках, 14 — никель-урановые в серицит-хлоритовых метасоматитах; 15 — золото-вольфрамовые; 16 — медно-молибденовые; 17 — меднорудные.

Месторождения (цифры на схеме): 1 — Порт Радий, 2 — район Ист-Арт, 3 — Ураниум-Сити, Гуннар (район Биверлодж), 4 — Шарлебуа, 5 — Раббит-Лейк, 6 — Ки-Лейк, 7 — Клафф-Лейк, 8 — Лак-Ла-Ронж, 9 — Банкрофт, 10 — Белью-Иеллоунафф, 11 — район Фалкон, 12 — Престон, 13 — Ламак, 14 — Миссияленд, 15 — Вайтфинш-Лейк, 16 — Квинно, 17 — Джогран, 18 — Трайбек.

Главнейшие блоки (буквы на схеме): М — Большого Медвежьего озера; Сл — Слейв; Ч — Черчилл; А — Д — Атабаска-Дубонт; С — Сьюперитор; П — Пенокийский (Южный); И — Найн; Г — Гренвилл; Б — Баффина залива; Л — Лабрадор.

Следует отметить, что разделение гранитных плутонов на син-, средне- и посттектонические достаточно условно. Как указывают многие авторы, время интенсивных деформаций варьирует от места к месту и сформированные в разных районах син-, средне- и посттектонические массивы часто являются синхронными. По-видимому, принадлежность интрузий к той или иной группе определяется интенсивностью тектонических событий протодива, меняющейся от района к району.

Вторая стадия протодива, которой предшествовал перерыв в осадконакоплении с возникновением кор выветривания, на большей западной части Канадского щита выразилась интенсивными глыбовыми движениями по разломам различных направлений с образованием наложенных впадин, выполненных континентальными песчаниками, конгломератами, алевролитами, доломитами, основными вулканитами, и внедрением даек и силлов основного состава. Вулканогенно-осадочные отложения этой стадии известны в районах озер Большое Медвежье, Бейкер и Шульц, Атабаска и Верхнее. Вблизи Большого Медвежьего озера и р. Коппермайн они представлены четырьмя последовательными сериями: Хорнби-Бей, Дисмал-Лейк, Коппермайн-Ривер и Рей.

Серия Хорнби-Бей прорвана диабазовыми дайками с возрастом 1,35 млрд. лет.

Серия Атабаска, развитая в районе оз. Атабаска и выполняющая крупную одноименную наложенную впадину, несогласно перекрывает отложения серии Мартин и все более древние образования, имея в основании мощную древнюю кору выветривания. Низы серии сложены конгломератами, кварцито-песчаниками и алевролитами; выше располагаются доломиты, характеризующиеся наличием строматолитов. Серия прорвана диабазовыми дайками с возрастом 1,28—1,2 млрд. лет.

В районе озер Бейкер и Шульц образования средней стадии протодива представлены серией Верхний Дубонт, которая сложена конгломератами, кварцито-песчаниками и алевролитами, прорываемыми диабазовыми дайками и силлами с возрастом 1,415 млрд. лет. Выше располагаются базальты, которые в свою очередь инъецированы дайками диабазов с возрастом 1,15 млрд. лет.

Вблизи оз. Верхнее к средней стадии протодива может быть отнесена наложенная мульда, выполненная отложениями надсерии Кивино. Эти отложения прорываются диабазовыми дайками и крупным лопилитом габбро Дулут. Возраст габбро, по данным K—Ar- и Rb—Sr-методов составляет 1,25—1,18 млрд. лет [60]. В районе имеется также небольшой массив гранитов Мелен, датированный K—Ar-методом 1,15—1,1 млрд. лет.

В восточной части Канадского щита средней стадии протодива соответствует так называемая эльсонская орогения с возрастом 1,5—1,28 млрд. лет, выделенная Х. Стоквеллом в провинции Найн. Эльсонская орогения сопровождается омоложением изотопного возраста древних толщ и внедрением габброидов и анортозит-кварц-монзонит-гранитных батолитов [74].

Аналогичные анортозит-кварц-монцонит-гранитные плутоны известны в провинции Гренвилл, где возраст их колеблется от 1,5 до 1,1 млрд. лет.

Поздняя стадия докембрийской активизации установлена главным образом в восточной части Канадского щита, в провинции Гренвилл. Она выразилась здесь в повторном метаморфизме и ультраметаморфизме древних толщ и в развитии поперечной северо-восточной складчатости, затушевавшей складчатые структуры субширотного и меридионального направлений. К ней относится также формирование многочисленных гранодиоритовых, монцонитовых, сиенит-гранитовых плутонов и даек, а также щелочных пегматитов с возрастом 1,2—0,9 млрд. лет. На юге и западе щита с этой стадией связано внедрение диабазовых даек с возрастом 1,15—1,0 млрд. лет.

Пространственное распространение геологических образований протоидва отчетливо показывает, что их развитие в Канаде ограничивается главным образом пятью блоками поздней консолидации (Большого Медвежьего озера, Атабаска-Дубонт, Южным, Найн и Гренвилл). Их границы и внутреннее строение определяются глубинными разломами ортогональной и диагональной систем (см. рис. 26).

Данных о глубинном строении Канадского щита и охарактеризованных областей докембрийской активизации пока недостаточно для прямого сопоставления основных параметров земной коры этого региона с глубинными характеристиками Украинского и Балтийского щитов.

В целом мощность земной коры в Канаде относительно невелика. Для большей части провинции Сьюпериор она составляет 30—35 км, в провинции Черчилл увеличивается до 40 км [Mereu R., Hunter I., 1969 г.; Mereu R., Yobidon G., 1971 г.]. В районах Большого Медвежьего и Невольничьего озер отмечается сокращение мощности коры до 32 км [Берри М. Дж., 1969 г.]. Наряду с этим в активизированных провинциях Гренвилл и района оз. Верхнее установлены блоки с резко увеличенной мощностью коры (до 50 км), соседствующие с блоками, где поверхность М расположена на глубинах 30—35 км, т. е. области активизации в Канаде также характеризуются развитием блоков с контрастным глубинным строением.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Металлогения областей докембрийской активизации на Канадском щите, подобно другим докембрийским регионам, характеризуется развитием рудных концентраций сидерофильного, халькофильного и литофильного профиля.

К месторождениям сидерофильного профиля, явно связанным с явлениями протоидва, на Канадском щите могут быть отнесены магматические рудоконцентрации титана, железа и ванадия в

анортозитах провинции Гренвилл, датирующихся 1,5—1,0 млрд. лет.

Более разнообразны халькофильные рудоконцентрации протодива, представленные месторождениями меди, никеля, кобальта, молибдена и, возможно, золота, которые иногда ассоциируют с вольфрамом и ураном. В этой группе халькофильных и комплексных рудных объектов выделяются следующие основные типы месторождений*: 1) медно-молибденовые и медные порфировых и непорфировых руд с цинком и серебром, ассоциирующие с гранитными плутонами; 2) золото-вольфрамовые в березитах; 3) меднорудные в базальтах и песчаниках; 4) урановые в сульфидно-кварц-карбонатных жилах (с Cu, Co, Ni, Ag, As, Bi); 5) урановые с медью в альбит-карбонатных метасоматитах; 6) никель-урановые в серицит-хлоритовых метасоматитах.

Медно-молибденовые месторождения с цинком и серебром широко распространены на юге провинции Сьюперитор, в северной периферической части Южной провинции [74]; известны они также в юго-восточной части провинции Черчилл и в некоторых других районах Канадского щита, для которых, однако, месторождения этого типа не характерны. По-видимому, имеется по крайней мере два поколения медно-молибденовых рудоконцентраций, связанных с докембрийской активизацией. Ранние из них, принадлежащие к первой стадии протодива, установлены в юго-восточной части провинции Черчилл, где они представлены месторождениями районов Миссиайленд и Вайтфиш-Лейк. Эти месторождения ассоциируют с небольшими силлами и штоками тоналит-гранодиорит-гранитов и монцодиоритов. Руды преимущественно вкрапленные; главные рудные минералы: пирит, халькопирит, молибденит. Рудные залежи, размеры которых достигают 750 м в длину при мощности 200 м, сопровождаются изменениями боковых пород, что выражается в развитии кварц-серицит-карбонат-эпидот-хлорит-гематитовых и эпидот-хлорит-серицит-карбонат-кварц-калишпатовых минеральных ассоциаций. Имеются также калишпат-кварц-хлоритовые жилы с вкрапленностью сульфидов. В целом руды оцениваются как порфировые.

Многочисленные рудные объекты на юге провинции Сьюперитор, в общем сходные с вышеописанными, рассматриваются Л. Айресом и П. Черни как архейские, хотя цифры радиологического возраста, варьирующие от 2730 до 2640 млн. лет, имеются только для трех месторождений. Поэтому вполне вероятно, что часть этих рудных объектов принадлежит к образованиям протодива. Это тем более возможно, что на крайнем юге провинции Сьюперитор, в краевой части провинции Южная известны медно-молибденовые рудоконцентрации с возрастом 1070 ± 30 млн. лет (месторождение Джогран) и 1055 ± 35 млн. лет (брекчии Трайбек).

* Выделение рудных формаций исключительно по литературным данным встречает затруднения, в связи с чем для Канадского щита и далее для древней Австралийской платформы описываются главные типы месторождений.

Месторождение Джогран приурочено к штоку гранодиоритов и гранитов размерами 200×120 м. Рудная минерализация, представленная халькопиритом, борнитом, молибденитом и пиритом, образует рассеянную вкрапленность в гранитах и гранодиоритах и частично локализуется в кварц-хлорит-биотитовых и кварц-кальцитовых жилах. Околорудные изменения в верхней зоне месторождения выражаются в развитии кварц-серицит-альбитового парагенезиса, в средней зоне — эпидот-кальцит-хлоритовой ассоциации; ниже прослеживается развитие кварца и калиевого полевого шпата. Руды содержат 0,19 % Cu и 0,05 % Mo.

Брекчии Трайбек представлены тремя относительно крупными трубами, размеры которых в диаметре варьируют от $37 \cdot 10^3$ до $175 \cdot 10^3$ м [74]. Рудные минералы (халькопирит, пирит, сфалерит и галенит) локализируются в кварц-серицитовом цементе брекчий, немного — во вмещающих породах, и присутствуют в кварцевых жилах. В цементе отмечаются также хлорит, кальцит, доломит. Содержания полезных компонентов в рудах составляют 0,1—0,2 % Cu, 0,03—0,05 % Mo, 1,35 г/т Ag. Месторождение Трайбек оценивается как значительное, запасы руды составляют в нем более 150 млн. тонн.

Золото-вольфрамовое оруденение в березитах представлено месторождениями района Иеллоунайф, расположенными на северо-западе провинции Слейв, вблизи ее сочленения с провинцией Большого Медвежьего озера. Рудная минерализация приурочена здесь к зонам рассланцевания в вулканитах основного состава и представлена системами кварцевых прожилков с шеелитом, сульфидами, сульфосолями, сульфоарсенидами, содержащими золото. Породы в зонах разломов превращены в березиты и листвениты. Нужно отметить, что возраст месторождений не определен и они лишь условно отнесены к образованиям протодива.

Согласно В. К. Денисенко [1978 г.], вольфрамовая минерализация района Иеллоунайф входит в состав протяженного вольфрамоносного пояса, фрагментарно прослеживаемого вдоль южной окраины Канадского щита. Его юго-восточное окончание фиксируется на юге провинции Сьюпернор, в непосредственном обрамлении провинции Южная. Шеелитовая минерализация ассоциирует здесь с золото-серебряным оруденением, которое рассматривается канадскими исследователями как архейское. Вопрос, однако, не может считаться окончательно решенным. Месторождения ассоциируют с гранитными и сненитовыми плутонами, локализируются в зонах разрывных и складчато-разрывных дислокаций и часто являются многостадийными. Рудная минерализация располагается в кварцевых и кварц-карбонатных жилах, линзах, штокверках. В жилах присутствуют золото, шеелит, пирит, халькопирит, арсенопирит и другие сульфидные и теллуридные минералы, а также турмалин. В целом они до определенной степени напоминают многостадийные сульфидно-кварц-карбонатные жилы Большого Медвежьего озера и, возможно, могут быть отнесены к образованиям протодива.

Меднорудное оруденение в позднепротерозойских базальтах и песчаниках типично представлено месторождениями п-ова Киви-но, которые приурочены к одноименной серии пород, развитой в районе оз. Верхнее. Медное оруденение тяготеет к крупному северо-восточному сбросу, прослеженному по простиранию на 500 км; промышленные рудные тела отмечаются на отрезке длиной 100 км. Медная минерализация располагается в миндалекаменных диабазах, в конгломератах и в кальцитовых жилах. На месторождениях преобладает самородная медь, отмечается самородное серебро. Среди жильных минералов помимо кальцита присутствуют адуляр и цеолиты.

Медная минерализация в позднепротерозойских диабазах известна также в районе Коппермайн-Ривер, около Большого Медвежьего озера, и на северо-востоке щита, вблизи провинции Гренвилл. Ассоциация с основными вулканитами позволяет некоторым исследователям считать, что между вулканитами и медным оруденением существуют генетические связи. Более вероятно, однако, что связи эти парагенетические и образование медных месторождений обусловлено деятельностью глубинных магматических очагов. Об этом свидетельствует приуроченность медной минерализации Кивино к крупному разлому, который трассируется интрузивными телами кислого и основного состава.

Урановое оруденение протодива пользуется на Канадском щите весьма широким распространением и относится к различным генетическим типам и возрастным группам. Широко известны урановые месторождения в альбит-карбонатных метасоматитах, кварцевых и карбонатных жилах с возрастом 1,8—1,4 млрд. лет, а также эпигенетические месторождения урана и никеля, тесно связанные с поверхностью несогласия в основании песчаников серии Атабаска. Возраст последних 1,0—1,1 млрд. лет. Оруденение сопровождается серицит-хлоритовыми изменениями боковых пород, что является характерным для этого промышленно важного типа месторождений. Кроме того, с явлениями протодива в Канаде связаны месторождения «песчаникового типа», описанные Р. Д. Мортонем [48], жильные месторождения Большого Медвежьего озера и урановые концентрации в пегматитах.

Урановое оруденение в альбит-карбонатных метасоматитах типично представлено месторождениями района Биверлодж, расположенного на северо-западной окраине наложенной впадины Атабаска. Урановая минерализация контролируется разломами северо-восточного и северо-западного направлений, локализуясь как в зонах главных разрывных структур (месторождения Эйс, Фей, Верна и др.), так и в оперяющих или сопряженных трещинах высоких порядков (рис. 27).

Оруденение относится к одному минеральному типу — настурановому. Помимо настурана в рудных телах иногда встречается тухолит. С радиоактивными минералами постоянно ассоциируют гематит и в небольших количествах — пирит, халькопирит, галенит. Эпизодически встречаются золото, серебро, борнит, селениды ме-

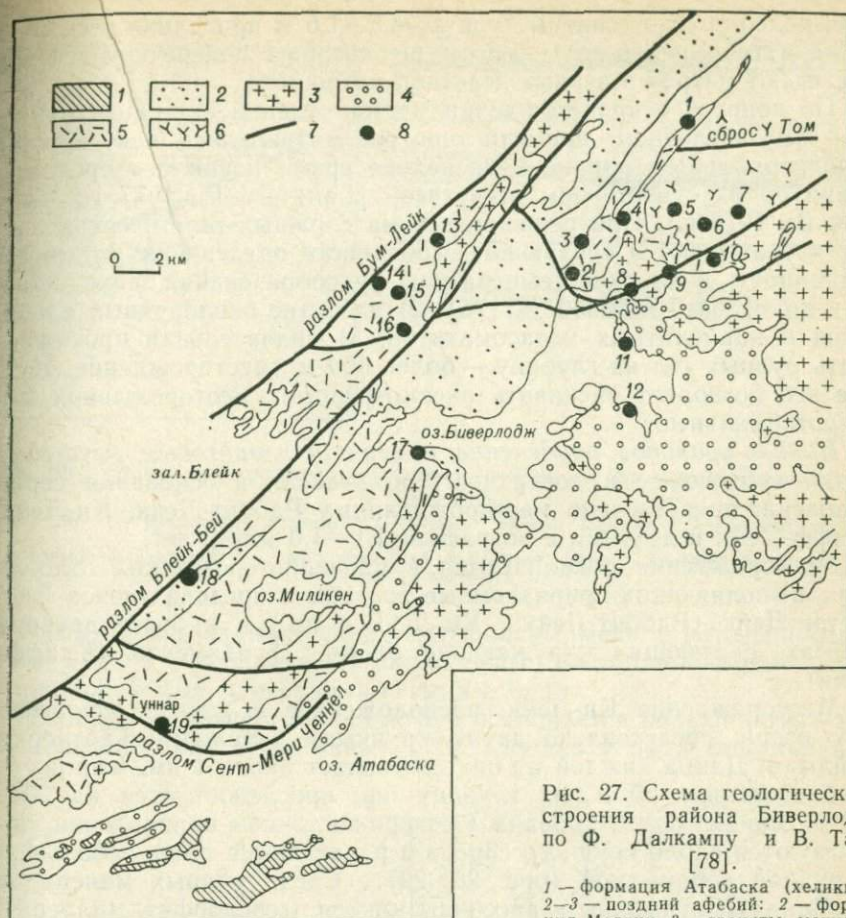


Рис. 27. Схема геологического строения района Биверлодж, по Ф. Далкампу и В. Тану [78].

1 — Формация Атабаска (хеликий); 2—3 — поздний афебий: 2 — Формация Мартин, 3 — граниты, монциты, кварцевые монциты, гранодиориты; 4—6 — группа Тейзин: 4 — кварциты, 5 — комплекс Фей и отложения, коррелируемые с комплексом Фей, полевошпатовые кварциты, туфы, 6 — гнейсы; 7 — разломы; 8 — месторождения урана (цифры на схеме): 1 — без имени, 2 — Несбит-Лабин, 3 — Игл, 4 — Игл-Эйс, 5 — Биверлодж Урано, 6 — рудник Стрик, 7 — Кет, 8 — Эйс, 9 — Фей, 10 — Верна, 11 — Мета-Ураниум, 12 — Блейк-Бэй, 13 — Кайзер-Атабаска, 14 — Сан-Михаил, 15 — Рикс-Атабаска, 16 — Синч, 17 — Рифы, 18 — группа Галч; 19 — Гуннар.

ди и свинца, арсениды кобальта, никеля и железа [Хейнрих Э. Х., 1962 г., с. 305]. Во всех случаях процессы минералообразования являются многостадийными и сопровождаются специфическими преобразованиями боковых пород. Предрудные изменения выражены развитием натриевых, альбитовых или олигоклазовых метасоматитов с гематитом, придающим породам красный цвет (так называемое «красноцветное изменение»). Рудный процесс сопровождается развитием метасоматических кальцита, хлорита, серицита и кварца.

Урановорудные тела представляют собой жилы, штокверки и рудные столбы. Размеры их, как правило, невелики: мощность

жил колеблется от сантиметров до 4,5—7,5 м при длине десятки и сотни метров, редко до 1—1,8 км, штокверки в поперечном сечении достигают метров и первых десятков метров.

По вопросу о происхождении месторождений нет единого мнения. До последнего времени они рассматривались как типично гидротермальные, однако в последнее время появились представления об их супергенном генезисе [Langford F., 1977 г.; Смит Дж. В., 1976 г.]. При решении весьма сложных генетических вопросов учитываются следующие особенности оруденения: 1) многостадийность и высокие температуры рудообразования, находящиеся в диапазоне 400—250 °C [76]; 2) развитие околорудных альбитов и карбонатных метасоматитов; 3) значительная протяженность рудных тел на глубину — более 600 м (месторождение Эйс). Все это позволяет оценивать рассмотренные месторождения как гидротермальные.

Никель-урановое оруденение в серицит-хлоритовых метасоматитах, тяготеющее к поверхности несогласия в основании серии Атабаска, представлено месторождениями Раббит-Лейк, Ки-Лейк, Клафф-Лейк и другими с возрастом 1,1—1,0 млрд. лет.

Месторождения локализуются в раннепротерозойских отложениях, выполняющих приразломные прогибы в пределах пояса Волластон-Лейк (Раббит-Лейк, Ки-Лейк и др.) и в более древних гнейсах, слагающих окружающие блоки фундамента (Клафф-Лейк).

Месторождение Ки-Лейк, расположенное в районе одноименного озера, представлено двумя крупными залежами: Гёртнер и Дейлман. Длина каждой из них составляет около 1 км, ширина — приблизительно 20 м, на глубину они прослеживаются на 20—100 м. Залежи ориентированы в северо-восточном направлении, локализуются вдоль крупного сброса и разделяются лишь небольшой безрудной перемышкой (рис. 28, 29). Среди рудных минералов преобладают сульфиды и арсениды никеля (герсдорфит, миллерит, никелин), урановая смолка, коффинит, присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит. Околорудные изменения представлены интенсивной хлоритизацией. Наряду с хлоритом развиты кварц, сидерит и кальцит.

Рудная зона Раббит-Лейк приурочена к брекчированной осевой части асимметричной синклинальной складки северо-восточного простираия, сложенной доломитами. Урановая минерализация представлена урановой смолкой, редко коффинитом и вторичными уранофаном и склодовскитом; встречается вкрапленность пирита, халькопирита, марказита и галенита.

Месторождение Клафф-Лейк приурочено к структуре Карсвелл, представляющей собой «окно» древних образований среди отложений серии Атабаска [95]. Урановорудные тела контролируются зонами расланцевания, пересекающими породы основания. Иногда, однако, руды проникают и в песчаники Атабаска вблизи поверхности несогласия. Выделяется два типа руд: 1) массивные настуран-уранинитовые в трещинах, ассоциирующие с самородным

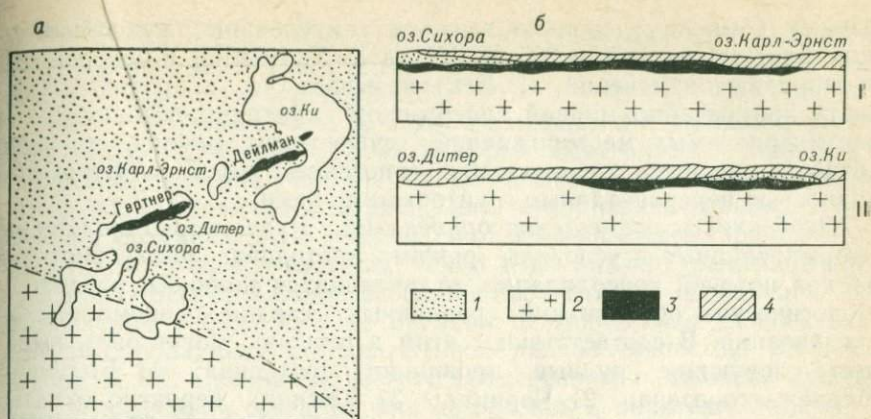


Рис. 28. Схема геологического строения района оз. Ки, по Ф. Далкампу и В. Тану [78].

а — план; б — продольные разрезы: I — рудной залежи Гёртнер, II — рудной залежи Дейман; 1 — песчанники Атабаска; 2 — кристаллический фундамент; 3 — рудные тела; 4 — четвертичные отложения.

золотом, теллуридами золота, сульфидами меди и сульфоарсенидами никеля и кобальта; 2) вкрапленные настуран-коффинитовые, сопровождаемые сульфидами свинца и меди.

Генезис охарактеризованных руд оценивается большинством исследователей как супергенный [76]. Однако у ряда геологов вы-

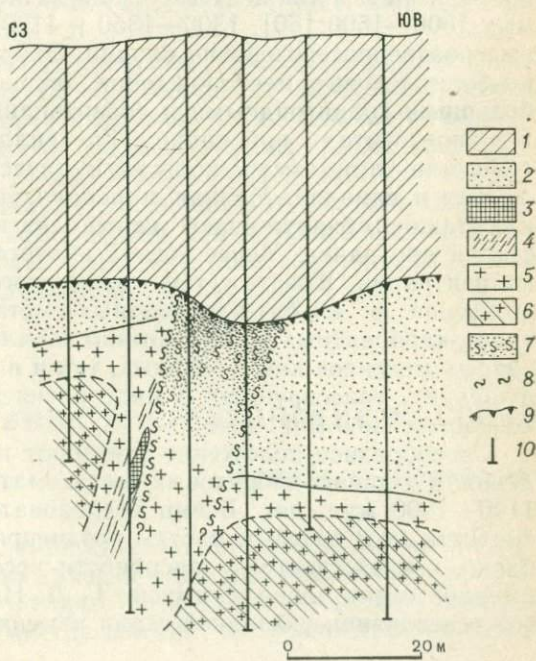


Рис. 29. Геологический разрез рудной залежи Гёртнер, по Ф. Далкампу и В. Тану [78].

1 — четвертичные отложения; 2 — песчанники Атабаска; 3—6 — породы фундамента: 3 — пегматиты, 4 — сланцы, 5 — граниты измененные, 6 — граниты свежие; 7 — рудное тело; 8 — границы разлома; 9 — поверхность несогласия; 10 — скважины.

зывают сомнение довольно высокие температуры рудообразующих флюидов — 180° и 225°C [Литл Х. У, 1976 г.] и особенности окolorудных изменений. Л. Бек указывает, что в противоположность чрезвычайно модной супергенной концепции возникновения рассматриваемых месторождений существуют мнения, согласно которым они представляют собой гипогенные жилы, частично или полностью переработанные грунтовыми водами.

Особенности размещения оруденения. Рудные месторождения, сформированные в условиях режима протодива, размещаются в блоках поздней консолидации, отличающихся широким развитием геологических образований различных стадий докембрийской активизации. В соответствии с этим в регионе могут быть выделены следующие рудные провинции протодива: 1) Большого Медвежьего озера; 2) Черчилл; 3) Южная, вероятно охватывающая также южную часть блока Сьюпериор; 4) Южно-Гренвиллская. Месторождения в пределах этих провинций тяготеют к системам глубинных разломов преимущественно северо-восточного простираия и часто концентрируются на участках пересечения этих разломов с разрывными структурами других направлений (северо-западного, субмеридионального, субширотного). Именно такую позицию занимают рудные районы Порт-Радий в провинции Большого Медвежьего озера, Биверлодж и Атабаска в провинции Черчилл, Банкрофт в провинции Гренвилл.

Помимо напряженной разрывной тектоники все упомянутые рудные провинции характеризуются широким развитием монцитонитов, диоритов и гранитов с возрастом 1900—1750 и 1059—960 млн. лет, а также даек основных и щелочных пород, датированных 1600—1500 [60], 1300—1350 и 1130 млн. лет [48], и наложенных позднепротерозойских впадин. Охарактеризованные выше медно-молибденовые месторождения закономерно ассоциируют с небольшими гранитоидными и сиенитоидными плутонами протодива. В анортозитах провинции Гренвилл, датирующихся 1500—1100 млн. лет, отмечаются магматические концентрации титана, железа и ванадия. Медная минерализация в диабазах и песчаниках также обнаруживают явные связи с магматизмом поздней стадии протодива. Менее четкой является позиция урановых рудо-концентраций. Вместе с тем можно отметить, что урановые месторождения в альбит-карбонатных метасоматитах и сульфидно-кварц-карбонатных жилах обычно локализуются по периферии гранитных массивов как в главных, так и в оперяющих разрывных нарушениях, трассируемых в ряде случаев диабазовыми дайками с возрастом 1600 млн. лет.

Своеобразное положение занимают никель-урановые месторождения в серицит-хлоритовых метасоматитах, имеющие возраст 1100—1000 млн. лет. Всеми исследователями отмечается приуроченность их к краевым частям позднепротерозойской впадины Атабаска, и в частности к поверхности несогласия в основании одноименной серии пород. Согласно Г. Д. Ниппину, мощность реголитов в основании указанной серии изменяется от нескольких метров

до 90 м и более. Нужно отметить, что урановая минерализация обнаружена в последние годы в районе наложенной впадины Бейкер, к северу от оз. Атабаска [77].

Как уже отмечалось, многие исследователи придают региональным несогласиям и древним корам выветривания важное генетическое значение [48, 76]. В то же время не вызывает сомнений, что в размещении рассматриваемого типа никель-уранового оруденения определяющую роль играют зоны разломов, причем руды локализируются как в главных, так и в оперяющих разрывных нарушениях. Весьма важной особенностью является ассоциация месторождений с близкими по времени формирования диабазовыми дайками, обладающими повышенной радиоактивностью [96]. Согласно К. И. Сулливану, между оруденением и дайками существует несомненная связь, однако не прямая, а парагенетическая.

Околорудные изменения на никель-урановых месторождениях представлены преимущественно хлоритовыми метасоматитами. Уран и никель ассоциируют с Со, платиноидами, Си, Pb, Zn, V, Ag, Au. Поскольку большинство месторождений располагается среди раннепротерозойских отложений, включающих горизонты углеродистых сланцев с повышенными концентрациями подавляющего числа перечисленных элементов, многие исследователи склонны рассматривать эти сланцы как источник рудного вещества в гидротермальном или инфильтрационном процессе. Следует отметить, однако, что месторождение Клафф-Лейк располагается в гнейсах фундамента, вдали от площадей развития углеродистых сланцев. Это обстоятельство делает правомерным предположение К. И. Сулливана, согласно которому источником рудных растворов служили поствулканические эманации.

Независимо от генетических концепций следует, что блоки поздней консолидации в период 1,9—1,0 млрд. лет характеризовались многократными проявлениями интрузивной деятельности, образованием наложенных впадин и неоднократными глыбовыми перестройками, разделенными эпохами корообразования. Эти обстоятельства, несомненно, создавали благоприятные условия для энергичной миграции рудных компонентов как в эндогенных, так и в гипергенных процессах и, как следствие, для образования значительных концентраций различных по составу руд.

ГЛАВА 6 ДРЕВНИЕ АВСТРАЛИЙСКИЕ МАССИВЫ

ПРОЦЕССЫ ПРОТОДИВА

Докембрийские образования слагают фундамент древней Австралийской платформы, обнажаясь в ряде многочисленных приподнятых блоков, группируя которые В. Е. Ханн выделяет Западно-Австралийский, Северо-Австралийский и Южно-Австралийский

щиты [69], а С. Е. Колотухина с соавторами — те же щиты, но в несколько других границах и серию восточных краевых блоков [33]. Согласно австралийским геологам, докембрийские образования Австралийской платформы могут быть сгруппированы в три орогенические провинции: Западно-Австралийскую, Северо-Австралийскую и Центральновостралийскую, в пределах которых широко распространены также образования переходного типа и позднепротерозойских впадин, формально квалифицируемых как платформенные [52].

Если учитывать разницу между древними щитами и массивами, сформулированную в определениях этих геоструктур, по Т. В. Билибиной и др. [14], то выступы докембрийского основания в пределах Австралийской платформы правильнее называть массивами, поскольку они со всех сторон окружены отложениями платформенного чехла. Используя эту поправку, можно выделить: 1) Западно-Австралийский массив, состоящий из двух блоков древнейшей консолидации — Йилгарн и Пилбара, разделенных протерозойскими прогибами Наллагайн и Бангемолл; 2) Северо-Австралийский массив, включающий блоки Кимберли и Стерт; 3) Центральновостралийский массив, охватывающий блоки Масгрейв и Аранта, разделенные авлакогеном Амадиес; 4) массив Голер на юго-востоке платформы; 5) серию относительно мелких блоков в краевой восточной части платформы (Пайн-Крик, Теннант-Крик, Маунт-Айза, Джорджтаун, Брокен-Хилл; последний является средним массивом в пределах позднепротерозойской складчатой области Аделаида, относящейся, по В. Е. Ханну, уже к Тасманскому складчатому поясу, а не к основанию древней платформы).

Древнейшими докембрийскими образованиями Австралийского континента являются гнейсы, гранулиты, тоналитовые гранитоиды и зеленокаменные комплексы, типично представленные в блоках Йилгарн и Пилбара. При этом Л. И. Салоп и ряд зарубежных исследователей полагают, что гранулиты и гнейсы представляют собой наиболее ранние катархейские породы, прорываемые гранитами натриевого ряда и перекрытые осадочно-вулканогенными отложениями зеленокаменных поясов.

Более сложная схема предлагается Л. И. Гликсоном и И. Б. Ламбертом [1976 г.]. Эти исследователи, вслед за Р. К. Горвицем и Дж. Софолисом, выделяют в блоке Йилгарн две разновозрастные зеленокаменные толщи с несогласными соотношениями между собой. Ранняя, сложенная коматитами и лавами основного состава, граувакками, метапелитами и джеспилитами, является, по их мнению, реликтом первичной протокоры; поздняя, включающая вулканы различного состава, от основных до кислых, и мощные пачки терригенных пород, сосредоточенных в верхней части разреза, относится к образованиям зеленокаменных поясов. Если это верно, то древнейшими образованиями Австралийского континента являются коматитовые и базальтовые лавы в сочетании с пирокластолитами, граувакками, джеспилитами, сохранившиеся в блоке Йилгарн. По-видимому, их формирование

относится к лунной или нуклеарной стадиям развития земной коры. С нуклеарной стадией, очевидно, связано также образование первых тоналитовых гранитоидов региона. Более молодой пермобильный структурно-формационный комплекс составляют гранулиты и гнейсы Уит-Пендж и Фрейзер в блоке Йилгарн, Олбани-Эсперанс в одноименной зоне на юге этого блока и допилбарские гнейсы в блоке Пилбара. Их возможными аналогами в других районах Австралии являются гнейсовые комплексы Масгрейв-Мани, Голер, Уилльяма, Эйнасли [62]. Все они инъецируются вторым поколением тоналитовых гранитов и характеризуются широким развитием мигматитов и мигматит-плутонов, формирующих гранито-гнейсовые купола и овалы.

Пермобильные гранулитогнейсовые комплексы служат фундаментом для более поздних зеленокаменных поясов, хорошо сохранившихся в блоках Йилгарн и Пилбара. В блоке Йилгарн зеленокаменные породы комплекса Калгурли-Йилгарн образуют изолированные пояса север-северо-западного направления, разделенные гранито-гнейсами; в блоке Пилбара сходные толщи комплекса Пилбара развиты в виде синклиналей изменчивого простирания в поле широкого развития гранитных куполов.

Метаморфизм пород меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой фации. Зеленокаменные образования прорываются сложным комплексом гранитоидов, в составе которого участвуют не только диориты, тоналиты и гранодиориты, но и калиевые разновидности с возрастом 2,8—2,6 до 2,4 млрд. лет.

Метаморфизм, складчатость и энергичное гранитообразование в конце развития зеленокаменных поясов привели к значительной стабилизации региона и к образованию в его большей западной части обширного кратона, на фоне которого впоследствии формировались раннепротерозойские эпикратонные приразломные прогибы. Эти прогибы, представлявшие собой, по выражению В. Е. Хаина [1970 г.], «нечто среднее» между настоящими геосинклиналями и авлакогенами, обнаруживают черты сходства с платформенными прогибами восточной части Балтийского щита. К числу подобных структур в Австралии относятся прогиб Наллагайн и зона Ашбертон, расположенные между блоками Пилбара и Йилгарн; зоны Кинг-Лиопольд и Холлс-Крик, обрамляющие гипотетический архейский блок Кимберли; прогибы Пайн-Крик, Теннант-Крик-Уоррамунга-Дейвенпорт.

Согласно австралийским геологам и В. Е. Хаину, отложения прогиба Наллагайн представляют собой древнейший платформенный чехол [52, 69]. В своей нижней части этот чехол сложен базальтовыми и андезитовыми лавами с пачками осадочных и туфогенных пород; выше следуют джеспилиты в ассоциации с яшмами, доломитами, сланцами, перекрытые мощной толщей дацитов и пронизные долеритовыми силлами. Верхи разреза представлены разнотипными песчаниками, граувакками, конгломератами с прослоями доломитов и базальтов. Возраст перечисленных вулканоген-

но-осадочных образований меняется от 2,6 до 1,9 млрд. лет [62]. В пределах прогиба Наллагайн они нескладчатые и весьма слабо метаморфизованные; на юге, в зоне Ашбертон, эти же породы подвержены более интенсивным метаморфическим преобразованиям, достигающим зеленосланцевой фации, и смяты в системы линейных складок; кроме того, здесь они отличаются значительно большей мощностью. Аналогичными особенностями обладают раннепротерозойские отложения в зонах Кинг-Лиопольд и Холлс-Крик [62].

В прогибе Пайн-Крик к раннепротерозойским отложениям принадлежат кластические и карбонатные породы с подчиненными горизонтами эффузивов. Характерно наличие углеродистых сланцев, широко развитых в составе свиты Кулпин и ее аналогов. Вулканиты имеют преимущественно основной состав. Породы слабо метаморфизованы; складчатые дислокации также выражены умеренно; преобладают простые, довольно пологие складки. Изоклинальная и крутая складчатость отмечается локально, вблизи разломов.

Близкими особенностями обладают синхронные отложения в пределах прогиба Теннант-Крик-Уоррамунга-Дейвенпорт.

Протоплатформенные образования были распространены, очевидно, более широко. Возможные их реликты имеются в структурах Маунт-Айза, Эйнасли-Джорджтаун. Формирование раннепротерозойских протоплатформенных прогибов ограничивается рубежом 2,0—1,9 млрд. лет; затем после более или менее продолжительной тектонической паузы на территории Австралийского континента проявились мощные вспышки тектонических и магматических процессов, послуживших началом целой цепи сходных геологических событий, дискретно развивавшихся в пределах рассматриваемого региона вплоть до рубежа 800—650 млн. лет. По своим особенностям они соответствуют явлениям протодива, описанным выше для ряда щитов Северного полушария.

На ранней стадии протодива широкое развитие получили кислые субаэральные вулканиты и более или менее синхронные им гранитоиды, являющиеся в ряде случаев возможными комагматами излившихся на поверхность лав. Вулканиты, как правило, ассоциируют с красноцветными терригенными отложениями: песчаниками, алевролитами. Такого типа образования типично представлены в районе плиты Кимберли с окружающими ее зонами Кинг-Лиопольд и Холлс-Крик и в ряде восточных блоков; они известны также в пределах плиты Стерт.

К зоне сочленения блока Кимберли с зоной Холлс-Крик тяготеют субаэральные кислые вулканиты серии Уайтуотер, несогласно залегающие на складчатых раннепротерозойских образованиях протоплатформенного типа, прорванных гранодиоритами с возрастом 1,96 млрд. лет. Возраст серии Уайтуотер по данным Rb—Sr-метода 1,8—1,82 млрд. лет. Ее мощность достигает 3,5 км. С вулканитами ассоциируют субвулканические тела порфиров; здесь же развиты комагматичные с ними батолиты порфировидных гранитов

Тау-Ривер и гранодиориты Макхойл с возрастом 1,875—1,855 млрд. лет. Излившиеся и внедрившиеся на глубине породы образуют единый вулcano-плутонический пояс, контролируемый пограничными разломами между блоком Кимберли и зоной Холлс-Крик.

На западе и юго-западе вулканогенные породы Уайтуотер несогласно перекрыты мощными в основном осадочными отложениями, формирующими три серии: Спиуа, Кимберли и Бастион, которые характеризуются несогласными соотношениями между собой. В серии Спиуа, сложенной преимущественно полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками, а также алевролитами и аргиллитами, имеется, кроме того, маломощная толща кислых туфов и туфолав. В составе двух верхних серий наряду с красноцветными и глауконитовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и доломитами участвуют толентовые базальты. Все серии пронизаны мощными силлами долеритов Харт с возрастом около 1,8 млрд. лет. Возраст пород, слагающих серии Спиуа, Кимберли и Бастион, определенный Rb—Sr-методом, колеблется от 1,8 до 1,7 млрд. лет. Их общая мощность достигает 6 км.

Возрастным аналогом рассмотренных выше образований в пределах блока Стерт является мощная, до 1,8 км, толща Ред-Рок, которая сопоставляется Л. И. Салопом с серией Спиуа [62].

В блоке Пайн-Крик образования ранней стадии протодива представлены субаэральными кислыми вулканитами Эдит-Ривер, которые несогласно перекрыты осадочно-вулканогенной серией Катерин-Ривер и песчаниками Комболджи. В совокупности эти отложения относятся к карпентарию; формирование их охватывает интервал 1,8—1,4 млрд. лет. Аналогичные породы известны в блоках Теннант-Крик-Уоррамунга, Маунт-Айза, Джорджтаун и Голер. Во всех случаях нижние части разрезов карпентарийских отложений сложены кислыми субаэральными вулканитами, подчиненно андезитами, в ассоциации с субвулканическими телами микрогранитов и гранит-порфиров. Верхние части разрезов карпентарийских толщ представлены обломочными мелководно-морскими или континентальными отложениями, вмещающими пологи и покровы базальтов, андезитов, трахитов и риолитов [52].

Породы карпентария не дислоцированы и не метаморфизованы; они залегают с корой выветривания в основании на более древних толщах; несогласие и коры выветривания фиксируются также внутри карпентарийских отложений. Общая мощность последних достигает 7—8 км. Вулканиты, развитые в низах терригенных толщ, заполняющих наложенные впадины, вероятно, входят в состав протяженного древнего вулканогенного пояса, расположенного в краевой части позднедокембрийского континента Австралия. Этот пояс трассируется также многочисленными массивами кислых, субщелочных и подчиненно-основных интрузивных пород, очевидно, комагматичных с эффузивами (рис. 30). Так, серия Эдит-Ривер сопровождается субвулканическими и гипабиссальными интрузиями калиевых гранитов, сненитов и гранит-порфиров с возрастом 1,76 млрд. лет [100]. Карпентарийская серия Хатчес-

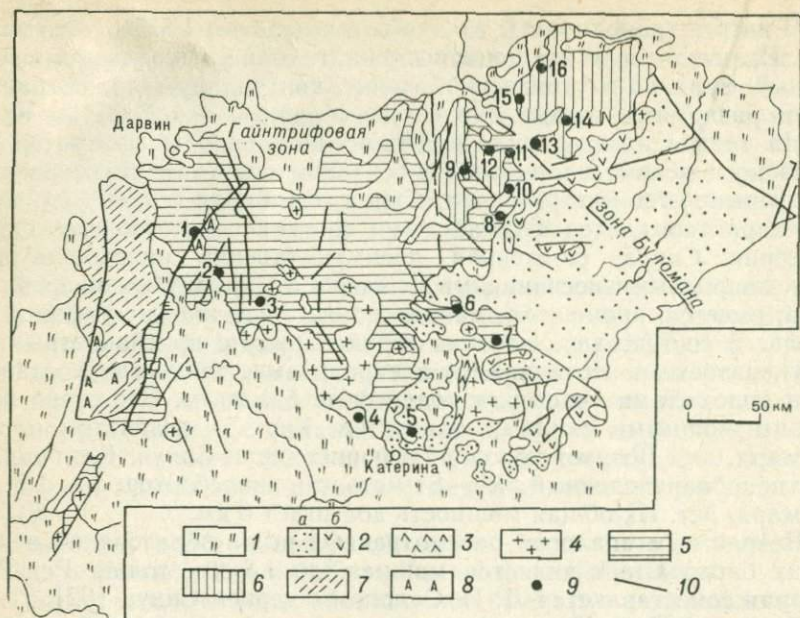


Рис. 30. Схема геологического строения Северной территории, по Г. Р. Риану [93].

1 — фанерозойские платформенные отложения; 2 — формации Комболджи: песчаники (а) и вулканиты (б); 3 — вулканиты Эдит-Ривер; 4 — граниты карпентария; 5 — вулканогенно-осадочные породы системы Наллагайн; 6 — граниты и мигматиты комплекса Нанамбу; 7 — мигматиты и гнейсы комплекса Литчфилд; 8 — гнейсы и граниты комплекса Рам-Джангл; 9 — урановые месторождения (цифры на карте): 1 — Рам-Джангл, 2 — Аделаида-Риверс, 3 — Флёр-де-ли, 4 — Эдит-Ривер, 5 — АВС, 6 — Саут-Аллейтор, 7 — Шлейбек, 8 — Кунгарра, 9 — без названия, 10 — Рейнджер, 11 — Джабилука, 12 — Рейнджер II, 13 — Карамал, 14 — Набарлек, 15 — Аррара, 16 — Блейк Рок; 10 — разломы.

Крик в блоке Теннант-Крик-Уоррамунга прорвана габброидами и гранитами, в том числе гранофировыми, датировки которых по данным Rb—Sr-метода составляют 1,69 млрд. лет. Длительное развитие кислого магматизма отмечается в структуре Маунт-Айза. Серия Аргилла прорвана здесь гранитами Эвен с возрастом 1,76 млрд. лет. Более поздними являются кварцевые песчаники и основные вулканиты, перекрытые толщами алевролитов, доломитов и песчаников. Интенсивная складчатость этих образований, наличие нескольких структурных несогласий и гранитных интрузий с возрастом 1,6; 1,54 и 1,4 млрд. лет позволяют исследователям рассматривать их в качестве геосинклинальных образований. Нужно отметить, однако, что достаточно сильная складчатость отмечается и в некоторых прогибах протодива на Балтийском щите, например в области Смоланд [Лобач-Жученко С. Б., 1974 г.], а локальный характер складчатой структуры Маунт-Айза не позволяет рассматривать ее в качестве настоящей геосинклинальной системы.

В целом карпентарийские плутонические ассоциации, представленные интрузиями габбро, диоритов, сиенитов и гранитов с воз-

растом 1,8—1,45 млрд. лет, обладают всеми свойствами магматических образований протодива, известных на Украинском, Канадском и Балтийском щитах. Интрузии образуют дискордантные трещинные тела и штоки, контролируемые разломами. Гранитоиды оказывают термальное воздействие на вмещающие породы с образованием роговиков и скарнов. Гранитоиды, как правило, роговообманковые, гранат- и пироксенсодержащие, с преобладанием K_2O над Na_2O . Типичны порфировидные текстуры. Наиболее поздние пегматоидные и лейкократовые фазы обогащены турмалином, флюоритом, апатитом; встречаются двуслюдяные разновидности. Широко развиты аутометаморфические изменения типа грейзенизации, турмалинизации и высокотемпературной альбитизации [100]. Граниты Ералба сопровождаются развитием кварц-турмалин-касситеритовых метасоматитов с вольфрам-олово-висмут-золотой минерализацией; с гранитами Вольфрам-Хилл связана вольфрамовая, оловянная, медная и свинцовая минерализация. Локально граниты сопровождаются жильной фацией кварцевых порфиров. Весьма характерна также ассоциация гранитоидов с долеритовыми силлами и дайками, иногда завершающими кислый вулканизм и плутонизм, как, например, долериты Оенпелли в структуре Пайн-Крик, имеющими возраст около 1,6 млрд. лет.

На более поздних этапах (в интервале 1,35—0,65 млрд. лет) в пределах древней Австралийской платформы продолжали развиваться впадины, заложенные на ранней стадии протодива, возникали новые депрессионные структуры (авлакоген Амадиес и др.), осуществлялись магматические процессы.

Серия глубоких прогибов сформировалась в субширотной зоне повышенной подвижности, расположенной в центральной части Австралийского континента. К ее западному флангу приурочена впадина Бангемолл, в пределах блока Масгрейв — впадина Бентли и авлакоген Амадиес. Впадина Бангемолл выполнена терригенными толщами серии Берснахен и несогласно залегающими на них терригенными и карбонатными породами серии Бангемолл. Серия Берснахен и базальные конгломераты серии Бангемолл прорываются риолитовым штоком с возрастом 1,096 млрд. лет, и, вероятно, формирование их завершается интрузивной деятельностью указанного возраста [62].

Расположенные в краевой северной части блока Йилгарн глубинные разломы сопровождаются пегматитовыми полями, сформированными 1,0 млрд. лет назад [33]. Позднепротерозойские граниты и пегматиты трассируют также зоны глубинных разломов, ограничивающих блок Йилгарн с запада, юго-запада и юго-востока.

Впадина Бентли в пределах блока Масгрейв выполнена одноименной надсерией, в строении которой преобладают основные и кислые вулканиты с подчиненными горизонтами туфогенных и терригенных пород. Возраст вулканитов, определенный Rb—Sr-методом, составляет $1,06 \pm 0,14$ млрд. лет. Осадочно-вулканогенные толщи прорваны габброидами и небольшими телами гипабиссальных гранитов, по-видимому, комагматичных с вулканитами. Стра-

тигграфически выше вулканитов располагаются кварциты Таусенд и более молодые позднепротерозойские толщи, слагающие также авлакоген Амадиес, который отделяет блок Масгрейв от находящегося на севере блока Аранта. Явления активизации в блоках Масгрейв и Аранта выражаются также в интенсивных деформациях и в общем омоложении радиологического возраста пород до 1,65—1,0 млрд. лет. В южной части блока Аранта и на севере блока Масгрейв развиты слюдоносные пегматиты с возрастом 1,07—0,80 млрд. лет и моложе (0,4—0,35 млрд. лет) [33].

В блоках северной части Австралийского континента позднепротерозойский этап развития проявился в образовании довольно широких впадин (Кимберли, Мак-Артур, Саут-Никольсон), заполненных терригенно-карбонатными отложениями с горизонтами тиллитов и тиллитондов. Усиления тектонических движений в этой части региона и вдоль западной окраины древней Австралийской платформы фиксируются в интервалах 1,3—1,2, 1,10—0,95 и 0,70—0,65 млрд. лет. В блоке Пайн-Крик известны дайки долеритов, фонолитов и натриевых трахитов с возрастом $1,316 \pm 0,50$ и $1,2 \pm 0,35$ млн. лет. Рубеж 1,1—0,9 млрд. лет проявлен здесь мощным рудогенезом с образованием уникальных по масштабам месторождений урана и золота.

Граниты, датируемые примерно 1,200—1,044 млрд. лет, известны в блоке Джорджтаун (гранит Форсайт и др.).

Тектонические движения с возрастом 0,70—0,65 млрд. лет, соответствующие байкальской эпохе, проявились к востоку от впадины Кимберли, на п-ове Арнемленд и в блоке Джорджтаун, где известны гранитоиды с возрастом 0,6—0,7 млрд. лет.

Таким образом, в позднем протерозое интенсивные тектонические движения проявлялись в пределах Австралийской платформы многократно. Параллельно на востоке страны образовался геосинклинальный прогиб Аделаида, замыкание которого относится к середине кембрия. После этого, в фанерозое эволюция древней Австралийской платформы определялась развитием Тихоокеанского подвижного пояса и Индийского океана [Хаин В. Е., 1970 г.]. Тектонические движения этого времени привели к формированию серии перикратонных (приокеанических) прогибов на северо-западе, западе и юге платформы; на востоке в этот период развивалась Тасманская геосинклиналь. С орогенными периодами, проявившимися в этой геосинклинали и в прилегающих частях Тихоокеанского складчатого пояса, связано несколько этапов резкой интенсификации движений платформы: в девоне, позднем палеозое, олигоцен-четвертичном времени. С двумя первыми этапами сопряжена активизация блока Джорджтаун и образование гранитов с возрастом 370—480 млн. лет.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Австралийский континент весьма богат полезными ископаемыми, что обусловлено сложностью его геологической истории, высо-

кой подвижностью на разных этапах тектонического развития и интенсивным проявлением процессов докембрийской активизации.

В формировании докембрийских полезных ископаемых выделяются несколько металлогенических эпох. С первой из них, позднеархейской, связано возникновение редкометалльных пегматитов и многочисленных золоторудных месторождений. Вторая, раннепротерозойская, эпоха отличается развитием осадочно-метаморфогенных месторождений железных руд, золото-урановой минерализации в конгломератах и ликвационных медно-никелевых месторождений с платиноидами и кобальтом.

Третья, ранне-позднепротерозойская, металлогеническая эпоха, связанная с процессами протодива, находит выражение в развитии полиэлементных комплексных месторождений, в совместном нахождении близких по времени формирования рудных концентраций сидерофильного, халькофильного, литофильного профиля, в обильном распространении летучих компонентов (F, B, P_2O_5) и в появлении ряда таких редких элементов, как селен, висмут, кадмий, сурьма, серебро и др. Главными типами рудных месторождений этой эпохи являются следующие: меднорудные в минерализованных брекчиях, медно-свинцово-цинковые стратиформного типа; медно-золото-висмутовые в минерализованных зонах дробления; вольфрамовые с висмутом, молибденом и медью в кварцевых жилах; оловянно-вольфрамовые в кварцевых жилах и грейзенах; урановые в скарнах и кварц-микроклиновых метасоматитах; медно-урановые в минерализованных зонах дробления; золото-урановые в серицит-хлоритовых метасоматитах. Перечисленные месторождения сосредоточены в восточной части древней Австралийской платформы, в блоках Пайн-Крик, Теннант-Крик-Уоррамунга, Маунт-Айза, Брокен-Хилл и в наложенных позднепротерозойских впадинах.

Меднорудные месторождения типично представлены двумя рудными объектами (Редбанк и Маммот), расположенными во впадине Мак-Атур.

Месторождение Редбанк локализуется в пологозалегающих породах карпентария, разбитых разломами на ряд блоков. Медная минерализация приурочена к девяти трубкам, выполненным брекчиями обрушения [52]. Трубки представляют собой крутопадающие цилиндрические тела диаметром до 75 м с вертикальной протяженностью более 300 м. Главным рудным минералом в них является халькопирит, с которым ассоциируют апатит, лейкоксен, рутил; имеются пирит и галенит. Жильные минералы: доломит, анкерит, сидерит, кварц, барит. Севернее месторождения наряду с трубками развиты трахиандезитовые некки с брекчиевыми ядрами, что позволяет предполагать наличие аналогичных некков вблизи Редбанка, под брекчиевыми трубками. В результате происхождения медной минерализации оценивается как гидротермальное, связанное с внедрением трахиандезитовой магмы [52].

Месторождение Маммот также приурочено к отложениям карпентария, которые прорваны сиенитовым sillом с повышенными

концентрациями меди. Медная минерализация локализуется в разломах среди брекчированных песчаников и кремней и представлена халькозином, борнитом, халькопиритом, дигенитом, ковеллином и обильно пиритом.

Медное оруденение известно также в блоке Маунт-Айза, где оно представлено месторождением Дачес, для которого характерны высокие концентрации селена.

Медно-свинцово-цинковые месторождения крупных масштабов известны в блоках Маунт-Айза, Брокен-Хилл и в пределах впадины Мак-Артур. В первом находятся месторождения Айза-Майн и Хилтон-Майн, приуроченные к позднепротерозойской серии Маунт-Айза. На месторождении Айза-Майн выявлены серебряно-свинцово-цинковые и медные руды. Медная минерализация локализуется в зонах смятых и брекчированных пород, залеченных кварцем, карбонатом, сульфидами и называемых «силика-доломит»; обычно они залегают согласно с вмещающими сланцами, но имеются и секущие зоны [52]. Среди сульфидных минералов преобладают халькопирит, пирит, пирротин и кобальтин; отмечаются арсенопирит, марказит, галенит, сфалерит, различные минералы кобальта и мышьяка. Длина рудных залежей — от 600 до 2400 м, мощность — от 20—80 до 370 м. Серебряно-свинцово-цинковая минерализация образует слои мощностью от 1 мм до 1 м, согласные со сланцами. Обычно они обособлены от медных залежей, однако могут находиться в непосредственной близости от них (рис. 31). Характерно, что на нижних и южных окончаниях серебряно-свинцово-цинковых рудных тел наблюдается клиновидное их переслаивание с массами кристаллического «силика-доломита», причем самые высокие концентрации металлов находятся вблизи от уча-

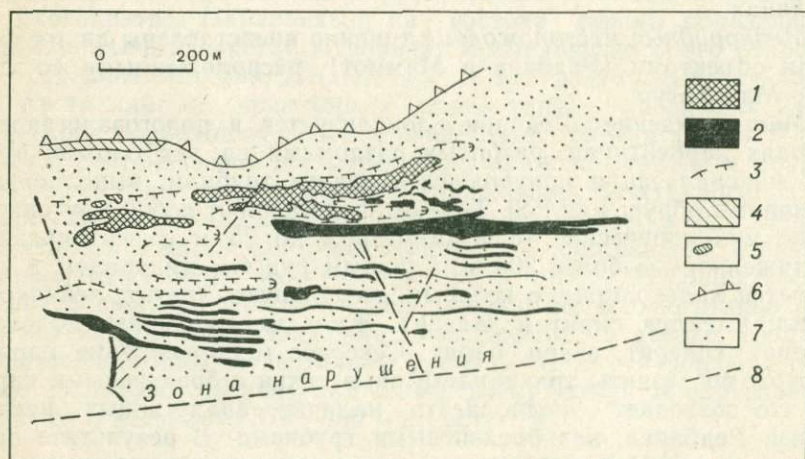


Рис. 31. Геологический план горизонта 13 (612 м ниже дневной поверхности) месторождения Айза-Майн, по Б. Матнасу и Дж. Кларку [52].

1 — медная руда; 2 — свинцовая руда; 3 — граница «силика-доломита»; 4 — карбонатный милонит; 5 — безрудный кварц; 6 — граница зеленых сланцев; 7 — кварциты; 8 — разломы.

сков развития «силика-доломита». Главными сульфидными минералами являются галенит, сфалерит, фрейберит, пирит и пирротин, а также халькопирит, арсенопирит и марказит. К редким минералам относятся сульфиды серебра и самородное серебро. Среди жильных минералов отмечаются кварц, альбит, микроклин, турмалин, апатит, карбонаты.

Месторождение Хилтон-Майн открыто недавно и еще разведывается. По имеющимся данным минерализация здесь сходна с серебряно-свинцово-цинковым оруденением Айза-Майн, хотя и обладает некоторой спецификой.

В блоке Брокен-Хилл расположено одноименное крупное свинцово-цинковое месторождение, приуроченное к высокометаморфизованным породам комплекса Уильяма [52]. Установлено несколько этапов деформаций, метаморфизма и плутонизма, действовавших на эти породы. Наиболее интенсивно такого типа процессы проявились 1,7 млрд. лет назад, выразившись метаморфизмом гранулитовой фации низкой ступени, образованием зон калиевого метасоматоза, межпластовых тел пегматитов и внедрением ультраосновных интрузий и долеритовых даек. К этому же периоду, по мнению ряда исследователей, относится возникновение сульфидной минерализации Брокен-Хилл.

Рудное месторождение Брокен-Хилл по простиранию имеет длину 7,3 км, вертикальную протяженность 350 и ширину 250 м. Оно приурочено к так называемому жильному горизонту и включает шесть рудных тел линзовидной формы. Главными рудными минералами являются галенит и сфалерит, широко развиты также пирротин, халькопирит, арсенопирит и леллингит; эпизодически встречаются вольфрамит, шеелит, молибденит, магнетит, касситерит, станнин, целая серия минералов, содержащих сурьму (тетраэдрит, менегинит, буланжерит и др.), серебро (пираргирит, диокразит и др.), самородные золото и сурьма. В рудах содержатся также кадмий, селен, уран и редкие земли. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, гранатом, родонитом; широко развиты также калиевый полевой шпат, флюорит, апатит. Характерно, что рудные залежи ассоциируют с согласными стратиформными телами пегматитов.

К депрессионной структуре Мак-Артур приурочено стратиформное свинцово-цинковое оруденение, сосредоточенное в месторождении Н. У. С. (Here's your chance — здесь ваша удача) и некоторых других рудных объектах [52]. Месторождение Н. У. С. локализуется среди неметаморфизованных осадочных пород карпентария, затронутых лишь простой пологой складчатостью. Стратиформное рудное тело имеет мощность 50 м; в плане его длина достигает 1,65 км, ширина — 1,05 км. Сульфидные минералы ассоциируют с черными битуминозными, туфовыми и пиритовыми сланцами и представлены, в основном, пиритом, галенитом и сфалеритом. К редким минералам относятся марказит, арсенопирит и халькопирит. В галените содержится серебро в виде твердого рас-

твора. Свинцовая, цинковая и медная минерализация обнаружена также к востоку и к западу от месторождения Н. У. С.

Генезис полиметаллического оруденения трактуется весьма различно. В последние годы, однако, сингенетическая теория происхождения полиметаллической минерализации получила преобладающее признание. Важная роль сингенетичного накопления рудного вещества хорошо видна на примере месторождений, сконцентрированных в депрессии Мак-Артур. В то же время У. Муррей отмечает, что указанные месторождения распадаются на две группы: син-сингенетичные и эндо-сингенетичные [52]. Последние возникли в результате преобразования сингенетичных рудоконцентраций в результате наложенных процессов. Аналогичное происхождение имеют, очевидно, руды месторождений Айза-Майн и Хилтон-Майн, где наряду с согласными имеются секущие рудные тела и жилы.

Более сложной является проблема генезиса рудных залежей Брокен-Хилл. И. Джонсон и Г. Клиггер отстаивают модель сингенетичного накопления рудного вещества, хотя источник рудных элементов остается при этом в высшей степени проблематичным. Руды Брокен-Хилл отличаются многометалльностью, обилием минеральных форм, необычной ассоциацией элементов и многостадийностью рудообразования в широком диапазоне температур; это определенно свидетельствует в пользу участия в рудном процессе гидротермальных растворов. Обобщая все данные, можно высказать предположение, что рассматриваемые месторождения представляют собой полигенные образования, сформированные в результате сингенетичных и эпигенетичных (гидротермальных) рудных процессов. Первично осадочное происхождение, несомненно, имеют галенит, сфалерит, пирит, частично минералы меди. Гидротермальный процесс, возможно, сопровождался привносом таких элементов, как Cu, Ag, Mo, W, Sn, Au, Sb и др.

Медно-золото-висмутное оруденение известно в блоке Теннант-Крик, где одноименный рудный район приурочен к площади развития раннепротерозойских пород группы Уоррамунга, интродуцированных базитами и гранитоидами (гранитами, адамеллитами, гранит-порфирами и игнимбритами), выполняющими субвулканические жерла.

Оруденение локализуется в разрывных тектонических нарушениях, сопровождаемых развитием кварц-магнетитовых залежей, с которыми ассоциирует большинство золоторудных и меднорудных тел. Магнетитовые залежи линзовидные или плитообразные (в одном случае — трубообразные), длина их достигает нескольких сотен метров, мощность — 12 м [33]. Наряду с залежами, трассирующими разрывные структуры, имеются магнетитовые концентрации в виде метасоматических тел в гематитовых глинистых сланцах и в контактах крупных порфировых интрузий.

Медно-золото-висмутные месторождения приурочены к зонам дробления и брекчирования, нарушающим кварц-магнетитовые залежи или вмещающие породы, преимущественно гематитовые

сланцы. Сульфидные руды состоят из пирита, пирротина и халькопирита с различными концентрациями золота и висмутовых минералов — висмутит и самородного висмута. Генезис руд оценивается как гидротермальный и связывается с порфировыми интрузиями.

Вольфрамовое оруденение с висмутом, молибденом и медью развито в другом рудном районе блока Теннант-Крик-Уоррамунга, носящем название Хатчес-Крик. Этот район сложен вулканогенно-осадочными породами одноименной группы, которые прорваны интрузиями габброидов (габбро Педлар), а также полевошпатовых порфиров и гранитов с возрастом 1480—1440 млн. лет.

Рудные тела месторождения Хатчес-Крик приурочены к поперечным сбросам и представлены кварцевыми жилами с шеелитом, халькопиритом и другими минералами меди, висмутином, самородным висмутом и бисмутитом. Второстепенными являются молибденит, касситерит, галенит, пирит. Из жильных минералов наряду с кварцем присутствуют мусковит, биотит, полевой шпат, а также турмалин, флюорит, циркон, гранат, эпидот.

Протяженность рудных тел 75—165 до 600 м, мощность 0,3—1,5 м. Генезис оруденения оценивается как гидротермальный, связанный с интрузивными порфирами и гранитами.

Оловянно-вольфрамовое оруденение в кварцевых жилах и грейзенах известно в блоке Пайн-Крик, где оно явно связано с массивами карпентарийских гранитов [100]. Примером являются рудники Ералба, приуроченные к одноименным гранитам, окруженным узким ореолом роговиков. Минералы меди, олова и вольфрама с подчиненной висмутовой минерализацией концентрируются в турмалиновых грейзенах и кварц-турмалиновых жилах, сосредоточенных у западной границы гранитного тела. Местами жилы несут флюорит и апатит. Оловянно-вольфрамовой минерализацией сопровождаются также граниты массива Вольфрам-Хилл.

Урановое оруденение в кварц-микроклиновых метасоматитах и скарнах представлено несколькими рудными объектами, приуроченными к блокам Маунт-Айза и Брокен-Хилл. В блоке Брокен-Хилл находится месторождение Радий-Хилл, приуроченное к долгоживущему северо-восточному разлому, который трассируется поясом пегматитовых жил и трещинными телами натриевых гранит-аплитов. Рудные тела имеют мощность 0,1—6 м, длину — 1—3 км и прослежены на глубину до 450 м. Возраст оруденения 1,73 млрд. лет. Главным урановым минералом является давидит, накладывающийся на пегматиты и синхронный с ярко-красным полевым шпатом, что позволяет говорить о связи урановорудного процесса с высокотемпературным калиевым метасоматозом [17].

Месторождение Мери-Кетлин приурочено к синклинали, образованной отложениями формации Корелла (поздний протерозой) и ограниченной с запада и с востока гранитоидными массивами, из которых западный представлен древними гнейсо-гранитами, а восточный — габбро-диоритами, гранодиоритами, адамеллитами и гранит-порфирами, формирующими многофазный плутон. Урано-

вое оруденение с возрастом 1,64 млрд. лет локализуется в узком блоке, зажатом между двумя сбросами. Руды сложены агрегатами ортита и апатита с вкрапленностью уранинита, сульфидов и редкоземельных минералов. Сопутствующими «жилыми минералами» являются микроклин и альбит, сопровождаемые турмалином, цирконом, сфеном. Это позволяет В. А. Крупенникову связывать урановое оруденение месторождения Мери-Кетлин с высокотемпературным калиевым метасоматозом, наложенным на более ранние скарноиды [17].

Медно-урановые месторождения в минерализованных зонах дробления типично представлены объектами района Рам-Джангл, весьма широко освещенными в геологической литературе [Домарев В. С., 1956 г.; Константинов М. М., Куликова Е. Я., 1960 г.; Хейнрих Э. У., 1962 г.; Колотухина С. Е. и др., 1974 г.; Вальполе Б. П. и др., 1965, 1968 гг., и др.].

Медное и урановое оруденение локализуется преимущественно в интенсивно дислоцированных графитовых сланцах и филлитах, расположенных в субширотной зоне развития мощной кварц-гематитовой известняковой брекчии предположительно осадочного генезиса.

Среди сульфидных минералов главную роль играют халькопирит, борнит и пирит, наряду с ними отмечаются галенит, халькозин, бравоит, бурнонит, минералы линнеит-карролитовой группы. К первичным урановым минералам относятся уранинит и урановая смолка.

Урановые месторождения в серицит-хлоритовых метасоматитах развиты в блоке Пайн-Крик (Джабилука, Райнджер, Набарлек, Кунгарра). Они локализируются в зонах дробления северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений. Характерно относительно пологое залегание рудных тел ($30-45$ до $50-60^\circ$) и субсогласное их залегание в пачках вмещающих пород (рис. 32).

Помимо четкого структурного контроля отмечается постоянная приуроченность урановых месторождений к периферическим частям куполовидных структур и к поверхностям региональных несогласий в основании пород карпентария. Литологический контроль оруденения выражается в приуроченности месторождений к кремнисто-углеродистым и хлоритовым сланцам формации Кулпин и ее аналогов. Указанные породы обогащены не только органическим веществом, но и ураном, в связи с чем одни исследователи полагают, что они служили источником урана, сосредоточенного в месторождениях [79], другие же считают, что эти породы являлись химическими осадителями урана из растворов [97]. Следует отметить, однако, что в ряде случаев рудные тела локализируются также в песчаниках Коронейшен, эффузивах Эдит-Ривер, в долеритах и в основании комболджийских песчаников [87].

Главным урановым минералом на всех месторождениях является урановая смолка. Подчиненно развит уранинит. Руды жильные и прожилково-вкрапленные. В большинстве случаев рудные

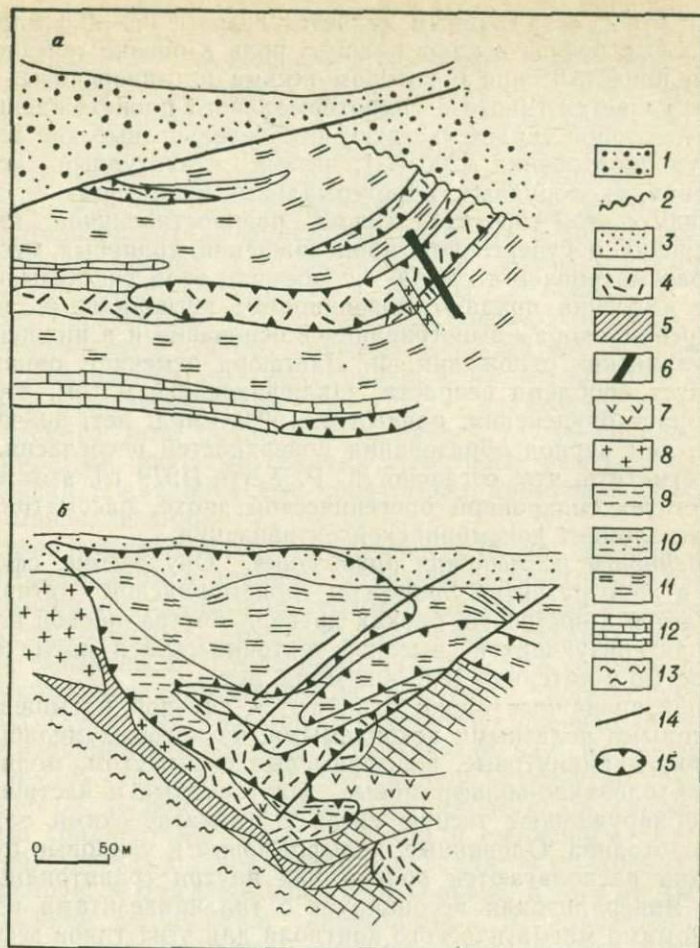


Рис. 32. Схематические геологические разрезы месторождений урана Джабилука (а) и Рейнджер (б) в серицит-хлоритовых метасоматитах, по Г. Р. Рияну [93].

1 — формация Комболджи; 2 — поверхность несогласия; 3 — кора выветривания; 4 — хлоритовые породы; 5 — зоны нарушения в лежачем боку рудного тела Рейнджер; 6 — фонолиты; 7 — долериты; 8 — пегматиты, пегматоиды; 9 — силицифицированные сланцы; 10 — графитовые сланцы; 11 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 12 — карбонатные породы, частью хлоритизированные; 13 — линзовидные сланцы; 14 — разломы; 15 — контуры рудных тел.

тела обладают сравнительно небольшими параметрами, но высокими содержаниями урана, достигающими первых процентов и 10 % (Набарлек). Протяженность рудных тел на глубину повсеместно небольшая, около 150 м. Околорудные изменения представлены серицит-хлоритовыми ассоциациями и осветлением вмещающих углеродистых сланцев. На месторождении Джабилука имеется золотое оруденение, сконцентрированное в самостоятельной залежи, обособленной от уранорудных тел.

Определения возраста уранового оруденения U—Pb-методом дали, согласно Р. Г. Додсону, 4 группы цифр: 1,88; 1,7—1,8; 0,9—

0,8 и 0,5 млрд. лет; главным является возраст 0,9—0,8 млрд. лет. Приведенные цифры играют важную роль в оценке генезиса оруденения, представления о котором весьма противоречивы. Традиционной является гипотеза гидротермального происхождения руд, в пользу которой свидетельствуют относительно высокие температуры рудообразования (200 °C), четкий структурный контроль оруденения, окolorудные гидротермальные изменения.

Наряду с этой гипотезой весьма распространенной является точка зрения о супергенном происхождении урановых месторождений рассматриваемого типа. Сторонники этой гипотезы определяющее значение придают поверхностям региональных несогласий и древним корам выветривания в основании и в нижней части карпентарийских отложений. Ф. Лангфорд отмечает, однако, что существует проблема возраста, заключающаяся в том, что главный возраст оруденения, равный 0,8—0,9 млрд. лет, значительно моложе, чем период образования поверхностей несогласия. Здесь нужно отметить, что, согласно М. Р. Хёрге [1979 г.], этот возраст соответствует синхронной орогенической эпохе, рассматриваемой нами как элемент докембрийской активизации.

Особенности размещения оруденения. Оруденение, сформированное в ходе развития процессов докембрийской активизации, размещается в восточных блоках древней Австралийской платформы, характеризующихся высокой тектонической и магматической активностью в интервале 1,8—0,9 млрд. лет.

Активизированные блоки отличаются сильной насыщенностью разнотипными полезными ископаемыми, из которых меднорудные, медно-золото-висмутовые, вольфрамовые с висмутом, молибденом и медью, оловянно-вольфрамовые, золоторудные и частично урановые обнаруживают тесную связь с магматическими образованиями протодива. Оловянные, вольфрамовые и урановые рудоконцентрации располагаются вблизи или внутри гранитоидных тел, медная минерализация ассоциирует с трахиандезитами и сиениитами. Помимо магматического контроля для этих типов месторождений важную роль играет структурный контроль, литологический и стратиграфический факторы имеют подчиненное значение.

Полиметаллическая медно-свинцово-цинковая минерализация, несмотря на стратиформный характер, также обычно размещается в блоках с интенсивной разрывной тектоникой, инъецированных магматическими производными протодива. Первичное накопление свинца, цинка и отчасти меди в осадочных толщах подчиняется при этом литологическому и стратиграфическому контролю, а наблюдаемое размещение рудных тел, обусловленное перекристаллизацией, мобилизацией и перераспределением полезных компонентов в совокупности с привносом ряда других металлов, обнаруживает зависимость от структурных и магматических факторов.

Специфическими особенностями пространственного размещения характеризуются урановые месторождения в серицит-хлоритовых метасоматитах. Они локализируются вблизи от поверхностей регио-

нальных несогласий в основании и внутри вулканогенно-осадочных отложений карпентария. Наряду с этим рудные залежи подчиняются строгому структурному контролю, размещаясь в зонах разломов северо-восточной и северо-западной ориентировки часто на участках их пересечения с субмеридиональными разрывными структурами. Магматический контроль проявлен нечетко, однако отмечается наличие близких по времени формирования долеритовых даек. Урановое оруденение локализуется преимущественно в раннепротерозойских кремнисто-углеродистых и хлоритовых сланцах формации Кулпин и ее аналогов. Эти сланцы характеризуются высокими концентрациями U, V, Ni, Co, Cu, Mn, Cr, W, Pb, что позволяет большинству исследователей рассматривать их как источник металлов в рудном процессе. В то же время упомянутые сланцы оцениваются как благоприятные осадители урана в связи с высокой восстановительной емкостью. Характерной чертой рассматриваемого типа оруденения является также сопровождение его обширными ореолами серицит-хлоритовых изменений. На месторождении Джабилука ему сопутствует промышленная золоторудная минерализация.

Высокая рудонасыщенность восточных блоков древней Австралийской платформы и причины ее возникновения давно привлекали внимание австралийских геологов. Некоторые специфические черты геологического строения восточной окраины платформы были рассмотрены Б. Томпсоном [1973 г.], отметившим, что Восточно-Австралийский рудный пояс тяготеет к системе субмеридиональных глубинных разрывных структур древнего заложения, прослеживающихся через всю Австралию от зал. Карпентария до о. Кенгуру. В северной части эта система четко трассируется серией сбросов, развитых севернее Теннант-Крик, а также значительными градиентами силы тяжести и смещением магнитных аномалий. Вдоль западной границы складчатой области Аделаида она маркируется сейсмической зоной Торренс. К югу от Австралии продолжением ее является трансформный меридиональный разлом, смещающий структуры океанического хребта. Отчетливое совпадение сейсмических зон с древними разломами позволяет предполагать длительное унаследованное развитие региональных разрывных структур, заложенных, очевидно, еще в докембрии, и классифицировать субмеридиональную зону, приуроченную к восточной окраине Австралийской платформы, как трансконтинентальный линеймент глубинного заложения. Докембрийская активизация, связанная с ранними стадиями развития этого линеймента и выразившаяся в интенсивных тектонических процессах, мощном магматизме и возникновении наложенных впадин, сыграла, видимо, определяющую роль в развитии процессов рудообразования.

Активная жизнь линеймента, судя по наличию сейсмических зон, продолжается вплоть до настоящего времени, хотя и не сопровождается, по крайней мере на континенте, проявлениями магматической деятельности.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ ПРОТОДИВА

ГЛАВА 7

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И МАГМАТИЗМА

Выполненный анализ разноплановых геологических материалов по ряду докембрийских щитов и массивов, отчетливо демонстрирует, что в их формировании важнейшую роль играли процессы высокой тектоно-магматической активности, пульсационно проявлявшиеся в интервале 2000—650 млн. лет. назад. Во всех рассмотренных областях докембрия выявляются обширные ареалы магматических образований, датируемых 1900 ± 100 и от 1700 ± 100 до 1400 млн. лет. Они трассируют трансрегиональные глубинные разломы и локализуются, как правило, в геоблоках, испытавших перестройку глубинных структур земной коры. Практически повсеместно развиты локальные вулканоплутонические образования с возрастом 1400—1200 млн. лет. В большинстве случаев они наследуют геоструктуры, сформированные в интервале 1900—1700 млн. лет. Широко, хотя и эпизодически развиты интрузии с возрастом 1100—800 млн. лет; кроме того, аналогичные цифры возраста зафиксированы для ряда омоложенных разломов и блоков, что указывает на высокую тектоническую и термальную активность этого времени.

Указанные периоды интенсивных тектонических и плутонических процессов соответствуют главным стадиям докембрийской активизации, которые охватывают интервалы 2000—1400, 1400—1100 и 1100—650 млн. лет. Эти стадии имеют глобальное развитие и занимают вполне определенное место в геологической истории Земли. При этом связанные с ними геологические процессы эволюционируют во времени вследствие возрастающей стабилизации земной коры.

Ранняя стадия докембрийской активизации соответствует времени, когда земная кора характеризовалась еще достаточно высокой подвижностью. В результате с ней связаны наиболее интенсивные эндогенные процессы, выразившиеся в глыбовом тектогенезе, перестройке глубинных структур и мощной сложной по составу магматической деятельности. Максимум эндогенной активности приходится на интервал 1900 ± 100 млн. лет, который К. О. Кратц

и Ю. М. Соколов [1981 г.] выделяют в качестве глобального импульса минерагенической активности. Нужно отметить, однако, что и в дальнейшем, особенно в интервалах 1700 ± 100 и $1500-1400$ млн. лет, эндогенные процессы также проявлялись весьма интенсивно.

Во всех областях докембрийской активизации указанные импульсы сопровождались образованием сложнодифференцированных габбро-гранитовых, диорит-гранитовых и субщелочных интрузивных серий. В большинстве регионов становление этих серий протекало полициклично с последовательным возникновением сходных по составу, но различных по времени и условиям формирования интрузивных комплексов. Так, на Балтийском и Украинском щитах, в ряде районов отчетливо выделяется два этапа интрузивной деятельности в интервалах 1900 ± 100 и 1700 ± 100 млн. лет. С первым связано образование многофазных плутонов габбро-монзонит-гранитовой и диорит-гранитовой формаций (кузнеченский, ара-лицевский и другие комплексы на Балтийском щите, кировоградско-житомирский комплекс на Украинском щите), со вторым — формации габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Ранние комплексы формировались в условиях энергичных тектонических движений, о чем свидетельствует обилие протокластических тектур [Казанский В. И., 1972 г.; Казанский В. И., Прохоров К. В., 1978 г.]; становление плутонов габбро-анортозитов-гранитов рапакиви происходило в более спокойной тектонической обстановке, что способствовало их дифференциации *in situ* и появлению маргинационных структур. Синхронно с образованием как ранних, так и поздних комплексов происходило внедрение диабазовых даек.

Аналогично на Канадском щите в различных блоках осуществлялось последовательное образование син-, средне- и посттектонических тоналит-гранитовых комплексов, имеющих местами обилие рапакиви и включающих в виде заключительных фаз флюоритосодержащие лейкократовые граниты.

В некоторых регионах формирование габбро-гранитовых серий осуществлялось многократно, сопровождаясь излияниями коматитичных вулканитов и образованием поясов даек основного состава. Так, в докембрийских массивах восточной части древней Австралийской платформы гранитообразование и кислый вулканизм фиксируются в интервалах $1900-1800$, 1700 , $1550-1400$ млн. лет. Здесь же отмечаются близкие по времени образования сиениты, андезиты, габброиды и долеритовые дайки. Многократное проявление кислого плутонизма и вулканизма в интервале $1800-1500$ млн. лет установлено также в некоторых районах западной части Балтийского щита, например в провинции Арье-плуг-Арвидсъяур [Адамек П. М., Вильсон М. Р., 1977 г.]. Поскольку сложнодифференцированные габбро-гранитовые и субщелочные комплексы с возрастом $2000-1400$ млн. лет пользуются широким развитием во всех рассмотренных регионах докембрия, можно уверенно говорить о глобальном проявлении ранней стадии до-

кембрийской активизации. Отсюда следует вывод о едином комплексе причин, вызывающих наблюдаемые тектонические и магматические явления, и об их глубинном мантийном характере. Этот вывод согласуется с данными о приуроченности областей активизации к трансрегиональным ослабленным зонам, фиксирующимся сериями глубинных разломов, протягивающихся в совокупности на сотни и тысячи километров по простиранию. Выделяются ортогональная и диагональная системы ослабленных зон, которые изгибаясь, формируют в ряде случаев крупные кольцевые структуры. Каждой системе соответствуют линейно-вытянутые или полукольцевые области активизации значительной ширины, включающие серии блоков с различным геологическим и глубинным строением. Наиболее обширные изометричные и причудливых очертаний области активизации располагаются на участках пересечения и сочленения таких зон.

Имеющиеся материалы позволяют рассматривать ортогональную систему как главную. Диагональные зоны, несмотря на значительные параметры, имеют подчиненное значение и в ряде случаев должны рассматриваться как сопряженные.

Фрагменты глобальных меридиональных ослабленных зон прослеживаются во всех рассмотренных регионах, причем повсеместно фиксируется их длительное развитие — от раннего докембрия до фанерозоя включительно. В. Е. Хаиным [1971, 1977 гг.] в пределах ряда древних платформ отмечены субмеридиональные протяженные полосы поднятий, рассматриваемые им как оси этих структур. Для Северо-Американской платформы это ось Немаха-Бутия, для Восточно-Европейской платформы — Балтийско-Украинская полоса поднятий. В обе стороны от этих полос идет ступенчатое погружение фундамента к периферии платформ по серии глубинных разломов.

Согласно В. Е. Хаину, активное развитие Балтийско-Украинской полосы поднятий происходило синхронно с формированием Уральской и Среднеевропейской геосинклинальных систем в течение герцинского этапа и продолжалось вплоть до новейшей эпохи, когда указанная полоса начала играть роль Балтийско-Черноморского водораздела. Представляется, однако, что разломы, органичивающие Балтийско-Украинские поднятия, имеют древнее (еще архейское) заложение и сложную историю развития в догерцинское время. Так, фрагменты трансрегиональных систем субмеридиональных глубинных разломов отчетливо прослеживаются на Украинском и Балтийском щитах, где они контролируют позднеархейские протогеосинклинальные и более молодые активизационные геологические образования. Указанные глубинные разломы фиксируются также в фундаменте Русской плиты, причем в ряде случаев отмечается их влияние на размещение фанерозойских платформенных отложений.

Одной из крупнейших систем таких разломов является Кировоградско-Оршанско-Новгородско-Выборгская, протягивающаяся примерно на 2000 км. В центральной части Украинского щита она

представлена глубинными разломами, ограничивающими и осложняющими Звенигородско-Новоукраинский и Ингуло-Ингулецкий блоки. В северном направлении указанные структуры скрываются под чехлом платформенных отложений, однако геологические и геофизические данные позволяют проследить их в фундаменте Русской плиты вплоть до Балтийского щита.

В пределах Канадского щита серии субмеридиональных глубинных разломов, ограничивающих с запада ось Немаха-Бутия, прослеживаются вдоль западной границы щита и в его центральной части от озер Рейндир-Лак и Ла-Ронж на юге до зал. Хедли на севере. На всем протяжении они трассируются гранитами протодива и ранне-позднепротерозойскими впадинами, заполненными отложениями серий Нижний и Верхний Дубонт. Участки пересечения этих разломов с системами субширотных и северо-восточных нарушений в районах юго-западного и южного края Канадского щита характеризуются напряженной разрывной тектоникой и широким развитием диагональных разрывных структур. К одному из таких участков тяготеет наложенная впадина Атабаска, в краевых частях которой располагаются урановорудные районы Атабаска и Биверлодж, к другому — рудоносный район оз. Большое Медвежье.

В пределах Австралийского континента Восточно-Австралийский рудный пояс, включающий известные рудные провинции и районы, контролируется, по мнению Б. Томпсона [1973 г.], системой субмеридиональных глубинных разломов длительного развития, которая квалифицируется им как долгоживущий трансконтинентальный элемент глубокого заложения. Древнее возникновение этого линейного элемента фиксируется наличием ранне-позднепротерозойского вулканоплутонического пояса, отмечаемого в пределах пограничных зон Маунт-Айза и Аделаида. Длительное развитие линейного элемента с многократным проявлением магматической деятельности обусловило высокую рудоносность отмеченных пограничных зон, в пределах которых фиксируются разновозрастные и различные рудные месторождения.

Глобальные субширотные ослабленные зоны являются, видимо, не менее значимыми, чем меридиональные. Примером их может служить система глубинных разломов, разграничивающих в районе Финского залива Балтийский щит и Русскую плиту и прослеживающихся в Центральной Швеции. К указанной системе тяготеет прерывистый пояс плутонов габбро-анортозитов — гранитов рапакиви; здесь же фиксируются многочисленные габбро-гранитные массивы ранней стадии докембрийской активизации, субиотнийские и иотнийские наложенные впадины. Отмечается высокая рудоносность области сочленения Балтийского щита с Русской плитой, определяемая развитием месторождений железа, никеля, полиметаллов, олова, вольфрама, молибдена, образующих в совокупности Южно-Финляндский рудный пояс. Его продолжением на западе является провинция Бергслеген Центральной Швеции. Устанавливается длительное развитие этого пояса и провин-

ции Бергслagen, однако значительная часть сосредоточенных здесь рудных концентраций связана с докембрийской активизацией.

Крупная система субширотных разломов прослеживается также в южной части Канадского щита, в районе озер Верхнее и Гурон, где она разграничивает докембрийские образования и плиту Мид-континента. К указанной системе тяготеют рудные образования южной части провинции Черчилл, провинции Южная и юга провинции Гренвилл.

В качестве примеров диагональных ослабленных зон можно назвать Лицко-Арагубский, Подужемский, Бураковско-Кожозерский северо-восточные, Янисъярвинский, Куола-Выгозерский, Имандра-Варзугский северо-западные глубинные разломы на Балтийском щите, Пержанский северо-восточный разлом на Украинском щите, сбросы Блек-Бей, Бум, АВС в Канаде, разлом Саут-Аллигейтор в Австралии.

Глобальные разломные зоны ортогональной и диагональной систем, очевидно, служили в условиях докембрийской активизации выводными каналами эндогенной энергии и вещества. Причины столь бурной вспышки эндогенных процессов в интервале 1900—1400 млн. лет остаются пока неопределенными; можно лишь предполагать, что значительная консолидация земной коры в архее и начале раннего протерозоя, наступившая после возникновения относительно мощного гранитно-метаморфического слоя, сопровождалась накоплением глубинной энергии вследствие длительной дифференциации вещества земных недр. Постепенное увеличение энергетического потенциала разрешилось образованием глобальных систем глубинных разломов, по которым осуществлялась транспортировка мантийного вещества и энергии к поверхности Земли. Не исключено, что указанные явления сопровождались перестройкой ячеек конвективных течений в мантии. Во всяком случае следует иметь в виду, что, согласно В. Е. Хайну [1971 г.], М. В. Муратову [1971 г.] и В. Н. Ларину [1975 г.], именно к рифею относится образование впадины Тихого океана. Вполне возможно, что начало этого процесса совпало с явлениями докембрийской активизации.

Пространственное размещение геологических образований ранней стадии протодива указывает, что эндогенные процессы в пределах глобальных разломных зон проявлялись различно и с разной степенью интенсивности. Наиболее благоприятными для транспортировки глубинного вещества и энергии являлись участки пересечения указанных зон между собой или широкого развития сопряженных разрывных структур других направлений. Именно к таким участкам тяготеют Ладожская, Онежская и Беломорская области активизации на Балтийском щите, Кировоградская и Осницкая области на Украинском щите, активизированные блоки Атабаска-Дубонт и оз. Большое Медвежье в Канаде, Северная территория в Австралии.

Перечисленные области характеризуются сложным сочетанием воздыманий и прогибов поверхности М и обладают сложным бло-

ковым строением, сформированным в результате перестройки ранних блоковых структур. На примере Балтийского и Украинского щитов было показано, что все многообразие блоков активизированных областей можно свести к нескольким типам.

1. Блоки с малой мощностью коры (30—36 км на Балтийском и 38—42 до 46 на Украинском щитах) и с диоритовой надбазальтовой ее частью, характеризующиеся преимущественным развитием на поверхности пород высокой плотности и выраженные в гравитационных полях максимумами силы тяжести.

2. Блоки с малой мощностью коры и умеренно развитым гранитным слоем.

3. Блоки с малой мощностью коры, но с мощным гранитным слоем и с широким развитием на поверхности гранитов докембрийской активизации; в гравитационных полях такие блоки выражаются минимумами силы тяжести.

4. Блоки с мощной земной корой (40—42 км на Балтийском щите и 48—55 на Украинском щитах) и хорошо развитым гранитным слоем.

5. Блоки переменной, но в общем умеренной мощности земной коры и гранитно-метаморфического слоя.

Внутреннее строение блоков свидетельствует о том, что глубинные процессы носили здесь различный характер. В блоках с малой мощностью коры и гранитно-метаморфического слоя сводовые воздымания поверхности М сопровождались, очевидно, выплавлением сравнительно небольших объемов основных магм, бедных летучими компонентами. Результатом явилось формирование преимущественно базит-гипербазитовых интрузий и тектоно-метаморфических зон, что типично для Лахденпохского и Беломорского блоков на Балтийском щите, Голованевского блока на Украине. В противоположность этому в блоках с мощным гранитно-метаморфическим слоем глубинные процессы привели к возникновению больших объемов магм не только основного, но среднего и кислого состава, сформировавшихся, вероятно, вследствие взаимодействия мантийного и корового вещества и несущих значительное количество летучих компонентов (Звенигородско-Новоукраинский блок, провинция Арьеplug-Арвидсьяур и др.).

Повышенной рудоносностью обычно обладают блоки с мощным гранитно-метаморфическим слоем, характеризующиеся широким развитием сложодифференцированных существенно гранитоидных известково-щелочных серий ранней стадии докембрийской активизации. В первую очередь это касается рудоконцентраций литофильного и комплексного сидерофильно-халькофильно-литофильного профиля. Сидерофильные и халькофильные месторождения могут концентрироваться в блоках с редуцированным гранитно-метаморфическим слоем.

Весьма важным обстоятельством является высокая проницаемость земной коры, проявленная в широком развитии глубинных разломов, внутри- и межблоковых. Большое значение имеет проникновение разломов в мантию со смещением раздела М и нижних

горизонтов земной коры. Указанными особенностями характеризуются практически все области протодива с высокой рудоносностью. Высокой проницаемостью и обилием магматических производных протодива отличаются рудные провинции Шеллефтео, Арьеplug-Арвидсъяур, Бергслеген и Северо-Ладожская на Балтийском щите; Атабаска, Большого Медвежьего озера и Южная на Канадском щите; восточные докембрийские блоки в пределах древней Австралийской платформы.

В конце ранней стадии докембрийской активизации в пределах большинства кратонов наступил период относительного покоя, во время которого в пределах рассмотренных областей докембрия осуществлялось гипергенное преобразование древних толщ и гранитоидов с образованием кор выветривания. Коры этого времени (1600—1400 млн. лет) установлены на Канадском щите, в пределах Северной территории на Австралийском континенте, на Балтийском щите. В основании серии Атабаска в Канаде они имеют мощность от первых метров до 90 м и более [Ниппинг Г. Д., 1976 г.]. Коры выветривания в основании и в нижней части карпентарийских отложений в Австралии достигают мощности в первые десятки метров. На Балтийском щите древние коры выветривания имеются в основании салминской и приозерской свит в Южной Карелии и терской свиты на Кольском полуострове.

Последовавшие за периодом относительного покоя новые вспышки тектоно-магматической активности, проявившиеся в интервалах 1400—1100 и 1100—650 млн. лет, имеют определенную специфику, однако принципиально не отличаются от геологических явлений ранней стадии докембрийской активизации.

Вторая стадия активизации (1400—1100 млн. лет) в пределах большинства рассмотренных регионов сопровождалась образованием наложенных впадин, выполненных континентальными осадками и вулканитами основного, подчиненно кислого и субщелочного состава, а также внедрением интрузий, среди которых резко преобладают базиты. Следует отметить, однако, что крупные силлоподобные плутоны основных пород, подобно аналогичным плутонам ранней стадии протодива, представляют собой расслоенные интрузии, в верхних частях которых концентрируются сиенитодиориты, монзониты, кварцевые сиениты и гранофиры. Примером являются иотнийские интрузии в Приладожье (Валаамский силл, Хапунварский штук). На Балтийском щите известны плутоны рапакиви с возрастом 1300 млн. лет; граниты с аналогичными радиологическими датировками имеются в Австралии. В провинциях Найн и Гренвилл на Канадском щите широко развиты интрузии кварцевых монцодиоритов и монзонитов, иногда ассоциирующие с анортозитами; датировки этих пород соответствуют интервалу 1500—1100 млн. лет.

Геологические структуры второй стадии докембрийской активизации обычно наследуют ослабленные зоны первой стадии и размещаются в блоках с широким развитием более древних активизационных вулканоплутонических серий. При этом несколько воз-

растает роль диагональных ослабленных зон, что особенно характерно для фундамента Русской плиты. Наложенные впадины второй стадии протодива в ряде случаев локализуются в апикальных частях или на склонах глубинных сводовых воздыманий поверхности М и нижних горизонтов земной коры. К Лахденпохскому глубинному сводовому воздыманию мантии в районе Ладожского озера тяготеют Салминская, Приозерская и ютнийские мульды и Пашский грабен; на склонах Беломорского глубинного свода располагаются Малошуйская впадина и Терский прогиб. Это свидетельствует о продолжавшейся перестройке глубинных структур в течение второй стадии докембрийской активизации.

Поздняя стадия докембрийской активизации (1100—650 млн. лет) ознаменовалась несколькими последовательными вспышками эндогенной активности, которые проявлялись в структурах древних континентов с различной степенью интенсивности. В большинстве регионов они выразились в форме глыбовых движений по глубинным разломам, сопровождаемых внедрением диабазовых даек. Подобные дайки с возрастом примерно 1000 млн. лет известны в пределах впадин Атабаска и Хорнби-бей в Канаде, на Украинском щите, на северо-западе Кольского полуострова, в Южной Карелии и в фундаменте Русской плиты. Наряду с этим в ряде интенсивно активизированных блоков на поздней стадии протодива проявились мощные метаморфические и магматические процессы, выразившиеся в формировании дифференцированных серий основных и кислых пород и в общем омоложении радиологических датировок древних докембрийских образований. Такого типа процессы были наиболее широко и сильно развиты в пределах Дальсландского мегаблока на Балтийском щите и Гренвиллского блока на Канадском щите. Докембрийские образования на территории Дальсландского мегаблока повсеместно имеют возраст 1000—900 млн. лет. К этому времени относится также формирование дифференцированных габбро-анортозитовых комплексов провинции Эгерсунн в Южной Норвегии, сопровождаемых крупными ильменит-магнетитовыми месторождениями, а также массивов калиевых гранитов типа Бохус, сопровождаемых медным, молибденовым и вольфрамовым оруденением.

В Гренвиллском блоке с поздней стадией докембрийской активизации связано образование гранодиорит-гранитовых батолитов и штоков, монцонитовых и сиенитовых штоков и даек, а также своеобразных гранитных, сиенитовых и нефелин-сиенитовых пегматитов с радиоактивной минерализацией (месторождение Банкрофт).

Достаточно интенсивный основной и кислый магматизм проявился в позднюю стадию протодива в пределах Южной провинции на Канадском щите. Здесь известны гранодиорит-гранитовые плутоны, сопровождаемые медно-молибденовой минерализацией с возрастом 1070 ± 30 (месторождение Джогран) и 1055 ± 35 млн. лет (месторождение Трайбек).

Весьма интенсивно явления поздней стадии протодива проявились на Австралийском континенте. Они выразились здесь в развитии ряда наложенных впадин и в локальном проявлении метаморфических и магматических процессов. Интенсивные деформации с омоложением радиологических датировок древних пород отмечаются в блоках Масгрейв и Аранта, где известны граниты и пегматиты с возрастом 1000 млн. лет. Магматические и рудообразующие процессы этого периода фиксируются также в восточных блоках древней Австралийской платформы.

Эволюция геологических процессов во времени, несомненно, влияла на особенности миграции, рассеяния и концентрации рудных элементов. Важно подчеркнуть, что процессы геохимической дифференциации вещества в условиях режима докембрийской активизации существенно изменились по сравнению с аналогичными процессами более ранних стадий развития Земли.

В архее вследствие слабого проявления осадочной и магматической дифференциации формирование вулканогенно-осадочных и магматических комплексов сопровождалось преимущественно рассеянием рудных элементов, в первую очередь редких. К аналогичному эффекту вели процессы метаморфизма и ультраметаморфизма, весьма широко проявленные на этих стадиях становления земной коры. В результате архейский период геологической истории характеризуется образованием концентраций рудных элементов в основном с высокими кларками, а также некоторых металлов, обнаруживающих генетические связи с магматизмом основного и среднего состава (Fe, Cu, Mo и др.). Спецификой раннепротерозойского этапа развития Земли явилось накопление радиоактивных элементов в осадочном процессе вследствие широкого образования кор выветривания, формировавшихся в условиях бескислородной или малоокислородной атмосферы. Магматизм этого времени характеризовался преимущественно основным составом, что способствовало накоплению сидерофильных и халькофильных элементов.

Резкое усиление дифференциации петрогенных и ряда рудных элементов в осадочном и магматическом процессах наметилось в позднем докембрии, в условиях режима протодива. При этом на ранней стадии протодива интенсивная миграция и накопление различных металлов осуществлялись в магматическом и гидротермальном процессах. Формирование сложнодифференцированных плутонических серий, происходившее в условиях полной эволюции силикатных расплавов, сопровождалось сильной концентрацией некоторых литофильных элементов в конечных магматических производных с образованием специализированных лейкократовых гранитов. Широко проявленная гидротермальная деятельность способствовала существенному перераспределению, миграции и накоплению ряда металлов в зонах разрывных структур.

Во вторую и позднюю стадию докембрийской тектоно-магматической активизации существенно увеличилась роль гипергенных процессов, протекавших уже в условиях кислородной атмосферы и ведущих, с одной стороны, к разубоживанию ранее сформирован-

ных рудных месторождений, а с другой — к образованию новых рудных концентраций. Этот период характеризовался существенным перераспределением рудных элементов в связи с образованием площадных и линейных кор выветривания. Продолжавшаяся эндогенная активность способствовала протеканию эндогенных преимущественно гидротермальных рудных процессов. В результате в позднем докембрии были сформированы весьма специфические полигенные и полихронные месторождения, в которых литофильные элементы весьма часто ассоциируют с промышленными концентрациями никеля, золота, меди. Генетические особенности таких месторождений вскрываются особенно трудно и трактуются различно.

ГЛАВА 8

РУДОНОСНОСТЬ ГАББРО-ГРАНИТНЫХ СЕРИЙ

Металлогения областей протодива определяется широким распространением различных полезных ископаемых, частью имеющих важное промышленное значение. Характерной чертой таких областей является развитие сопряженных во времени и в пространстве месторождений сидерофильного, халькофильного и литофильного профиля, а также полиметалльный состав многих рудных объектов, содержащих сидерофильные (Fe, Ti, V), халькофильные (Ni, Cu и др.) и литофильные (Sn, W и др.) элементы, образующие в ряде случаев экзотические сочетания между собой. Типично широкое участие в составе рудных концентраций летучих компонентов (P_2O_5 , Fe, Cl, B) и таких редких и в общем нехарактерных для раннего докембрия элементов, как Sb, As, Bi, Se, Hg и др.

Многочисленные и разнообразные рудные месторождения областей протодива отчетливо группируются в сообщества, сформированные в определенных временных интервалах. Согласно эмпирическим данным большинству из них свойственны датировки $(1900-1700) \pm 100$ и $1100-800$ млн. лет; имеются также месторождения с возрастом 1450 ± 50 млн. лет.

На Балтийском щите в течение указанных временных интервалов возникли крупные железорудные, железо-титановые и полиметаллические месторождения, а также месторождения никеля, меди, вольфрама, олова, молибдена, урана и других редких металлов, в ряде случаев содержащие высокие концентрации As, Sb, Se, Bi. На Украинском щите к периоду 1900—1700 до 1400 млн. лет относится образование железо-титановых, молибденовых, вольфрамовых и редкометалльных месторождений с подчиненным развитием рудопроявлений никеля и меди.

В Канаде возраст 1900—1700 млн. лет имеют медно-молибденовые, возможно, золото-вольфрамовые рудные объекты и урановые месторождения в кварц-микроклиновых и альбит-карбонатных метасоматитах (район Биверлодж). Несколько более молодыми датировками (1450 ± 50 млн. лет) обладают урановые концентрации

в сульфидно-кварц-карбонатных жилах. С периодом 1100—800 млн. лет связано образование медно-молибденовых, меднорудных, никель-урановых месторождений, а также редкометалльно-уранового оруденения в пегматитах на юге провинции Гренвилл. В Австралии к интервалу 1800—1600 млн. лет относится возникновение обширной группы разнотипных месторождений (меднорудных, полиметаллических, олово-вольфрамовых, урановых, медно-золото-висмутовых и вольфрамовых с висмутом, молибденом и медью). Возраст порядка 900 млн. лет имеют уникальные золото-урановые месторождения в серицит-хлоритовых метасоматитах.

К. О. Кратц и Ю. М. Соколов оценивают интервал 1900 ± 100 млн. лет как крупнейший по интенсивности глобальный импульс эндогенной минерагенической активности, не имеющий себе равных в докембрийской геологической истории Земли [41]. Материалы по ряду докембрийских регионов показывают, что этот вывод в целом является справедливым, однако указанный интервал обладает несколько большей продолжительностью, вплоть до 1700—1600 млн. лет.

Период 1000 ± 100 млн. лет оценивается К. О. Кратцем и Ю. М. Соколовым как межконтинентальный импульс высокой минерагенической активности.

Оба импульса совпадают по времени проявления с ранней и поздней стадиями протодива, которые выразились мощными вспышками тектонических и магматических процессов, имеющих глобальное развитие и охвативших с различной степенью интенсивности континентальные блоки земной коры.

Рудные месторождения, сформированные в течение обеих стадий, в подавляющем большинстве случаев обнаруживают тесную пространственную и временную сопряженность с близкими по времени формирования вулкано-плутоническими производными варьирующего состава (от основных до субщелочных и кислых). Такая сопряженность применительно к конкретным типам месторождений отмечается многими исследователями [39, 47, 52, 45]. Так, не вызывает сомнений тесная связь железо-титанового оруденения с габброидами и анортозитами, медно-никелевого — с габброидами, а месторождений молибдена, вольфрама и олова — с гранитами. Медные месторождения на Балтийском щите ассоциируют с градиоритами, а в Австралии — с трахиандезитами [45, 52]. Вместе с тем природа магматических, а точнее плутонических образований, в первую очередь гранитов и монзонитоидов, различными исследователями оценивается по-разному; в результате и генезис оруденения трактуется неоднозначно: как гидротермальный, ультраметаморфогенный, метаморфический, гидрогенный. Широкое распространение имеют концепции эксгальационно-осадочного или осадочного происхождения стратиформных железорудных (апатит-магнетитовых, магнетитовых в скарнах) и полиметаллических месторождений. Синхронный магматизм при этом исключается из рассмотрения или рассматривается в самых общих чертах.

Обширный фактический материал по ряду регионов докембрия убедительно показывает, что устойчивые пространственно-временные связи большинства рудных концентраций протодива с вулкано-плутоническими образованиями не могут быть случайными. Характер этих связей и, как следствие, условия образования рудных объектов вскрываются на основе сравнительного анализа вещественного состава и эволюции магматических и рудных образований, сосуществующих в пределах различных областей докембрийской активизации.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРОТОДИВА И ИХ ГЕНЕЗИС

Вулкано-плутонические образования протодива принадлежат к небольшому числу формаций или серий, главными из которых являются габбро-монцонит-гранитовая, габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, субщелочных феррогабброидов, сопровождаемых в ряде случаев излившимися комагматами. Локальное распространение имеют щелочные габброиды, щелочные граниты и сиениты. Три первые серии, металлогеническое значение которых является наиболее важным, представляют собой группу родственных формаций, имеющих между собой постепенные, иногда неощутимые переходы. Так, субщелочные феррогабброиды в крупных силлах и лополитах формируют дифференцированные габбро-анортозитовые и габбро-сиенит-диорит-гранофировые серии пород, обнаруживающие определенное сходство с ранними членами комплекса габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, например Бураковский плутон [Шинкарев Н. Ф. и Анищенко О. Н., 1973 г.], Валаамский силл [Жданов В. В., 1972 г.].

Разновидности пород, участвующих в составе габбро-монцонит-гранитовой формации, весьма напоминают породы, составляющие комплекс габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Калиевые граниты, представляющие собой поздние производные габбро-монцонит-гранитовой серии, в ряде случаев оцениваются как рапакиви-подобные [22] или прямо относятся к рапакиви, как, например, некоторые граниты Кировоградско-Новоукраинского массива на Украинском щите [Половинкина Ю. И., 1936 г.; Фатеев Г. Д. и др.]. В то же время указанные граниты иногда рассматриваются как ультраметаморфические или палигенно-метасоматические образования, резко отличные от гранитов рапакиви [14, 72]. Все это потребовало дополнительного рассмотрения характера эволюции габбро-монцонит-гранитовой серии и габбро-анортозитов — гранитов рапакиви и сопоставления их между собой. В качестве анализируемых объектов были выбраны массивы кузнецкого, ликко-арагубского и умбинского комплексов в пределах Карело-Кольского региона, граниты Ревзунд в Швеции и Кировоградско-Новоукраинский массив на Украинском щите, который может рассматриваться как эталонный для кировоградско-житомирского

комплекса и для которого имеются достаточно полные данные [Казанский В. И. и др., 1978 г.; Стрыгин А. И., 1978 г.; Щербак Н. П., 1975 г. и др.].

Наиболее детально рассматриваемые плутонические образования исследованы в Южной Карелии, где они представлены кузнеченским комплексом, впервые выделенным автором в качестве габбро-монцонит-гранитовой формации в 1975 г. [Григорьева Л. В., Колесник Н. Н., 1975 г.], а также комплексом габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Установлено, что серия пород, участвующих в составе кузнеченского комплекса, обнаруживает значительное сходство с серией габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Подобно последней, габбро-монцонит-гранитовая формация представлена длинным рядом пород, в котором участвуют следующие ассоциации (от ранних к поздним):

1) габбро-нориты с дифференциацией до пироксенитов, эвкритов, амфиболового габбро; 2) диориты, гранодиориты, монцониты, мангериты; 3) граниты, граносиениты. Среди гранитов выделяются пироксеновые, амфиболовые и биотитовые разновидности. Заканчивается ряд лейкократовыми аплитовидными и пегматоидными гранитами, обогащенными летучими и редкими элементами.

Общие закономерности эволюции состава пород габбро-монцонит-гранитовой формации наглядно видны на бинарных вариационных диаграммах (рис. 33). На этих диаграммах для отдельных массивов или групп сходных массивов, занимающих определенные геолого-структурные позиции, показаны контуры полей фигуративных точек состава пород. Для сравнения даны вариационные кривые петрогенных окислов в породах реперного Салминского массива, представляющие собой математически рассчитанные линии. Построенные кривые демонстрируют полное подобие путей эволюции магм при становлении этих двух крупных магматических комплексов протодива. Из особенностей поведения петрогенных элементов можно отметить почти постоянные содержания натрия, возрастающие только в самых поздних лейкократовых производных, закономерное накопление калия и отчетливо инверсионный тренд алюминия. В совокупности изменение химизма пород соответствует классической схеме кристаллизационной дифференциации при ведущей роли плагиоклаза на средних и поздних стадиях процесса.

Хорошо видно, что габбро-анортозиты — граниты рапакиви более железисты и в то же время обеднены магнием и глиноземом. По относительной доле калия в сумме щелочей породы габбро-монцонит-гранитовой формации мало отличаются от рапакиви. Наиболее близки к рапакиви граниты Вуоксинского блока.

Аналогичные вариационные кривые построены и проанализированы для лицко-арагубского и умбинского комплексов Кольского полуострова, для гранитов Ревзунд и Кировоградско-Новоукраинского плутона Украинского щита (рис. 34 и 35). Как было показано выше, в составе перечисленных комплексов участвуют сходные серии пород, включающие габброиды, габбро-диориты, диори-

ты, монцонитонды, гранодиориты, калиевые граниты, представленные пироксен-, амфибол- и биотитсодержащими разновидностями, лейкограниты. Полученные кривые также отчетливо показывают полное подобие путей эволюции магматических расплавов всех указанных комплексов и близкое их сходство с особенностями эволюции кузнеченского комплекса. Одновременно отмечаются некоторые районные отличия химизма интрузивных серий. Так, лицко-арагубский комплекс и породы Кировоградско-Новоукраинского массива характеризуются относительно высокой долей натрия в сумме щелочей, тогда как по содержанию калия они мало отличаются от интрузивных образований кузнеченского комплекса. В породах умбинского комплекса отмечаются сравнительно низкие содержания калия и соответственно $K/(K+Na)$ в них понижено. По уровню железистости все комплексы сходны между собой; аналогично и по уровню глиноземистости, хотя породы Кировоградско-Новоукраинского массива отличаются несомненно более высоким содержанием Al_2O_3 , чем образования кузнеченского комплекса, а породы лицко-арагубского комплекса, напротив, самой низкой глиноземистостью, приближающейся к глиноземистости рапакиви.

Перечисленные районные отличия могут быть обусловлены небольшими вариациями исходного состава первичных магм, местными особенностями дифференциации расплавов и глубиной становления плутонов. В целом они не нарушают общего характера эволюции рассмотренных магматических комплексов, которые в свете приведенных данных можно рассматривать как однотипные серии пород. Образование подобных серий путем гранитизации представляется невозможным. Лучше всего их генезис объясняется с позиций кристаллизационной дифференциации магматических расплавов. Это подтверждается данными по распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) в гранитах рапакиви и породах кузнеченского комплекса. Из этого комплекса было проанализировано семь проб, представляющих наиболее типичные разновидности слагающих его пород. Анализ произведен инструментальным нейтронно-активационным методом на кафедре ядерной геофизики ЛГУ П. А. Вагановым. Условия анализа позволили достигнуть высокой чувствительности: для церия она составила 0,5 г/т, для европия 0,07 г/т. Особенности распределения РЗЭ в породах комплекса габбро-анортозитов — гранитов рапакиви заимствованы из работ финских исследователей по массиву Лайтила [Koljonen T., 1974 г.; Vogta A., 1976 г.].

Результаты анализов показаны на графиках (рис. 36 и 37), из которых видно, что в породах кузнеченского комплекса и массива Лайтила РЗЭ ведут себя однотипно. Согласно данным финских исследователей, граниты рапакиви характеризуются повышенными содержаниями суммы РЗЭ, которые при этом резко фракционированы — сильно обогащены элементами цериевой группы и обеднены европием [Koljonen T., 1974 г.; Vogta A., 1976 г.]. Такой же тип фракционирования лантанондов устанавливается в породах

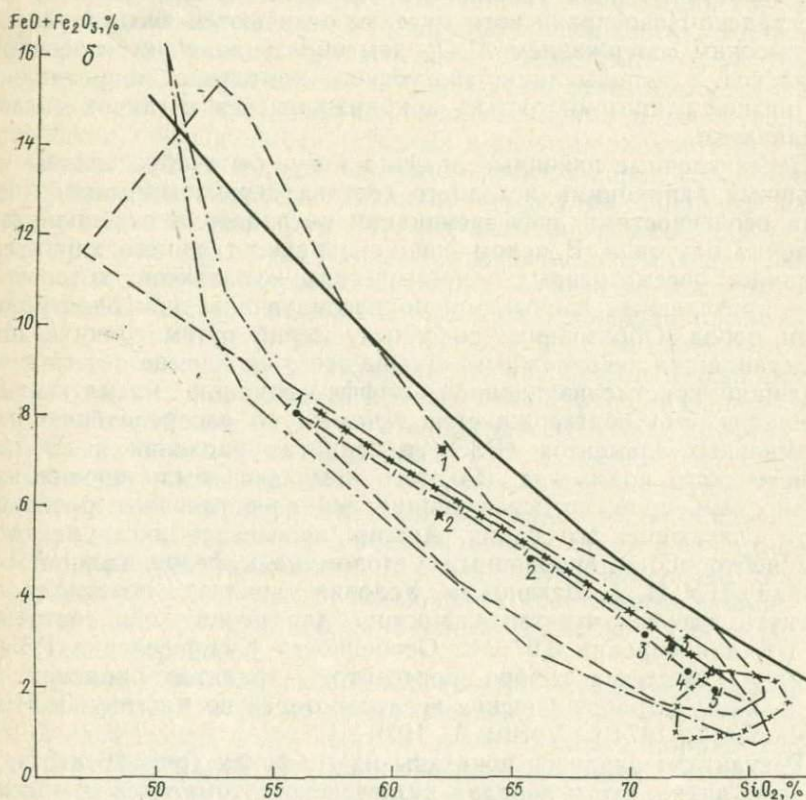
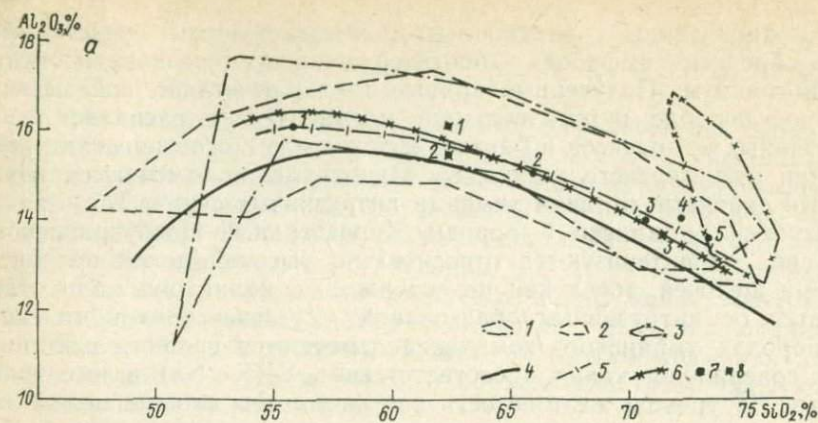
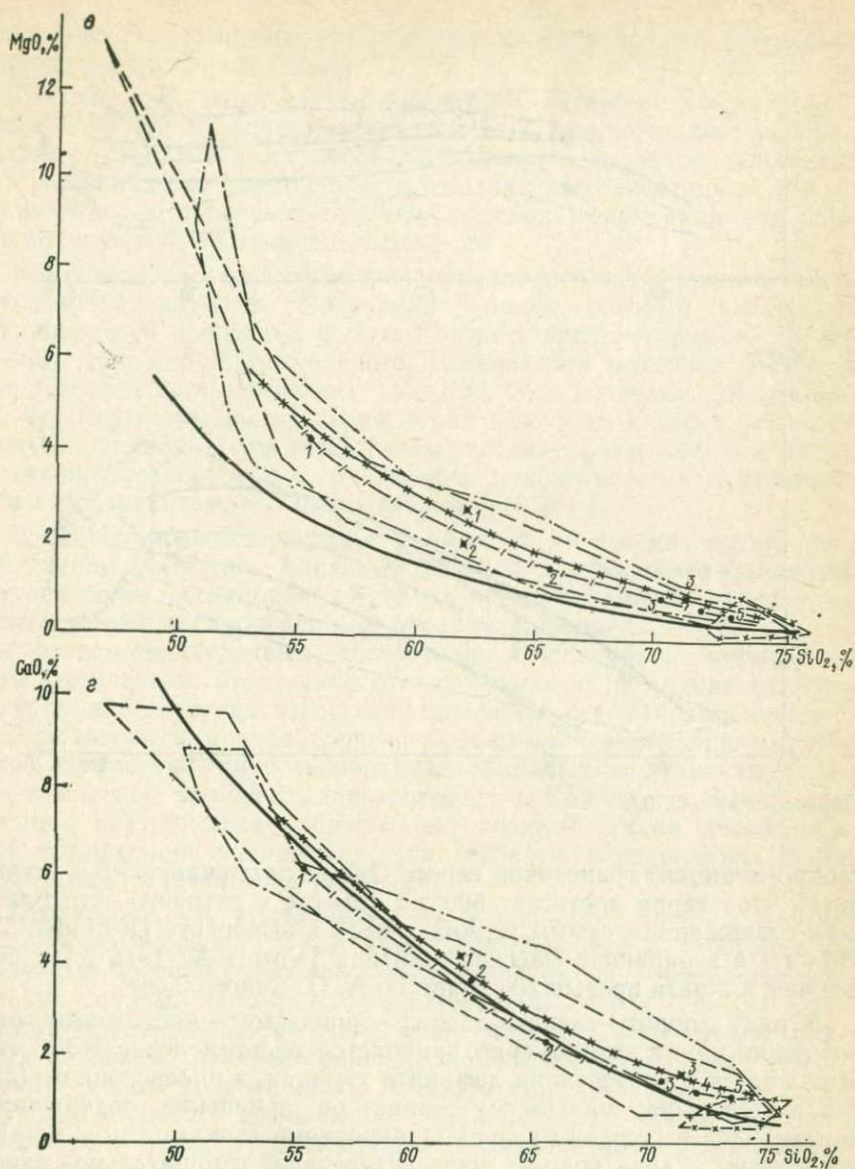


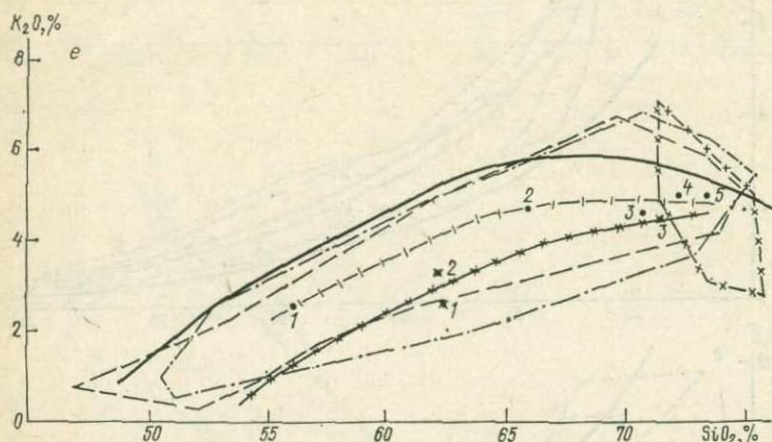
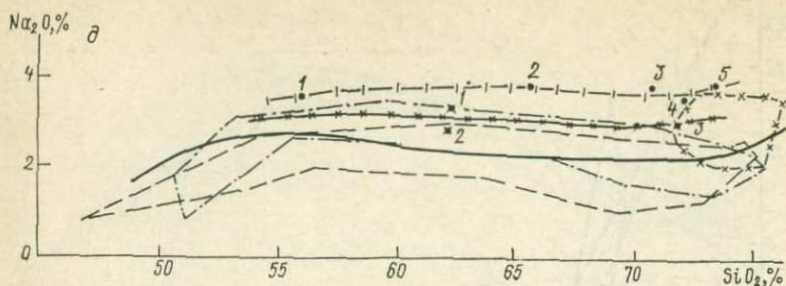
Рис. 33. Вариационные диаграммы петрогенных окислов (а—е) в породах кузнерапкиви.

1—3 — поля массивов: 1 — Тервус и Путсари (43 пробы), 2 — Вуоксинского блока (Бородинскальки (36 проб); 4—6 — вариационные кривые: 4 — Салминского массива, 5 — массивов лекса (данные Г. В. Виноградовой, А. Н. Виноградова, Н. Ф. Шинкарева); 7—8 — средние комплекса.



ченского, лицко-арагубского, умбинского комплексов и Салминского массива

ский, Заветинский, Кузнеченский и др.) (55 проб), 3 — гранитов Латвасюрья и Матка-лицко-арагубского комплекса (данные Г. В. Виноградовой), 6 — массивов умбинского комплекса пород (точки на кривых): 7 — лицко-арагубского комплекса, 8 — умбинского



Продолжение рис. 33.

габбро-монзонит-гранитовой серии. Общее содержание РЗЭ в гранитах этой серии достигает 600 г/т (вместе с иттрием), что близко к содержаниям суммы редких земель в выборгите [Koljonen T., 1974 г.] и в рапакиви массива Лайтила [Vorma A., 1976 г.] и более чем в 2 раза превышает кларк по А. П. Виноградову.

В ряду диорит—сиенито-диорит—трондьемит—биотитовый гранит-лейкогранит закономерно изменяется распределение РЗЭ, что выражается в возрастании дефицита европия, в инверсионном (переходящем через максимум) характере изменения содержания лантаноидов и степени их фракционирования (показатель — Ce/Yb -отношение). Характерно наличие интенсивной отрицательной европиевой аномалии, обусловленной фракционированием этого элемента в составе плагиоклаза. Такое изменение содержания редких земель, прослеживаемое также в многофазном массиве рапакиви Лайтила, полностью отвечает теоретическим и экспериментальным моделям поведения РЗЭ в ходе магматической кристаллизационной дифференциации [Балашов Ю. А., 1976 г.].

При сравнении гранитов протодива с анатектическими свекофенскими гранитоидами выявляются существенные различия

между ними в отношении как содержаний лантаноидов, так и особенностей их распределения.

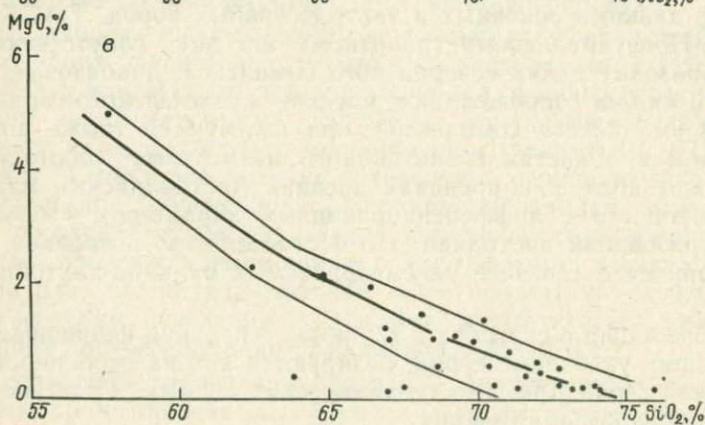
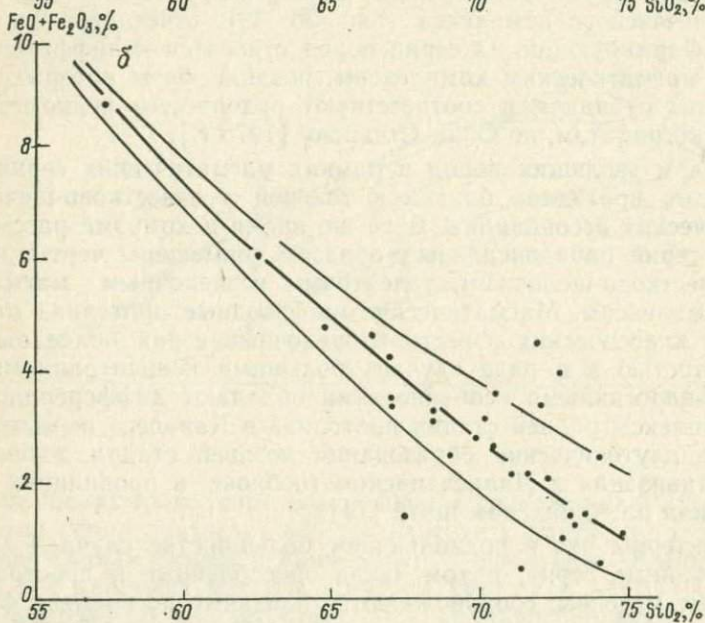
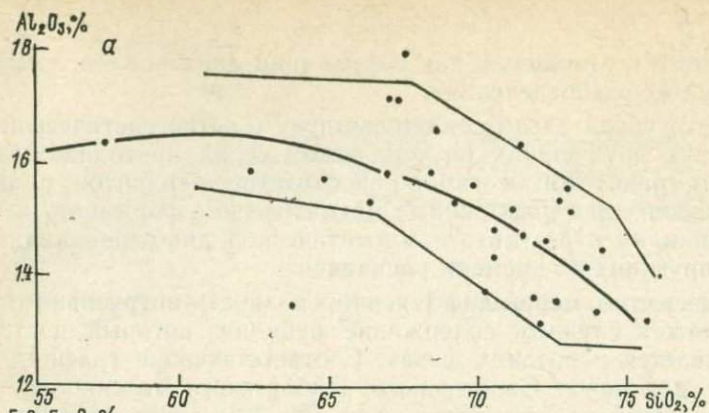
Все это убедительно свидетельствует о петрогенетической общности двух крупнейших plutонических серий протодива: габбро-монцитит-гранитовой и габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, составляющих две родственные магматические формации, и о возникновении их в результате магматической дифференциации эволюционирующих во времени расплавов.

Как известно, мерой дифференцированности интрузивного комплекса может служить содержание рубидия, который постепенно накапливается в поздних фазах. Соответствующие графики, построенные для пород Салминского, Выборгского массивов и плутонов кузнеченского комплекса (рис. 38, 39), отчетливо показывают, что формирующие их серии пород относятся к дифференцированным магматическим комплексам, поздние фазы которых резко обогащены рубидием и соответствуют рудоносным редкометалльным лейкогранитам, по О. Д. Ставрову [1978 г.].

В целом эволюция пород в рамках магматических серий ранней стадии протодива близка к таковой в известково-щелочных plutонических ассоциациях. В то же время в химизме рассматриваемых серий парадоксальным образом совмещены черты, присущие известково-щелочным, толеитовым и щелочным магматическим комплексам. Магматические производные протодива отличаются от классических известково-щелочных серий более высокой железистостью и в ряде случаев большими концентрациями щелочей. Аналогичными особенностями обладают дифференцированные комплексы ранней стадии протодива в Канаде и в Австралии, а также plutонические образования поздней стадии докембрийской активизации в Дальсландском геоблоке, в провинциях Найн и Гренвилл на Канадском щите [74].

Характерно, что в подавляющем большинстве случаев дифференцированные серии, в том числе обособленные в пространстве гранитные массивы, сопровождаются близкими по времени формирования дайками основных и ультраосновных пород. Так, Кировоградско-Новоукраинскому гранитному массиву сопутствуют пикрит-диабазовые дайки северинского комплекса; диабазовые дайки, штоки и силлы сопровождают массивы кузнеченского, ара-лицевского и умбинского комплексов; они пользуются также широким развитием в областях гранитоидного магматизма протодива на Канадском щите и в пределах древних Австралийских массивов. В совокупности с дифференцированным характером магматических образований протодива, это обстоятельство позволяет подойти к вопросу о генезисе рассматриваемых вулкано-plutonических серий.

Соображения о способах и глубинах генерации первичных магм, породивших указанные серии, базируются как на особенностях состава этих серий, так и на геохимических данных, в частности, определении изотопов стронция.



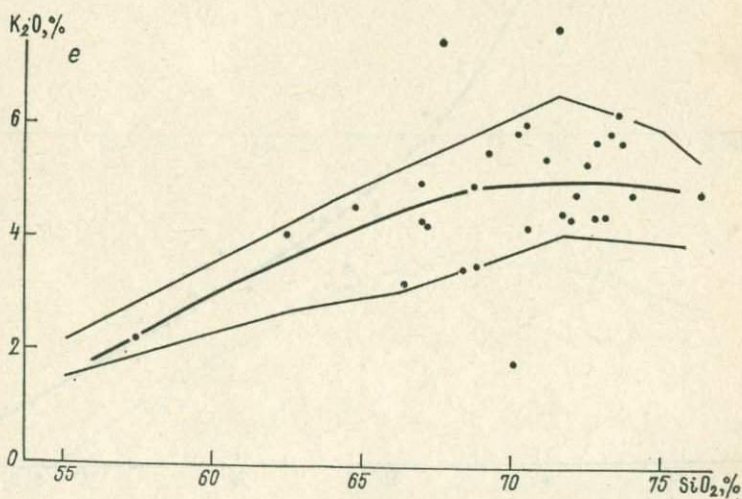
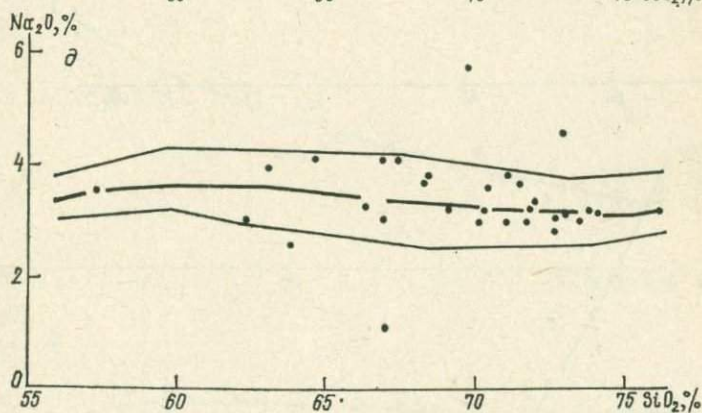
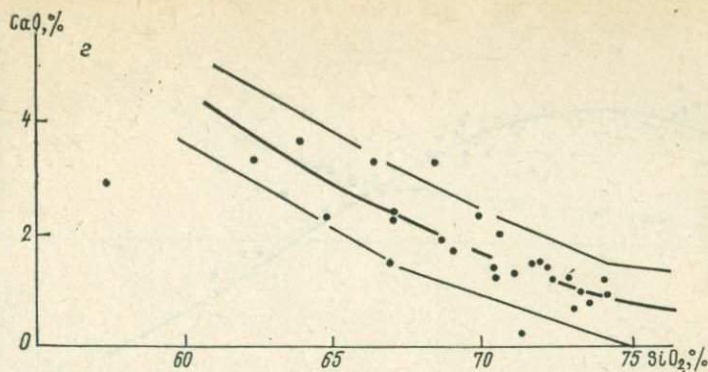


рис. 34. Вариационные диаграммы петрогенных окислов (a—e) в породах Ки-
овоградско-Новоукраинского массива. Составлены по данным В. И. Казанско-
го [72], В. М. Сидорова [1970 г.], Г. Д. Фатеева.

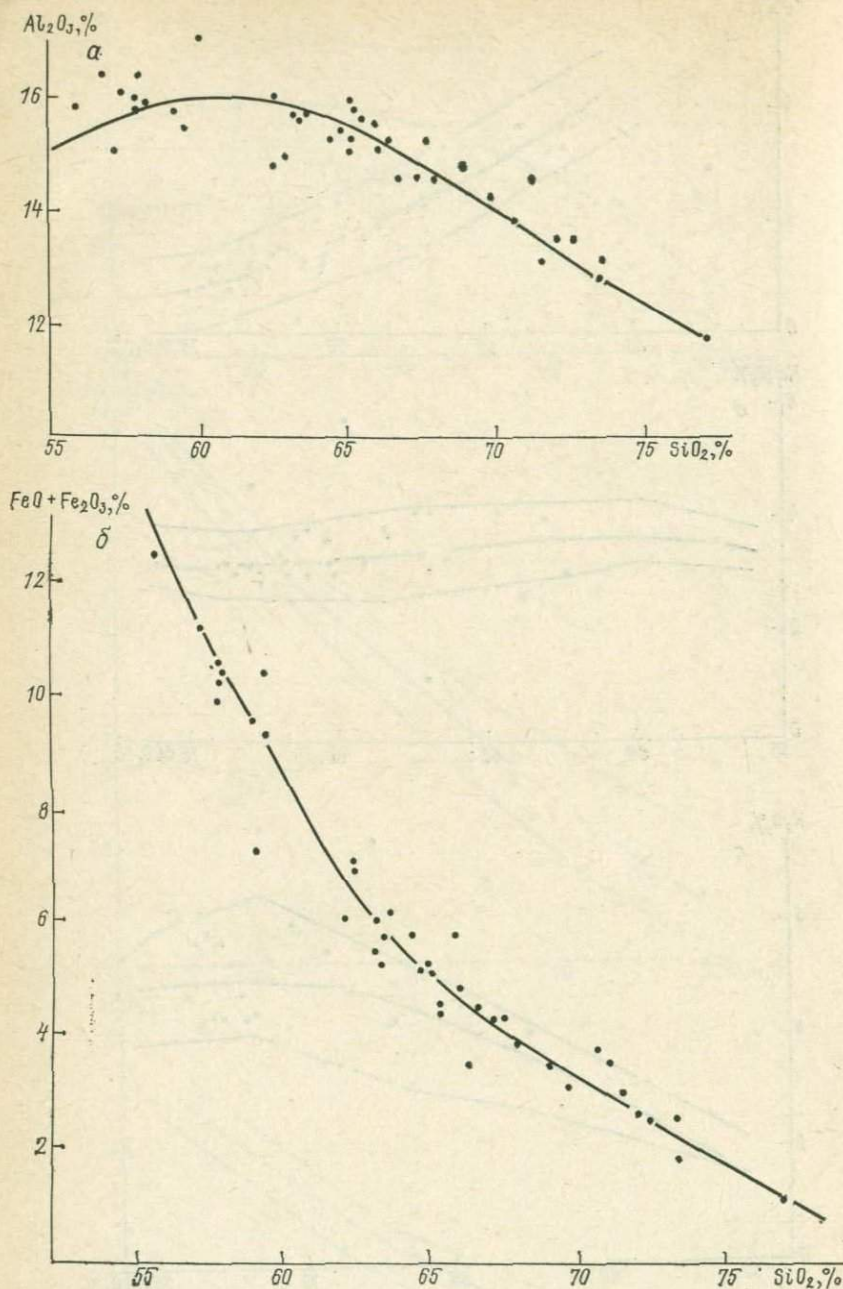
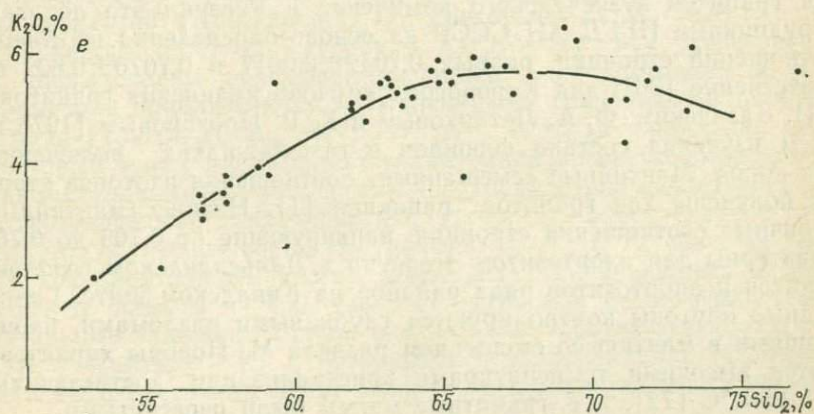
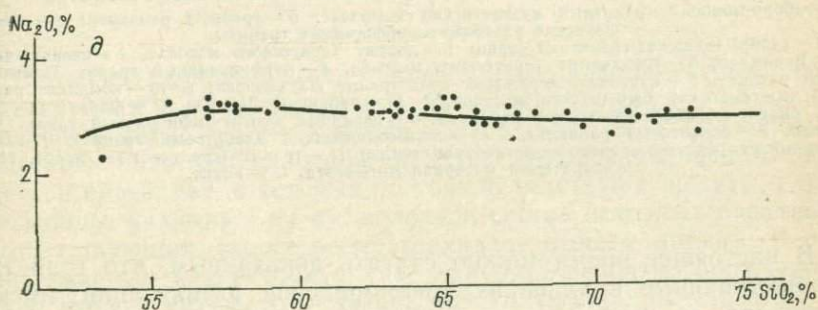
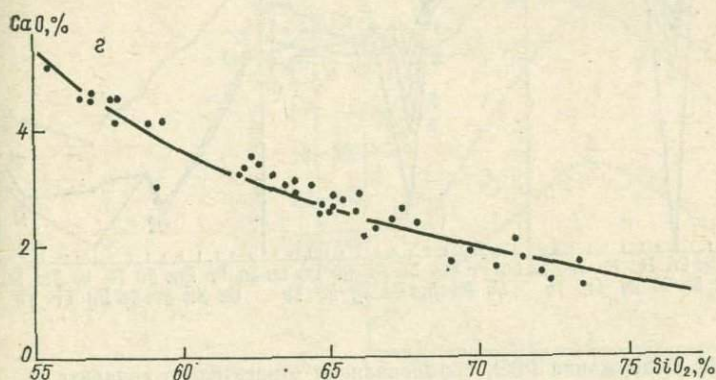
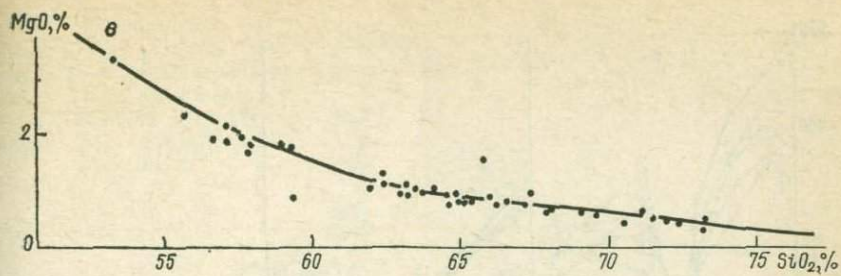


Рис. 35. Вариационные диаграммы петрогенных окислов (a—e) в породах комплекса Ревзунд. Составлены по данным Л. Персона (40 проб) [91].



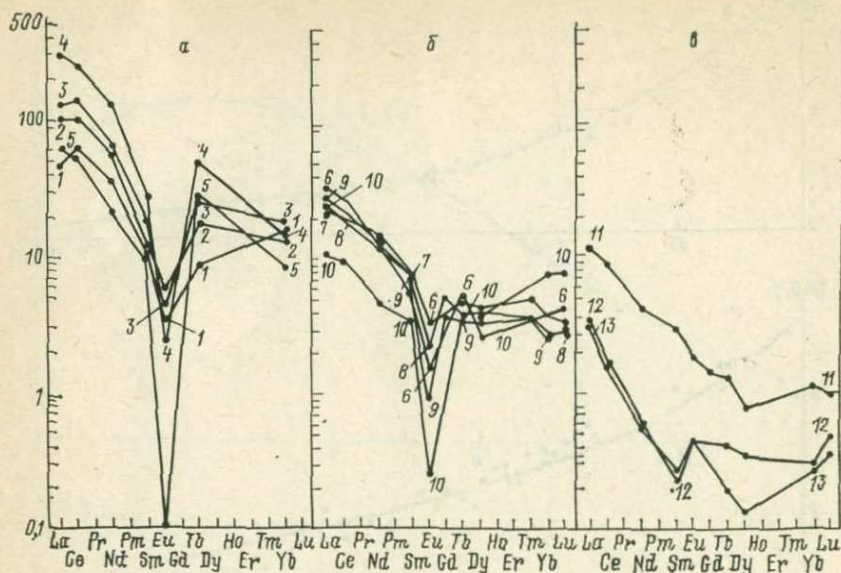


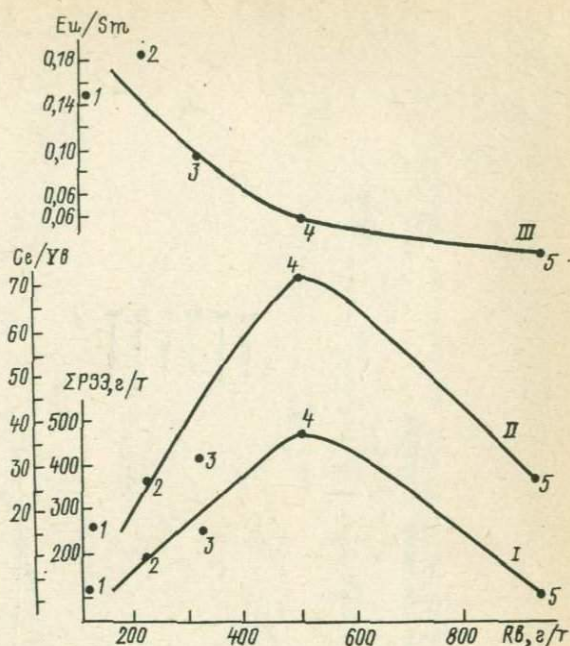
Рис. 36. Содержания РЗЭ, нормированные относительно хондрита.

а — габбро-монзонит-гранитный кузнеченский комплекс; б — граниты рапакиви; в — свекофенские ультраметаморфогенные граниты.

1—5 — габбро-монзонит-гранитная серия: 1 — диорит Тервусского массива, 2 — сиенито-диорит Велимяки, 3 — трондjemит Тервусского массива, 4 — порфировидный гранит Заветинского массива, 5 — мусковитсодержащий лейкогранит Латвасюрь; 6—10 — комплекс рапакиви: 6 — выборгит Выборгского массива, 7—10 — рапакиви Лайтила (7 — фаялитсодержащий биотит-амфиболовый гранит рапакиви, 8 — оvoidный биотит-амфиболовый гранит рапакиви, 9 — биотитовый рапакиви, 10 — топазсодержащий альбитовый гранит); 11—13 — ультраметаморфогенные свекофенские гранитоиды: 11 — гранит (среднее из 6 проб), 12 — лейкократовый материал мигматита, 13 — аплит.

В настоящее время можно считать доказанным, что граниты, сформированные в условиях докембрийской активизации, имеют глубинное, по крайней мере частично мантийное происхождение. Для гранитов кузнеченского комплекса и Ревзунд это доказано сотрудниками ИГГД АН СССР на основе определения изотопных соотношений стронция, равных $0,7042 \pm 0,0017$ и $0,7070 \pm 0,002$ соответственно [36]; для Кировоградско-Новоукраинских гранитов — В. И. Казанским, Ф. А. Летниковым и К. В. Прохоровым [1978 г.] путем изучения состава флюидов в газовой-жидких включениях этих пород. Мантийные «смешанные» соотношения изотопов стронция получены для гранитов рапакиви [1]. Низкие (мантийные) первичные соотношения стронция, варьирующие от 0,703 до 0,706, характерны для анортозитов Эгерсуни в Дальсладском геоблоке, сиенитов и анортозитов ряда районов на Канадском щите. Гранитондные плутоны контролируются глубинными разломами, проникающими в мантию со смещением раздела М. Породы характеризуются высокими температурами кристаллизации, достигающими $900\text{—}950^\circ\text{C}$ [72], т. е. гранитные магмы были перегретыми.

Рис. 37. Зависимость содержания РЗЭ (I), их состава (II) и концентрации европия (III) от содержания в породах рубидия (цифры на графиках см. рис. 36).



Согласно современным данным известково-щелочные серии формируются в ходе длительной эволюции больших объемов андезитовых магм, что выражается прежде всего в их фракционной кристаллизации. Субщелочной характер дифференцированных комплексов протодива, в которых постоянно участвуют сиениты и монцитониты, указывает на субщелочной состав исходных расплавов, соответствующих, скорее всего, трахиандезитовым магмам. В рассматриваемом конкретном случае наиболее вероятно образование таких магм в результате сиалической контаминации вещества коры расплавами мантийных высокоглиноземистых или субщелочных базальтов [Шинкарев Н. Ф.; Григорьева Л. В., 1976 г.], принадлежащих, по Л. В. Таусону, к латитовому типу. Действительно, кислые члены дифференцированных серий протодива по ряду параметров приближаются к «мантийным» гранитоидам латитового ряда [Таусон Л. В., 1977, 1979 гг.]. В то же время они несут некоторые черты палингенных гранитоидов (известково-щелочных, редкометалльных), о чем достаточно убедительно свидетельствуют их геохимические характеристики (табл. 5). Здесь следует отметить, что латитовые серии приурочены, по Л. В. Таусону, «к тыловым континентальным частям фокальных зон, удаленных от океанического желоба на 450—500 км» (западная и восточная континентальные окраины Тихого океана) и соответствующих, по В. Л. Масайтису и Ю. Г. Старицкому, областям дива (Центральная и Юго-Восточная Азия) [38]. В этих областях могут распола-

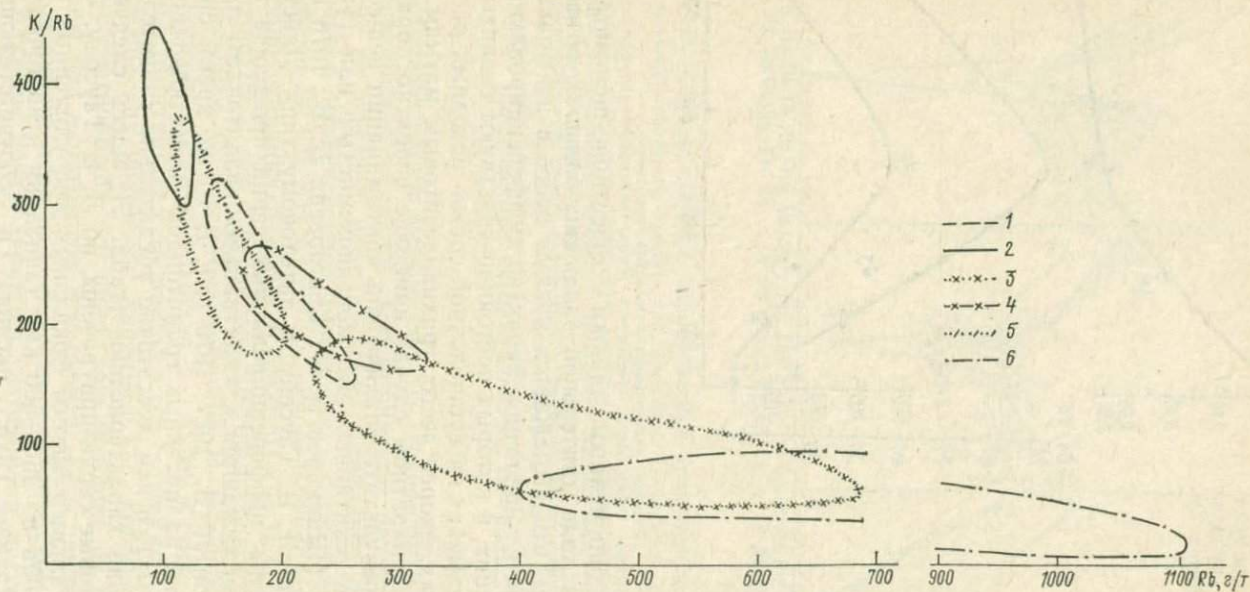


Рис. 38. Диаграмма $Rb-K/Rb$ для гранитов кузнеченского комплекса.
 Массивы: 1 — Тервус, 2 — Путсари, 3 — Лазурный, 4 — Кузнеченский, 5 — Оярвинский, 6 — Латвасюры и Маткасельки.

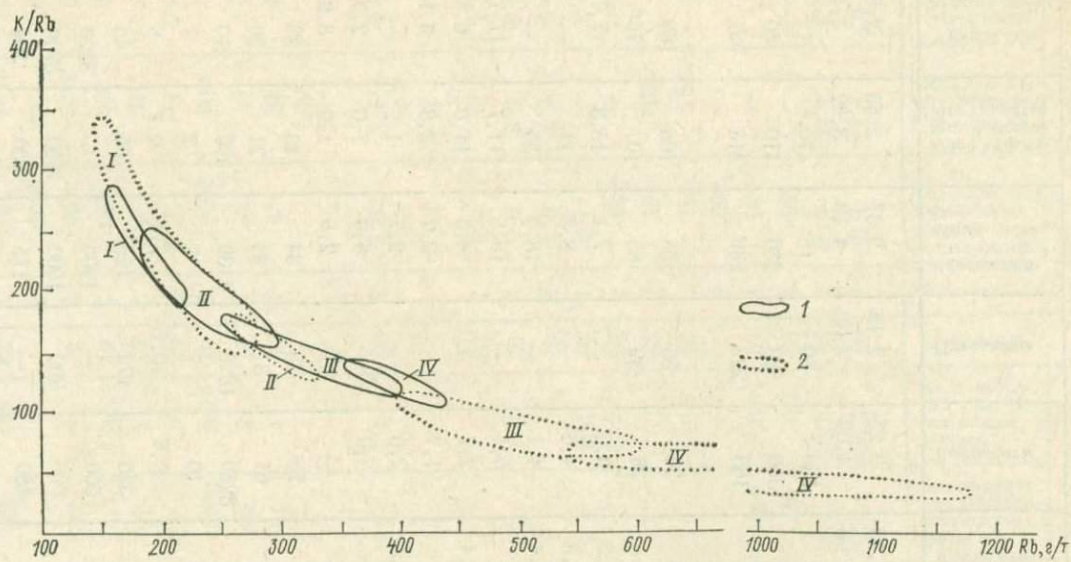


Рис. 39. Диаграмма $Rb-K/Rb$ для гранитов рапакиви.
 1 — граниты I, II и III фаз Выборгского массива; 2 — граниты I, II, III и IV фаз Салминского массива.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ ПРОТОДИВА

Химический элемент	Салминский плутон							Число проб
	Содержания, г/т (К, Na, %)						Источники**	
	Кварцевые монзониты	Выборгиты	Питерлиты	Равнозернистые биотитовые граниты	Порфиroidные биотитовые граниты	Микроклиновальбитовые лейкограниты		
Na	2,13	2,25	2,15	2,37	2,53	2,85	1	160
K	3,96	4,60	4,30	4,18	3,92	3,13	1	160
Sr	370	150	69	18	10	12	1	160
Ba	5000	1360	863	230	110	60	1	160
Rb	—	160	223	286	418	637	1	160
	—	—	—	—	—	—	—	—
Li	—	34	36	55	108	189	1	160
Nb	—	38	39	85	107	75*	1	160
Be	1,3	3,2	5,7	7,1	15,3	7,7*	1	160
	1,3	4,6	—	8,3	11	—	2	42
Sn	2,4	4,1	—	18,9	39	—	2	42
	—	5,1	—	10,5	11,7	17,7	3	29
	2,4	2,7	3,1	4,3	11,0	6,8*	1	160
W		1,7		2,25	2,85	3,15	2	
Mo	4,5	2,8	—	2,7	1,2	—	2	42
	—	3,0	—	6,0	7,0	2,0	3	29
	—	—	—	2,8	1,9	3,2	1	160
Pb	—	26	25	34	43	39	1	160
Zn	—	61	31	44	21	30	1	160
Ti	—	3280	1890	1130	890	210	1	160
V	—	10	7	7	7	7	1	160
Cr	—	9,6	10,7	7,1	9,7	8	1	160
Mn	570	325	172	125	85	85	1	160
F	—	500	—	1900	—	3200	2	141
	—	800	900	1300	1900	3700	1	160
P	568	480	—	175	350	394	2	141

* Уменьшение содержания Nb, Be и Sn в последней фазе рапакиви, видимо, обусловлено воздействием поздних и постмагматических флюидов на граниты и извлечением из них этих элементов.

** 1—данные автора; 2—данные Д. А. Великославинского и др. [1]; 3—данные дова [22]; 5—данные А. М. Беляева.

Выборгский плутон						Коростенский плутон					
Содержания, г/т (К, Na, %)				Источник	Число проб	Содержания, г/т (К, Na, %)			Источник	Число проб	
Далее граниты	Выборгиты	Порфировидные биотитовые граниты	Трахитоидные биотитовые граниты			Мелкоовидные амфиболовые граниты	Крупноовидные амфиболовые граниты	Равнозернистые биотитовые граниты			
2,04	2,07	1,84	1,98	1	99	2,46	2,53	2,12	2	29	
4,02	4,62	4,60	4,69	1	99	4,38	4,57	4,14	2	29	
167	145	—	98	1	99	250	150	180	2	90	
740	900	—	630	1	99	1400	640	890	2	90	
200	273	—	360	5							
202	255	323	404	1	38						
31	11	21	61	1	99						
14	23	—	23	1	99						
3,3	5,3	—	4,9	1	99	2,0	5,5	6,4	2	20	
5,9	6,2	6,7	9,1	2	67						
4,0	5,5	5,2	9,8	2	52	2,4	2,4	2,4	2	20	
5,6	7,1	—	5,9	1	99						
5,7	3,9	1,7	9,7	2	52	3,7	4,0	4,5	2	20	
35	42	48	48	1	99	11	18	22	2	20	
160	100	97	130	2	67	75	65	77	2	26	
5400	3400	3000	3600	2	67	4200	3300	2700	2	68	
13	4,2	11	5,6	2	67	29	3,0	5,6	2	68	
9,3	7,6	12	7,5	2	67	14	15	19	2	68	
690	340	330	320	2	67	570	370	280	2	68	
1700	2300	3400	4900	2	72	—	700	2700	2	10	
1500	1700	—	2000	5							
1048	743	1004	787	2	72	480	350	175	2	29	

ловлено воздействием поздних и постмагматических флюидов на граниты и извлечением из них Ж. Д. Никольской и Л. И. Гордиенко [47]; 4—данные Г. В. Виноградовой и А. Н. Виногра-

Химический элемент	Кузнеченский комплекс						Источник	Число проб
	Содержания, г/т (К, Na, %)							
	Кварцевые мондиориты, мондиориты	Гранодиориты, адамеллиты	Трапидиориты, бюггитовые граниты	Лейкограниты Латвасюры	Турмалиновые двуословидные граниты Маткасельки			
Na	2,21	2,30	2,16	2,99	2,98	1	134	
K	4,06	3,01	4,30	3,91	4,11	1	134	
Sr	645	428	235	48	34	1	134	
Ba	1459	1600	1234	—	—	1	134	
Rb	182	115	186	307	396	1	134	
Li	19	28	18	21	61	1	134	
Nb	28	19	11,5	15	13	1	134	
Be	3,0	14	1,08	1,0	15	1	134	
Sn	—	—	6	3,2	13,5	3	28	
	1,6	2,0	1,0	1,3	14	1	134	
W			1,3	1,0	1,8	3	28	
Mo	1,7	1,1	0,7	1,5	2,2	1	134	
	—	—	1,3	1,0	1,8	3	28	
Pb	33	28	37	64	35	1	134	
Zn	110	83	50	60	45	1	134	
Ti	5330	3330	1676	—	—	1	134	
V	63	65	17	7	7	1	134	
Cr	23	33	8	9	7	1	134	
Mn	1,7	1,0	0,7	1,5	2,2	1	134	
F	2770	1075	790	200	400	1	134	
P	1917	786	316	263	917	1	134	

Лицко-арагубский комплекс						
Содержания, г/т (К, Na, %)					Источник	Число проб
Кварцевые диориты	Монцититы	Порфи- видные гра- ниты	Мелкопор- фировидные граниты	Мелкозерни- стые граниты		
2,7	3,53	2,85	2,76	2,65	4	207
2,04	4,18	3,82	4,28	4,31	4	207
1120	—	450	310	260	4	207
2700	—	2000	1180	930	4	207
86	121	155	182	225	4	207
34	22	33	27,7	25	4	207
14	22	30	12	43	4	207
2,0	2,7	4,0	—	5,0	4	207
5,5	2,0	6,6	3,7	3,0	4	207
40	—	4,2	7,0	4,2	4	207
27	32	25	29	45	4	207
1786	2008	3910	1340	1610	4	207
149	26	40	10	16	4	207
51	5	10	6	6	4	207
2315	—	1135	437	218	4	207

гаться также палингенные известково-щелочные гранитоиды. На примере производных протодива хорошо видно, что мантийные и палингенные магмы не просто сосуществуют во времени и в пространстве, но находятся в тесном взаимодействии, порождая дифференцированные серии специфического состава. Об этом прямо свидетельствуют вещественные характеристики магматических образований, постоянное присутствие основных разновидностей пород и диабазовых даек, большие объемы гранитов и различные как мантийные, так и коровые соотношения стронциевых изотопов, которые в кислых разностях рапакиви колеблются от 0,705 для Выборгского до 0,709 и 0,714 для Салминского и Коростенского плутонов соответственно.

Аналогичный вывод применительно к конкретным комплексам и формациям протодива сделан целым рядом исследователей. Так, К. О. Кратц [1959 г.] утверждал, что в происхождении различных пород иотнийской диабазовой формации (здесь формация субщелочных феррогабброндов) принимали участие два совершенно различных типа процессов: переплавление и ассимиляция базальтовыми расплавами вмещающих пород, с одной стороны, и кристаллизационная дифференциация сформированных таким образом магм — с другой. В. В. Жданов [1972 г.], отмечая тесную связь основного и кислого магматизма при рассмотрении Путсарского и Валаамского массивов в Приладожье, указывает на возможность появления кислых пород гранитного слоя под действием тепла базальтовой магмы и частично в результате смешения мантийного и корового вещества.

Согласно Д. А. Великославинскому и др. [1], родоначальная магма анортозит-рапакивигранитной формации принадлежит к промежуточному типу между толеитовыми и щелочными базальтами. По мнению этих исследователей, такой расплав, возникший в нижней коре или мантии, в процессе кристаллизационной дифференциации мог породить наблюдающийся естественный ряд от габбро-анортозита до ультракислого гранита. Образование больших масс гранитов рапакиви при фракционировании расплавов базальтоидного состава представляется маловероятным. Очевидно, и здесь требуется проявление механизма сиалической контаминации. Такой механизм достаточно убедительно объясняет появление близких по вещественным характеристикам интрузивных серий, возникновение которых возможно лишь при фракционной кристаллизации расплавов промежуточного (андезитового или трахандезитового) состава *. В то же время вполне правомерно, что вулка-

* При современных экспериментальных исследованиях придается большое значение процессам гибридизации мантийных магм при формировании андезитовых и в целом кальцево-щелочных серий пород [Sekine T., Wyllie P. I., 1983 г.]. Этот механизм несколько отличается от предложенного нами, но также объясняет геохимические и изотопные данные. Общим же моментом выдвинутых представлений является сложный петрогенезис первичных магм и обязательное проявление процессов кристаллизационной дифференциации [Nicholl I., Ringwood A. E., 1973 г., Wyllie P. I., Sekine T., 1982 г.].

но-плутонические комплексы, возникшие в результате взаимодействия мантийных расплавов с веществом земной коры обладают несколько варьирующими вещественными характеристиками и различным строением магматических тел. На эти их особенности могут влиять следующие факторы: 1) состав родоначальных базальтовых расплавов; отмеченное преобладание базальтовых магм латитового типа не исключает появления некоторых объемов толеитов и андезитов; 2) неодинаковый состав вещества земной коры, контаминированного базальтоидными магмами; 3) различные геологические условия становления магматических тел. Последнее обстоятельство существенным образом влияет на размеры и форму интрузий, определяет их многофазный характер и дифференциацию.

Так, массивы габбро-монцонит-гранитовой формации, формировавшиеся в активной тектонической обстановке, часто имеют небольшие размеры и размещаются в зонах глубинных разломов или в непосредственной близости от них, образуя полого- и крутопадающие трещинные плутоны. Плутоны бывают как многофазные, так и однофазные, что находит объяснение в интенсивном разделении фракционирующего расплава под влиянием энергичных тектонических движений и, как следствие, — в частом последовательном внедрении различных по составу производных в верхние структурные этажи. Сформированные таким образом интрузивные тела характеризуются широким развитием протокластических текстур, прямо указывающих на становление их в активной тектонической обстановке. Очевидно, именно такие интрузии оцениваются канадскими исследователями как синтектонические.

Формирование габбро-анортозитов — гранитов рапакиви осуществлялось в более спокойной тектонической обстановке. Характерно, что породы этой серии обычно образуют крупные плутоны, испытавшие далеко зашедшую дифференциацию *in situ*. Поздние гранитные фазы имеют большие объемы, и можно полагать, что они прошли этап длительной спокойной кристаллизации, поддерживаемой необходимым запасом тепла, генерировавшегося огромными массами базальтоидных магм. Видимо, именно в ходе такой кристаллизации были созданы своеобразные структуры рапакиви, тогда как в меньших по объему «синтектонических» гранитных массивах подобные структуры не возникали вследствие отрыва интрузий от питающих очагов и перемещения их в частично закристаллизованном состоянии.

Как уже отмечалось в гл. 4, в ряде случаев «син- и посттектонические» плутоны формировались синхронно, в зависимости от интенсивности проявления тектонических движений в различных районах. В целом, однако, тектоническая активность снижалась по мере развития процессов протоидива в рамках каждой стадии и формирование вулканоплутонических комплексов габбро-монцонит-гранитовой серии предшествовало образованию габбро-анортозитов — гранитов рапакиви.

Что касается щелочных габброидов, щелочных гранитов и сиенитов, то их образование несомненно имело определенную специфику. Щелочно-основные комплексы, представленные на Балтийском щите массивами Гремяха и Еletzозерским, вероятно, сформировались в результате дифференциации субщелочной глиноземистой базальтоидной магмы без проявления сиалической контаминации. Благоприятным для проявления щелочной тенденции в эволюции такой магмы, очевидно, явился не только ее исходный состав, но и глубина фракционирования [Шинкарев Н. Ф., Григорьева Л. В., 1976 г.]. Щелочные граниты и сиениты, также обнаруживающие связи с щелочно-основным магматизмом, по-видимому, прошли еще один путь фракционирования расплавов промежуточного состава, в котором щелочная тенденция не была полностью подавлена сиалической контаминацией.

В целом формирование вулканоплутонических комплексов протодива осуществлялось в ходе каждой стадии в течение длительных интервалов времени, о чем свидетельствуют радиологические датировки интрузивных пород. Внедрение отдельных плутонов протекало асинхронно, с разрывом в десятки миллионов лет. Конкретные плутоны различных размеров и форм, контролируемые глубинными разломами, возникали на разных уровнях земной коры, поскольку в составе комплексов имеются вулканические, субвулканические, гипабиссальные и мезоабиссальные производные. Высказанный тезис поддерживается также особенностями глубинного строения активизированных блоков, в пределах которых фиксируются как плотные, так и разуплотненные глубинные разрезы, отличающиеся одновременно заметной неоднородностью [1, 10, 40]. В совокупности магматические объекты габбро-монцонит-гранитовой серии, габбро-анортозитов — гранитов рапакиви и субщелочных феррогабброидов сформировали многоэтажные магматические системы, состоящие из серий разноглубинных массивов и их излившихся аналогов. Это обстоятельство имеет важные металлогенические следствия, поскольку представляется очевидным, что плутоны, размещавшиеся в относительно высоких горизонтах земной коры, консолидировались ранее, чем магматические массы, располагавшиеся на более глубинных уровнях. В результате становление первых сопровождалось относительно быстрой дистилляцией флюидной фазы, тогда как вторые могли служить источником рудоносных флюидов в течение длительного интервала времени. Следует учитывать, что застывание крупных плутонов на глубине происходит в течение десятков миллионов лет [Белов И. В., Белов Б. И., 1970 г.; Летников Ф. А., 1972 г.]. Отделение флюидной фазы при этом зависит от степени фракционирования эволюционирующей магмы и от интенсивности тектонических подвижек, т. е. от «открытого» или «закрытого» характера системы в целом.

**ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ
ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПРОТОДИВА
И ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ
ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ**

Вулкано-плутонические серии протодива (габбро-монцонит-гранитовая, габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, субщелочных феррогабброидов) обладают рядом своеобразных геохимических особенностей, которые указывают на их важное рудогенерирующее значение в отношении некоторых рудных полезных ископаемых. К числу таких особенностей относятся следующие.

1. Высокая железистость и титанистость пород указанных формаций. В щелочных феррогабброидах Онежской и Ладужской областей протодива суммарные количества закиси и окиси железа достигают 18—19 % (Пудожгорская, Койкарская, Святнаволоцкая интрузии) и 16 % (Салминский комплекс). Соответственно концентрации окиси титана составляют в них 3,11 и 3,49 % [Голубев А. И., Светов А. П., 1983 г.]. Указанные элементы концентрируются главным образом в титаномагнетитах, которые играют в рассматриваемых габброидах роль породообразующих компонентов. Титаномагнетиты отличаются также повышенными содержаниями ванадия, причем, с одной стороны, наблюдается прямая корреляция между содержаниями TiO_2 и V_2O_5 , а с другой — концентрации этих компонентов прямо коррелируют с содержаниями валового железа, что отчетливо наблюдается как в монофракциях титаномагнетита, так и в породах в целом.

Основные производные комплекса габбро-анортозитов — гранитов рапакиви также характеризуются высокими концентрациями титаномагнетита и магнетита, которые являются здесь породообразующими минералами. Суммарные количества закиси и окиси железа достигают в мезократовых габбро-норитах 17,7 %, а в меланократовых габбро-норитах и плагиоклазовых ультрабазитах — 36 %; соответственно высоки в этих породах концентрации TiO_2 — 3,4 и 6,6 % [1]. А. П. Биркисом и О. А. Богатиковым выполнено сопоставление пород основного ряда формации габбро-анортозитов — гранитов рапакиви с базитами габбро-анортозитовой формации зон глубинных разломов и убедительно показано, что первые существенно обогащены железом, титаном, а также MnO и P_2O_5 . Высокая железистость является характерной чертой и кислых пород габбро-анортозит-гранитовой серии. Граниты рапакиви с учетом данных по всем фазам содержат в среднем более 4 % окиси и закиси железа, тогда как количество валового железа в среднем граните по А. П. Виноградову [1962 г.] составляет 3,48 %. Аналогично в гранитах рапакиви отмечаются несколько повышенные содержания TiO_2 [1]. Ильменит и магнетит являются сквозными минералами.

Сходными петрохимическими чертами обладают породы габбро-монцонит-гранитовой серии. Все их разновидности характеризуются высокой железистостью, причем в некоторых гранитных произ-

водных (например, в умбинских чарнокитах) содержания общего железа даже выше, чем в гранитах рапакиви. В основных производных габбро-монцонит-гранитовой серии концентрации суммарного окисного и закисного железа достигают 17,5—32 %. Здесь же отмечаются повышенные концентрации TiO_2 (до 3—4 %) и V_2O_5 (до 500 г/т).

Характерно, что габброиды и анортозиты всех трех рассматриваемых серий: субщелочных феррогабброидов, габбро-монцонит-гранитовой и габбро-анортозитов — гранитов рапакиви — сопровождаются сингенетическим железо-титановым оруденением, которое, по К. О. Кратцу [1957 г.], относится к двум типам: сегрегационно-магматическому и фузивному.

2. В процессе эволюции рассматриваемых габбро-гранитных серий происходит фракционирование ряда малых элементов, что достаточно четко устанавливается по особенностям их распределения в различных магматических производных.

В этом аспекте наиболее систематические и полные данные имеются для формации габбро-анортозитов — гранитов рапакиви.

Производные основного ряда формации, помимо Ti и V, относительно обогащены Cr, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, хотя, за редкими исключениями, концентрации этих элементов не достигают кларковых значений. В породах кислого ряда концентрации Co обычно понижаются, в то время как Ni, Cr, и особенно Cu и Zn, ведут себя менее закономерно. На фоне в целом незначительного изменения их содержания резко повышенные концентрации меди фиксируются в гранитах рапакиви Салминского плутона; здесь же установлены надкларковые содержания цинка, хрома и марганца. Производные кислого ряда от фазы к фазе характеризуются накоплением Rb, Sn, Be, Y, Yb, хотя в конечных производных иногда отмечается уменьшение содержаний этих элементов. Наряду с этим концентрации Mo, W, Zr, Sr, Ba, Ga, близкие к кларкам или надкларковые, меняются незакономерно. Так, в Салминском массиве концентрации олова увеличиваются от 1,4—2 кларков в амфибол-биотитовых овоидных гранитах второй фазы до 5,9—13,0 кларков в гранитах поздних фаз [1, 47]. Содержания вольфрама в тех же гранитах возрастают незначительно (от 1,2 до 2,1 кларков), а содержания молибдена, достигая максимума в биотитовых гранитах III фазы (6—9,7 кларков), в поздних гранитных фазах снижаются до 2,0 кларков.

Породы габбро-монцонит-гранитовой формации, рассматриваемые на примере кузнеченского комплекса, по данным Г. А. Ладнера, характеризуются сквозной геохимической специализацией на Sr, Zr, Th, Nb, Y, Be, Sn. По содержанию этих элементов основные породы формации резко отличаются от более древних габброидных образований.

В гранитах комплекса от ранних фаз к поздним увеличиваются содержания Li, Rb, U, Th. Концентрации олова возрастают от 1—2 кларков в биотитовых гранитах главной фазы и лейкократовых гранитах района Латвасюрьи до 4,5 кларков в маткасельских

пегматоидных разновидностях. Аналогично и в биотитах указанных гранитов содержания олова увеличиваются от 12—16 до 130—880 г/т. Концентрации вольфрама изменяются в гранитах незначительно (от 1,0 до 1,8 кларков) [47].

3. Магматические образования протодида отличаются высокими концентрациями летучих компонентов, в первую очередь P_2O_5 , F, B.

Фосфор в виде апатита в значительных количествах присутствует во всех разновидностях пород рассматриваемых формаций. Особенно высокие его концентрации отмечаются в производных основного состава. Так, в базитах габбро-анортозит-рапакиви-гранитной серии содержания фосфора иногда составляют целые проценты. Количество апатита в анортозитах достигают 2, в габбро-анортозитах — 10, в габбро-норитах — 45 кг/т [1]. Целые проценты фосфора отмечаются в породах валаамского комплекса, принадлежащего к формации субщелочных феррогабброидов. Высокими концентрациями (до 10—25 %) отличаются также основные породы первых фаз Элисенварского и Оярвинского массивов кузнеченского комплекса, принадлежащих, по нашим данным и материалам Г. А. Ладнера, к габбро-монцит-гранитовой серии. Что касается пород кислого состава, то они также отличаются высокими содержаниями фосфора, превышающими кларки в 1,3—5 раз. В ранних гранитных фазах рапакиви содержания фосфора достигают 1 кг/т и более; в поздних фазах они обычно несколько снижаются. В гранитоидах габбро-монцит-гранитовой серии концентрации фосфора варьируют от 2,3 кг/т в ранних фазах до 260—200 г/т в поздних и до 900 г/т в завершающих фазах, что хорошо видно на примере аплит-пегматоидных разновидностей районов Латвасюрьи и Маткасельки (табл. 5).

Фтор в вышекларковых количествах постоянно присутствует в кислых производных как габбро-монцит-гранитовой серии, так и габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Концентрации его варьируют в этих породах от 200—500 до 3200 г/т и более.

Содержания бора в гранитах рапакиви Коростенского, Корсунь-Новомиргородского, Салминского и Выборгского плутонов составляют соответственно 3,5—5,7; 6,0—8,0; 6,0—6,9; 5,0—5,4 г/т. Базитовые породы этих массивов характеризуются примерно одинаковым модальным значением концентрации этого элемента — около 4 г/т. Лишь экзотические светлоокрашенные габбро-лабрадориты Коростенского плутона имеют аномально высокие содержания бора — до 90 г/т [Зинченко О. В. и др., 1983 г.]. Данные о концентрациях бора в породах габбро-монцит-гранитовой серии очень скудны, но в конечных лейкократовых гранитных фазах отмечается широкое развитие турмалина, что указывает на важную роль бора в составе этой серии.

Относительно других летучих: Cl, CO_2 — сведений практически не имеется, однако по целому ряду косвенных признаков можно думать, что расплавы, породившие рассматриваемые габбро-гранитные серии, обладали высокими их концентрациями. Так, хлор

присутствует в апатитах апатит-рутиловых жилили даек, связанных с массивами оливиновых гиперитов в Южной Норвегии. В апатитах железорудных месторождений Кируны фтор иногда также замещается хлором. Хлор в виде галита установлен в занорышевых пегматитах Воьлини, связанных с Коростенским массивом рапакиви. Что касается уголекислоты, то она принимает широкое участие в образовании приконтактовых скарнов и апоскарновых метасоматитов [47].

Проблема возникновения гидротермальных растворов, связанных со становлением многоэтажных магматогенных систем, в значительной степени является проблемой отделения летучих компонентов от кристаллизующихся силикатных магм. Реальность процессов отделения флюидной фазы от поступающих к поверхности Земли силикатных расплавов не вызывает сомнений. Об этом убедительно свидетельствуют наблюдения в областях новейшего вулканизма, изучение микровключений в минералах изверженных пород и гидротермальных образований, экспериментальные исследования при высоких температурах и давлениях и термодинамические расчеты обменных реакций с участием минералов и флюидной фазы [Рябчиков И. Д., 1975, 1976 гг.; Бэрнем К. В., 1976 г.; Барсуков В. Л., Рябчиков И. Д., 1980 г.; Набоко С. И., 1980 г., и др.].

Применительно к рассматриваемым магматогенным системам обильное отделение флюидной фазы доказывается данными о распределении летучих компонентов в породах дифференцированных габбро-гранитных серий и об околоинтрузивных метасоматических образованиях.

Особенности распределения летучих компонентов в различных производных габбро-монцонит-гранитовой формации и габбро-анортозитах — гранитах рапакиви могут быть продемонстрированы с помощью материалов по содержаниям в них акцессорных минералов, а также P_2O_5 и F.

Данные по содержанию в породах акцессорных минералов показывают, что для габбро-монцонит-гранитовых серий, распространенных в областях активизации на Украинском и Балтийском щитах, характерна постоянная ассоциация ильменита, магнетита, монацита, циркона, реже сфена с апатитом. Флюорит появляется эпизодически и обычно в связи с постмагматическими стадиями преобразования плутонов. Конечные гранитные фазы характеризуются ведущей магнетит-гематит-apatитовой ассоциацией и появлением турмалина. Для гранитов рапакиви типичны несколько иные ассоциации акцессориев: циркон-магнетит-ортит-ильменит-флюоритовая для Салминского и циркон-магнетит-ильменит-apatит-флюоритовая для Выборгского плутонов [1].

Согласно Л. И. Гордиенко, «эволюция парагенезисов и количественных соотношений акцессорных минералов от более ранних фаз (рапакиви) к поздним и далее к альбитизированным породам V фазы свидетельствует о падении активности фосфора и о воз-

растании активности фтора и редких элементов в остаточном расплаве, что сопровождается возрастанием содержаний флюорита, топаза, торита, тантало-ниобатов и уменьшением циркония, апатита, сфена, ортита» [1, с. 175].

Данные по аксессуарным минералам весьма хорошо согласуются с материалами о содержании летучих компонентов в рядах пород рассматриваемых серий и, в частности в производных кислого ряда. Установлено, что ранние гранитные фазы габбро-монцонит-гранитовой формации и гранитов рапакиви содержат высокие концентрации P_2O_5 и F (см. табл. 5, рис. 40—43). Однако по мере эволюции гранитных расплавов последние ведут себя различно. В габбро-монцонит-гранитовых сериях концентрации их резко снижаются от фазы к фазе и лишь несколько увеличиваются в конечных производных. Это четко фиксируется для гранитов Ревзунд, кузнеченского, лицко-арагубского комплексов и для Кировоградско-Новоукраинского массива. Так, в гранодиоритах и монцонитоидах Островской и Ожарвинской интрузий кузнеченского комплекса концентрации фтора достигают двух и более кларков; в биотитовых гранитах массивов Тервус, Путсари, Заветный, Бородинский, Кузнеченский и др. они снижаются в среднем до 0,6 кларков, а в лейкогранитах Маткасельки до 0,2 кларков. В биотитах из гранитов Тервусского, Путсарского и других массивов концентрации фтора составляют 4550 г/т, а из лейкократовых гранитов Латвасюрьи и Маткасельки — 8125 и 4200 г/т. Концентрации фосфора также уменьшаются от 6—7 кларков в монцонитоидах, гранодиоритах и амфибол-биотитовых гранитах до 1—0,7 кларков в биотитовых и лейкократовых гранитах, возрастая лишь в пегматоидах Маткасельки до 4,3 кларков.

Напротив, в рапакиви отмечается закономерное и резкое накопление фтора и мало меняющиеся концентрации фосфора. Например, содержания фтора, по данным А. Д. Великославинского и др., закономерно увеличиваются от 0,6—2 кларков в питерлитах и овоидных гранитах до 4,0—5,0 кларков в поздних лейкократовых фазах. Согласно Ж. Д. Никольской и Л. И. Гордиенко [47], в биотитах из гранитов I и II фаз содержится 9500—10 000 г/т фтора, а в поздних биотитовых и лейкократовых гранитах — 15 400 и 46 700 г/т, соответственно.

Такое поведение летучих наглядно отражает условия кристаллизации силикатных расплавов. Вероятнее всего, что становление массивов габбро-монцонит-гранитовой серии, осуществлявшееся в условиях интенсивных тектонических движений, сопровождалось обильным отделением флюидной фазы. Граниты рапакиви кристаллизовались в более спокойных условиях, и летучие в них более закономерно накапливались в поздних фазах. Отсюда следует, что в связи с гранитами рапакиви можно ожидать широкого развития околинтрузивных метасоматитов, а в связи с массивами габбро-монцонит-гранитовой формации — приразломных метасоматических образований. Это соответствует реально наблюдаемой картине.

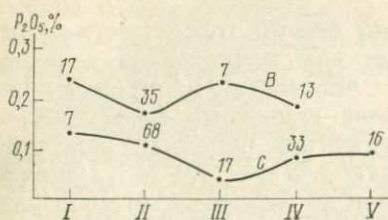


Рис. 40. Вариационная диаграмма концентраций P_2O_5 в породах Выборгского (B) и Салминского (C) plutонов. Составлена по данным Д. А. Великославинского и др. [1]. Цифры на диаграмме — количество проанализированных проб в породах различных фаз (I—V).

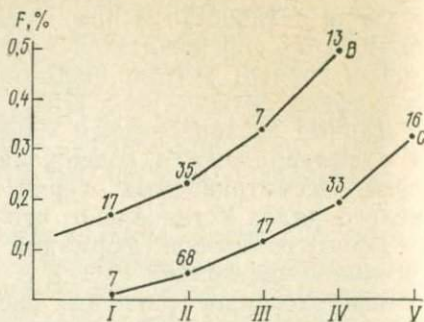


Рис. 41. Вариационная диаграмма концентраций F в породах Выборгского (B) и Салминского (C) plutонов. Составлена по данным Д. А. Великославинского и др. [1].

Цифры на диаграмме — количество проанализированных проб в породах различных фаз (I—V).

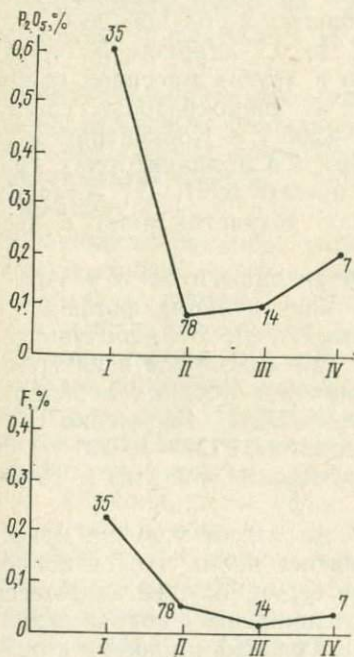


Рис. 42. Вариационные диаграммы концентраций P_2O_5 и F в породах кузнецкого комплекса.

Породы: I — амфибол-биотитовые монцодиориты и мангериты; II — биотитовые граниты; III — аплитовые граниты; IV — пегматитовые граниты. Цифры на диаграмме — количество проанализированных проб.

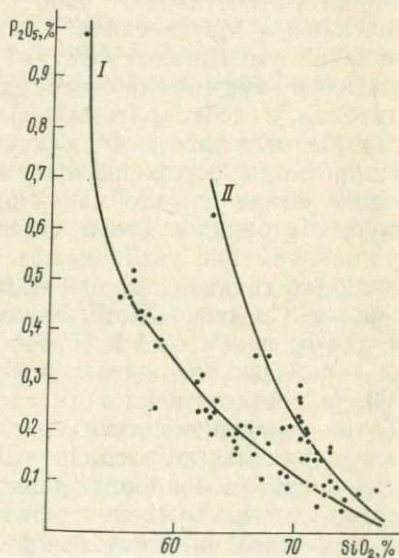


Рис. 43. Вариационная диаграмма концентраций P_2O_5 в породах: I — комплекса Ревзунд (44 пробы), II — Кировоградско-Новоукраинского plutона (25 проб). Составлена по данным В. И. Казанского [72], Г. Д. Фатеева, Л. Персона [91].

Контактовое гидротермально-метасоматическое и термальное воздействие гранитов рапакиви на вмещающие породы проявлено достаточно интенсивно. Соответствующие данные получены для Салминского, Корсунь-Новомиргородского, Коростенского и Выборгского массивов, где ореолы контактовых изменений имеют ширину от первых десятков метров до 0,5—3 км. Наиболее интенсивно они выражены в северо-западном и западном экзо- и эндоконтактах Салминского плутона, где вскрывается его апикальная часть, полого погружающаяся под породы кровли. Здесь широко проявлены скарны и грейзены. Скарны, наложенные на породы питкарантской свиты, характеризуются появлением граната, везувиана, хондрита, форстерита, гумита и сульфидов. Согласно Ж. Д. Никольской, А. М. Ларину [1972 г.] и Р. А. Хазову [1973, 1982 гг.], среди них могут быть выделены последовательно сформированные магнезиальные и известковистые разновидности.

Грейзены, охарактеризованные в работах Ж. Д. Никольской, Л. И. Гордиенко, А. М. Ларина, являются несколько более поздними, и делятся указанными исследователями на апосиликатные и апокарбонатные (апоскарновые). На зарубежной части Балтийского щита грейзены, ассоциирующие с лейкократовыми гранитами поздних фаз, известны в финской части Выборгского плутона и в Лайтильском плутоне [Naapala I., 1974 г.]. В северо-западном контакте Салминского плутона развиты также роговики кордиерито-биотитового и диопсид-плагноклазового состава.

Близкий тип контактовых изменений установлен и для плутонов Украинского щита [Лазаренко Е. К. и др., 1973 г.; Галецкий Л. С. и др., 1974 г., и др.]. Отличием этого региона является малое распространение скарнов, что связано с подчиненным развитием карбонатных пород среди вмещающих плутоны метаморфических толщ.

Массивы габбро-монцонит-гранитовой серии также иногда сопровождаются приконтактовыми метасоматитами: альбититами, грейзенами. Приконтактовые метасоматиты типа фенитов описаны Р. А. Хазовым и В. И. Иващенко [1982 г.] в экзоконтактах Райвимиакского и Кайвимиакского сиенитовых массивов в Западном Приладожье. Метасоматические изменения выражены здесь в развитии микроклиновых, амфибол-полевошпатовых, альбит-амфиболовых, апатит-флогопит-амфиболовых и кварц-полевошпатовых ассоциаций [42].

Однако наиболее широким развитием в связи с формированием магматических комплексов габбро-монцонит-гранитовой серии пользуются приразломные метасоматиты. В частности, в областях развития этих комплексов в большом количестве фиксируются кварц-микроклиновые, альбит-карбонатные метасоматиты и альбититы зон глубинных разломов, несущие редкометалльное оруденение, а также относительно поздние сульфидно-кварц-карбонатные жилы. Пространственная и зачастую некоторая временная оторванность перечисленных гидротермальных образований относительно интрузивных плутонов позволяет ряду исследователей отрицать

наличие генетических или парагенетических связей между первыми и вторыми. Однако этому выводу противоречат данные о закономерной эволюции рудоносных флюидов, ответственных за возникновение упомянутых гидротермальных и в том числе рудных производных. Это хорошо видно на примере ураноносных кварц-микроклиновых и особенно альбит-карбонатных метасоматитов района Биверлodge в Канаде и провинции Арьеplug-Арвидсъяур в Северной Швеции.

Оруденение в пегматоидах и кварц-микроклиновых метасоматитах постоянно ассоциирует с калиевым полевым шпатом, биотитом, апатитом. Альбит-карбонатные метасоматиты характеризуются многостадийным формированием, причем последовательность минералообразования является однотипной на месторождениях Канады и Швеции. Ранние стадии гидротермального процесса характеризуются возникновением микроклина, иногда в ассоциации с альбитом. Затем преимущественное развитие получает альбит, сопровождаемый эгирином, рибекитом, хлоритом, карбонатом, апатитом, флюоритом, иногда на этой стадии формируются браннерит и уранинит; затем на месторождениях развивается карбонат в ассоциации с гематитом, апатитом, хлоритом, браннеритом, уранинитом, настураном, коффинитом. На завершающих стадиях образуются сульфиды.

Отмеченная последовательность гидротермального минералообразования с учетом современных теоретических и эмпирических данных позволяет наметить основные особенности эволюции гидротермальных растворов.

Экспериментальными работами, изучением микровключений в гидротермальных образованиях и наблюдениями в областях новейшего вулканизма надежно установлено, что калий и натрий транспортируются хлоридными водными растворами [Бэрнем К. В., 1970 г.; Рябчиков М. Д., 1975 г.; Набоко С. И., 1970 г.; Пампура В. Д., 1981 г.]. При этом относительные содержания калия и натрия в таких растворах регулируются многими параметрами: температурой, давлением, составом жидкой фазы (рис. 44 и 45). В зависимости от этих параметров могут формироваться как существенно калиевые, так и натриевые гидротермальные растворы. Некоторые из возможных вариантов показаны на рис. 44, из которого следует, что при температуре 660—665 °C и давлении 1 кбар в хлоридных водных растворах содержания калия и натрия примерно соответствуют таковым в сосуществующих гранитах; при понижении температуры до 585—480 °C в растворах резко возрастает концентрация калия относительно натрия. При дальнейшем уменьшении температуры до 350 °C соотношения изменяются, причем при 385—375 °C концентрации натрия наибольшие. При температурах менее 300 °C опять возрастает роль калия.

Приведенные данные достаточно хорошо поясняют возникновение высокотемпературных калиевых метасоматитов (420—380 °C) и более низкотемпературных альбититов (380—260 °C). Отсюда следует, что на ранних стадиях гидротермального процесса раство-

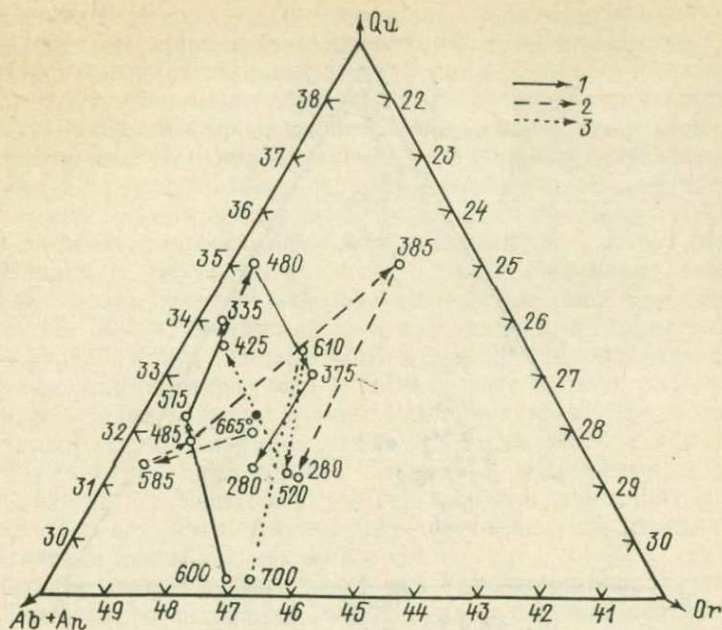


Рис. 44. Зависимость состава гранита от температуры и начального состава растворов при постоянном давлении 1 кбар [плоскость $Qu-Or-(Ab+An)$], по К. В. Бэрнему [1970 г.].

1—3 — изменения состава пород, произведенные растворами состава: 1 — 0,75 М NaCl + 0,25 М KCl + 0,1 М HCl; 2 — 0,75 М NaCl + 0,25 М KCl; 3 — H_2O . Цифры на диаграмме отвечают температуре ($^{\circ}C$) средних участков анализировавшихся проб.

ры были высокохлоридными. Очевидно, в их составе участвовали также P_2O_5 и F, поскольку в кварц-микроклиновых метасоматитах присутствует фторапатит. Альбититы также формировались под воздействием высокохлоридных растворов, состав которых, однако, менялся по мере развития гидротермального процесса. Концентрации хлора постепенно понижались, вследствие чего содержания натрия также уменьшились и альбитизация практически прекратилась; растворы приобрели преимущественно углекислый состав, о чем свидетельствует широкое отложение карбонатов. Формирование сульфидов указывает на привнос серы.

Объяснение подобной эволюции возможно с позиций дистилляции сложнокомпонентного флюида в связи с кристаллизацией силикатных расплавов. Современные экспериментальные и эмпирические данные показывают неодинаковую растворимость различных летучих в магмах, следствием чего являются значительные вариации их концентраций в газовой-жидкой фазе, возникающей при кристаллизации таких магм. Самые первые порции флюидов должны быть обогащены Cl^- и CO_2 , так как растворимость этих летучих в гранитных расплавах на порядок ниже растворимости H_2O . В первую очередь это касается хлора (см. рис. 42, 43), вслед-

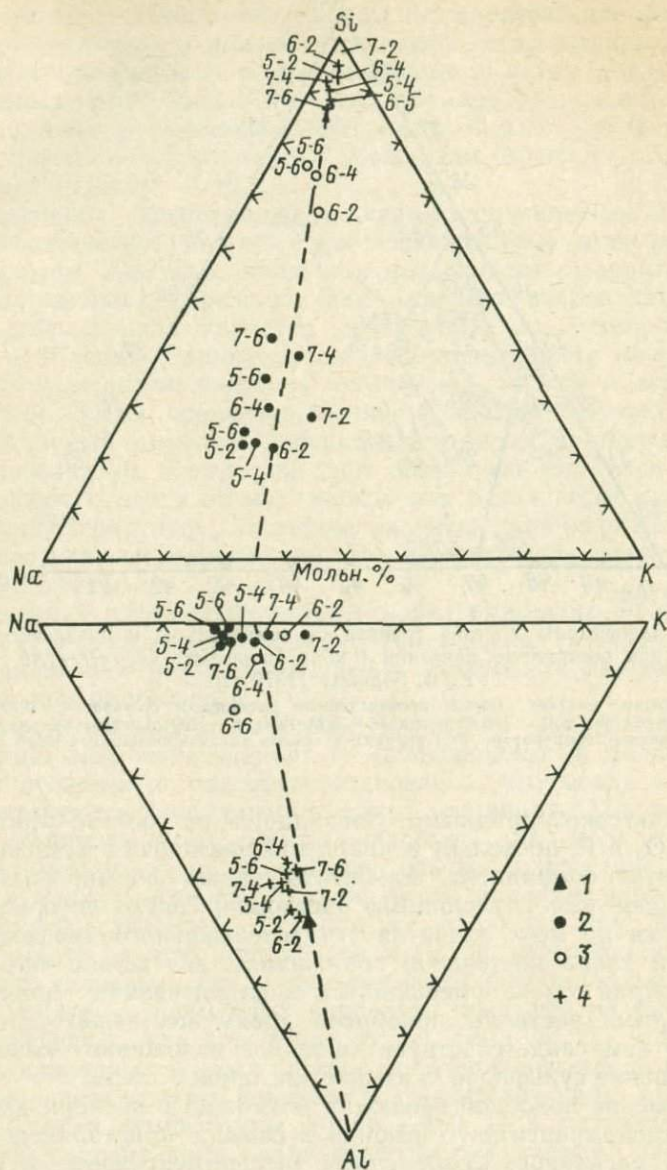


Рис. 45. Проекция на грани Na—K—Si и Na—K—Al тетраэдра Na—K—Al—Si, показывающая составы прореагировавших с гранитным материалом хлоридных и бесхлоридных растворов, по К. В. Бэрнему [1970 г.].

1 — состав исходного материала; 2—4 — состав растворов, образовавшихся из растворов начального состава: 2 — 0,58 М HCl, 3 — 0,058 М HCl, 4 — H₂O. Цифры на диаграмме означают температуру (первая), сотни градусов Цельсия, давление (вторая), кбар.

ствие чего, согласно И. Д. Рябчикову, «на определенной стадии магматической кристаллизации возможно отделение весьма концентрированных водно-хлоридных флюидов даже от магм с нормальным содержанием галоидов». Роль углекислоты в первых порциях флюидов несколько меньше, поскольку в высокотемпературных растворах углекислота существует главным образом в форме молекул CO_2 и способность ее к экстракции порообразующих и рудных комплексов невелика. К этому надо добавить, что CO_2 вообще снижает растворимость таких элементов, как Si, Al, K, Na, Ca [Бэрнем К. В., 1970 г.]. Согласно И. Д. Рябчикову, ионы CO_3^{2-} и HCO_3^- появляются в заметном количестве лишь при температурах около 300°C и начинают преобладать над молекулами двуокиси углерода при температурах менее 200°C . Очевидно, именно при таких температурах они в полной мере играют роль комплексообразователей и могут транспортировать уран. При более высоких температурах миграция урана осуществляется с помощью ионов PO_4^{3-} и F^- , присутствие которых в гидротермах, согласно Н. Т. Chinh, Р. Bernard [1977 г.], заметно повышает растворимость этого элемента. Аналогично действует SO_4^{2-} , тогда как Cl^- практически не играет никакой роли.

Летучие могут отделяться от кристаллизующихся магм в течение длительного интервала времени с постепенной сменой хлоридных растворов существенно углекислыми; что касается серы, то она, подобно углероду, до температуры 200°C существует главным образом в форме молекул H_2S , и лишь при меньшей температуре в достаточном количестве появляются ионы HSO_4^- , способные образовывать устойчивые комплексы со многими рудными элементами. Как было показано выше, именно такая последовательность выдерживается при образовании приразломных кварц-микроклинных и альбит-карбонатных метасоматитов. Интересно только отметить, что вопреки данным о преимущественном удержании фтора силикатным расплавом и об ограниченном вхождении его во флюид и кристаллические фазы, имеющиеся материалы свидетельствуют о возможности достаточно энергичного отделения фтора от кристаллизующихся силикатных расплавов в активных тектонических условиях.

Суммируя сказанное, можно констатировать, что магматические системы протодива в своем формировании сопровождались возникновением и обильным отделением многокомпонентной газовой-жидкой фазы. Особенно это касается комплексов, становление которых осуществлялось в ходе интенсивных тектонических движений.

Не вызывает сомнений, что флюиды, продуцируемые кристаллизующимися магмами, в силу своего благоприятного состава, могли транспортировать многие рудные элементы, заимствуя их как из упомянутых магм, так и из пород, вмещающих интрузивные массивы.

Имеющиеся экспериментальные и эмпирические данные свидетельствуют о неодинаковом поведении рудных элементов в эво-

люционирующих силикатных расплавах и гидротермальных растворах. Так, например, железо и титан в силикатных расплавах основного состава частично (при определенных условиях) накапливаются на ранних стадиях их кристаллизации, формируя сегрегационные скопления, частично же концентрируются в остаточных магмах совместно с летучими. Различно ведут себя в эволюционирующих гранитных расплавах олово, вольфрам и молибден. Олово способно резко накапливаться в остаточной жидкой фазе, а не в кристаллических кумулатах [2]. Коэффициент распределения олова между гранитной магмой и выделяющимися из нее минеральными фазами составляет примерно 0,05—0,2. Очевидно, это является одной из причин наблюдаемой металлогенической специализации дифференцированных интрузивных комплексов на олово. В то же время устанавливается отсутствие явной металлогенической специализации гранитных интрузий в отношении вольфрама, молибдена, а также свинца и цинка [2]. Причины этого пока не совсем ясны, но одной из них может служить слабое разделение перечисленных элементов между жидкой и твердой фазами в ходе эволюции гранитных магм. В частности, для цинка коэффициент распределения между силикатным расплавом и различными цветными минералами близок к единице [31].

Вовлечение рудных элементов в гидротермальный процесс регулируется их миграционной способностью и составом флюидной фазы. Так, И. Д. Рябчиковым убедительно показано, что цинк и другие элементы халькофильной группы транспортируются хлоридными водными растворами. Л. Н. Овчинников [1980 г.] полагает, что железо также переносится в хлоридных растворах. Экспериментально установлено, что наиболее вероятными формами переноса олова в гидротермальных растворах являются фтор-гидроксильные комплексы этого элемента. Последние, однако, являются устойчивыми только в щелочных растворах с $pH=8$. При понижении щелочности растворов до слабокислых и нейтральных указанные комплексные соединения разрушаются [2].

Вольфрам, по данным О. В. Брызгалова [9], может транспортироваться гидротермальными растворами в форме фторкомплексных соединений вольфрама, а при отсутствии элементов-комплексобразователей — в форме вольфрамат-аниона (WO_4^{2-}) и (HWO_4^-).

Молибден, согласно В. Т. Покалову [51], при высоких температурах (до 600 °C) транспортируется в кислых и слабокислых растворах в виде кремнемолибденовых комплексов и тио- и окситиомолибдатов, причем тиомолибдатные соединения мигрируют в хлоридных растворах; И. Д. Рябчиков допускает возможность переноса молибдена в комплексных соединениях с хлором.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ГРУПП РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как отмечалось, тесная связь с магматическими образованиями протодива не вызывает сомнений в отношении магматогенных

железо-титановых и медно-никелевых руд, а также гидротермальных месторождений молибдена, вольфрама и олова. Хотя конкретные особенности таких связей трактуются различно, их наличие признается подавляющим большинством исследователей. Что касается других типов рудных месторождений протодива, то относительно их генезиса существуют самые различные, часто прямо противоположные точки зрения. Обобщение имеющихся данных с привлечением некоторых новых материалов по особенностям состава вулканоплутонических и рудных производных областей докембрийской активизации позволяет выявить некоторые дополнительные их характеристики и ближе подойти к пониманию происхождения различных рудных концентраций.

Железорудные месторождения в виде апатит-магнетитовых руд типа Кируны и магнетитового оруденения в скарнах в последние годы все чаще рассматриваются как эксгальационно-осадочные. Применительно к рудам Кируны этому противоречат геологические материалы и новые данные о распределении РЗЭ в апатитах. Апатит-магнетитовые месторождения провинции Бергслеген являются близкими аналогами месторождений Кируны и геологические условия их формирования, видимо, сходны с условиями возникновения последних. Железные руды в скарнах связаны постепенными переходами с апатит-магнетитовыми рудоконцентрациями.

Геологические данные о связи упомянутых железорудных месторождений с магматическими образованиями протодива подкрепляются некоторыми особенностями их состава. Прежде всего, обращает на себя внимание тесная ассоциация магнетитового оруденения с апатитом. В то же время апатит является типичным акцессорным и даже породообразующим минералом основных производных габбро-гранитовых серий протодива. При этом апатит иногда накапливается совместно с ильменит-магнетитовым оруденением, возможно, формируя руды фузивного типа. Например, в провинции Эггерсунн имеются как безапатитовые, так и апатит-содержащие ильменит-магнетитовые концентрации. Кроме того, в юго-восточной Норвегии известны апатит-рутиловые и рутил-альбитовые дайки или жилы, определенно связанные с массивами гиперитов [45]. Наличие таких жил прямо указывает на отделение от основных расплавов фосфор- и хлорсодержащих флюидов, несущих рудные компоненты. О хлоридном составе растворов свидетельствуют не только высокие содержания в жилах натрия, но также то обстоятельство, что апатит представлен здесь хлорсодержащей разновидностью, причем содержания хлора в апатите достигают 1,7 % и 6 %. Характерно, что в рудах Кируны, наряду с фторапатитом присутствует хлорапатит, а в скарновых рудах апатит примерно поровну содержит фтор и хлор. Отмечаются еще некоторые показательные особенности состава железных руд типа Кируны и руд, связанных со скарнами. В ряде случаев в них фиксируются примеси титана; обычны высокие содержания марганца; ванадий не характерен, однако в апатит-рутиловых месторождениях

ях Юго-Восточной Норвегии в составе флогопита содержится 0,5 % V_2O_5 . Апатит из этих месторождений иногда отличается необычно высоким содержанием иттрия (3000 г/т) и редкоземельных элементов. Здесь же имеется фосфат церия — монацит. Фторапатит на месторождении Кируна также содержит 0,6 % редких земель. В скарновых рудах месторождения Лонгбан района Филиппстад установлена группа минералов, содержащих Ti, V, Pb, Sb, As, Be, B, P, Cl, F.

Приведенные данные указывают на определенную преемственность целой группы характерных элементов в ряду: вулканоплутонические образования дифференцированных серий протоидва — ильменит-магнетитовые руды — апатит-рутиловые и рутил-альбитовые месторождения — апатит-магнетитовые руды типа Кируны — магнетитовое оруденение в скарнах. Вулканоплутонические комплексы, особенно их базитовые члены характеризуются высокими концентрациями Fe, Ti, P, (V, Mn). Ильменит-магнетитовые руды постоянно обогащены ванадием и часто сопровождаются развитием апатитовой минерализации. В апатит-рутиловых и рутил-альбитовых месторождениях характерными элементами являются титан и фосфор, отмечается ванадий; железные руды типа Кируны наряду с железом и фосфором содержат примеси титана и марганца. Аналогичный состав имеет в целом оруденение в скарнах, хотя концентрации апатита здесь ниже. Отмеченная преемственность, очевидно, указывает на наличие родственных связей между перечисленными образованиями, а наблюдаемые различия в их составе отражают особенности миграции и отложения рудных и сопутствующих элементов. Эти особенности могут быть намечены в самых общих чертах, в значительной степени — в виде предположений.

Выше уже указывалось, что согласно Л. Н. Овчинникову, железо мигрирует в хлоридных растворах. Постоянная ассоциация магнетитового оруденения с апатитом, фиксируемая в большинстве рассмотренных месторождений, наводит на мысль о возможности переноса железа в комплексных соединениях с фосфором. На первый взгляд, этому противоречат случаи, когда магнетитовое оруденение не сопровождается развитием апатита, или последний образует самостоятельные концентрации. А. Г. Ладнер при описании апатитового оруденения в интрузиях кузнеченского комплекса отмечает отрицательную зависимость между апатитом и магнетитом, которая, по его мнению, может быть использована при поисках промышленных концентраций апатита. Очевидно, однако, что такая отрицательная зависимость выдерживается далеко не во всех случаях. Частая ассоциация железа с фосфором, видимо, не является случайной. Можно думать поэтому, что указанные элементы транспортируются совместно только при ограниченных РТ-параметрах, в растворах определенного состава. Это несколько не исключает возможности переноса железа хлоридными растворами. Сказанное в известной степени иллюстрируется примерами рассмотренных железорудных месторождений. Апатит-магнетитовые

руды, по-видимому, формировались из растворов, насыщенных P_2O_5 и в меньшей степени хлором; железное оруденение в скарнах — из хлоридных водных растворов. Сделанное предположение подкрепляется тем обстоятельством, что скарновые руды часто сопровождаются сульфидами меди, свинца и цинка; известно, что указанные элементы хорошо мигрируют в хлоридных растворах. Характерно также, что в апатит-магнетитовых рудах они, как правило, отсутствуют. Распределение других элементов определяется их миграционной способностью. Титан и ванадий концентрируются вблизи материнских интрузий, в апатит-рутиловых и рутил-альбитовых месторождениях; марганец прямо сопутствует железу. Два последних элемента, возможно, заимствовались также из более древних сингенетических залежей железистых кварцитов.

Источником рудоносных растворов, судя по месторождениям апатит-рутиловых и рутил-альбитовых руд, могли являться интрузии основного состава. Хотя существует мнение, что основные расплавы вряд ли способны продуцировать обильную флюидную фазу, это предположение совершенно исключить нельзя. В то же время ассоциация руд типа Кируны с сиенит-порфирами служит косвенным указанием на связь рудоносных растворов с субщелочной магмой. В определенной степени это подтверждается присутствием в рудах редких земель и иттрия. Для обоснованного решения вопроса данных пока недостаточно; не исключено, что рудоносные флюиды имели смешанное происхождение, продуцируясь различными по составу магматическими массами, расположенными на глубине.

Среди халькофильных элементов эндогенное гидротермальное происхождение определено имеют месторождения меди в скарнах и кварц-серицитовых метасоматитах и молибдена в гранитах, кварцевых жилах и грейзенах. Для большинства из них установлена тесная ассоциация с калиевыми гранитами, гранит-порфирами, гранодиоритами и иногда с трахиандезитами, представляющими габбро-монцонит-гранитовую формацию. С калиевыми гранитами и лейкогранитами этой же формации связаны месторождения вольфрама и небольшие рудопроявления олова. Напротив, оловянные месторождения с подчиненным вольфрамом ассоциируют с гранитами рапакиви. Причины различной металлогенической специализации габбро-монцонит-гранитовой серии и габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, на первый взгляд, не совсем ясны. Действительно, обе серии меняют свой состав от габбро, габбро-диоритов и монцонитоидов до гранитов и лейкогранитов. Кислые члены серий относятся к калиевому типу. Ряды заканчиваются лейкократовыми аплитовидными пегматоидными гранитами, частью мусковитовыми и двуслюдяными, обогащенными редкими элементами. На примере кузнеченского комплекса и Салминского массива рапакиви установлена специализация поздних гранитных фаз обеих серий на олово и отсутствие их специализации на молибден и вольфрам. Вместе с тем, указанные серии существенно различаются между собой поведением летучих компонентов в ходе ста-

новления разноглубинных массивов. Как было показано выше, образование интрузий габбро-монзонит-гранитовой серии, формировавшихся в активной тектонической обстановке, сопровождалось бурным отделением флюидной фазы еще на высокотемпературной стадии эволюции гранитных магм. В противоположность этому граниты рапакиви характеризовались закономерным накоплением летучих, и в частности фтора, от ранних гранитных фаз к поздним. Вероятно, именно этим обстоятельством объясняется различная металлогеническая специализация рассматриваемых гранитных комплексов. Флюиды, отделявшиеся от высокотемпературных гранитных расплавов, имели многокомпонентный, но преимущественно хлоридный состав с подчиненным количеством CO_2 и F. Они вовлекали в миграцию молибден и вольфрам с сопутствующими рудными элементами, в частности медью. Наблюдаемое часто разделение молибдена и вольфрама и локализация их в разных, пространственно разобщенных проявлениях, находит объяснение в эволюции пульсационно поступающих флюидов с постепенной сменой хлоридных гидротермальных растворов существенно фторидными. Что касается олова, то оно в этих условиях весьма слабо вовлекалось в гидротермальный процесс и накапливалось в поздних лейкократовых дифференциатах. Причина такого поведения олова, возможно, кроется в кислом характере продуцируемых гидротерм, что, по В. Л. Барсукову, препятствует образованию миграционно-способных комплексных соединений олова с фтором [2].

В результате габбро-гранитные комплексы, формировавшиеся по типу открытых систем, в качестве поздних дифференциатов содержат специализированные на олово лейкократовые граниты, но не сопровождаются значительным по масштабам оловянным оруденением. Лишь в редких случаях, когда становление лейкократовых гранитов осуществлялось в условиях закрытой системы и сопровождалось некоторым накоплением фтора, вблизи массивов могла формироваться редкометалльно-оловянная минерализация.

Примером являются массивы района ст. Маткасельки, представляющие собой ряд гарполитоподобных многоэтажных тел, сформированных в условиях экранирующего влияния сланцевых образований ладожской серии. Закрытый характер этой конкретной магматической системы и значительная ее протяженность по вертикали создали предпосылки для образования пегматондных лейкократовых гранитов с широким развитием альбититов и других поздних и постмагматических производных, сопровождаемых шеелит-касситеритовым и комплексным редкометалльным оруденением. Этот пример лишь подчеркивает ведущую роль геологии в создании физико-химических условий пороодо- и рудообразования. В противоположность этому в гранитах рапакиви фтор совместно с оловом и другими литофильными элементами накапливался в остаточных расплавах. Позднее отделение гидротермальных растворов с высокими концентрациями фтора способствовало вовлечению олова в гидротермальный процесс и образованию оловорудных и редкометалльно-оловорудных месторождений. При этом на-

ряду с гранитными магмами источниками олова могли служить также закристаллизованные, специализированные на олово граниты как принадлежащие формации рапакиви, так и более ранние. В общем случае оптимальные рудогенерирующие условия создавались в узлах многократной тектоно-магматической активности с широким развитием специализированных на олово аплит-пегматондных гранитов ранних габбро-гранитных серий, сопровождаемых убогим оловянным оруденением, и лейкогранитов рапакиви, продуцирующих фторидные гидротермы, обеспечившие концентрацию оловянного оруденения. По всей видимости, подобная обстановка имела в западном экзоконтакте Салминского массива рапакиви.

Сказанное достаточно хорошо объясняет ассоциацию меди, с одной стороны, с железом, а с другой — с молибденом и даже вольфрамом, как это имеет место на месторождении Илъярви в Финляндии. Несомненно, в миграцию вовлекались также свинец, цинк и другие металлы. При этом перераспределению и концентрации подвергались сингенетические эксгальационно-осадочные рудоконцентрации, что уже отмечалось при характеристике железорудных месторождений. Аналогичные выводы напрашиваются и в отношении полиметаллического свинцово-цинкового оруденения.

При оценке рудоносности магматогенных систем протодива в целом следует иметь в виду их многэтажный характер, определяемый разноглубинным положением близких по времени формирования плутонов, обладающих различным вещественным составом (от основного до кислого). В результате продуцируемые ими флюиды, также различного состава, могли удаляться от материнских интрузий на различные расстояния, образуя соответствующие концентрации летучих и рудных компонентов, и, возможно, имели место зоны смещения флюидов разных этажей. В пределах консолидирующихся плутонов и в непосредственной близости от них формировались высокотемпературные редкометалльные альбититы, грейзены, скарны, кварц-микроклиновые метасоматиты, несущие редкометалльную минерализацию. Флюиды, продуцируемые глубоко расположенными магматическими массами и перемещенные на значительные расстояния, вызывали образование альбититовых, альбит-карбонатных, кварц-серицитовых и других типов метасоматитов, сопровождаемых разнотипным оруденением. Очевидно потому, что ожидать для таких рудоконцентраций непосредственной связи с конкретными плутонами нельзя, и в целях понимания их происхождения необходимо рассматривать особенности строения, состава и эволюции близких по времени формирования магматических систем в целом. Несомненно также, что в связи с относительно поздней консолидацией магматических масс, расположенных на глубине, рудные месторождения могут быть существенно моложе, чем расположенные на уровне их образования интрузивные породы. Наряду с этим важную роль в возрастных несоответствиях между рудными и вмещающими интрузивными образованиями протодива играет длительность формирования магмато-

генно-гидротермальных систем. При этом различный состав синхронно возникающих плутонов весьма затрудняет решение вопроса об источниках рудоносных флюидов. Так, медное оруденение на месторождении Аитик в Норботтене ассоциирует, с одной стороны, с гранитами Лина, а с другой — с трещинными телами лейкодиабазов. Аналогично, урановое оруденение в альбит-карбонатных метасоматитах в Канаде и в Северной Швеции обнаруживает пространственную и временную близость к калиевым гудзонским гранитам и гранитам Ревзунд. В то же время, например, на месторождении Ньялаавзи в Норвегии сходные по составу ураноносные метасоматиты ассоциируют с трещинными интрузиями основного состава. В результате вопрос о конкретных источниках гидротермальных растворов в значительной степени может оставаться открытым и требует дальнейшего изучения.

Геологическое развитие Земли в раннем докембрии определяется формированием ее оболочечного строения и коры континентального типа. Трансформация первичной базитовой внешней оболочки и постепенное наращивание гранитного слоя в условиях интенсивного теплового потока и высокой мобильности тонкой земной коры обеспечили необратимое, направленное развитие тектоносферы с последовательной сменой своеобразных, неповторимых в последствии геотектонических режимов: нуклеарного, пермобильного, протогеосинклинального, протоплатформенного. В результате к началу позднего докембрия, примерно 2 млрд. лет назад, в пределах древних щитов и платформ оформилась достаточно консолидированная мощная (40—50 км) земная кора, обладающая сложным слоистым строением с концентрацией в верхних частях легких масс гранитоидного состава.

В последующей геологической истории древних щитов, вплоть до начала формирования фанерозойского осадочного чехла, определяющее значение имели интенсивные пульсационные тектонические и магматические процессы, проявлявшиеся без предварительной геосинклинальной подготовки, эволюционирующие во времени и аналогичные тектоно-магматической активизации фанерозойского этапа развития Земли. Указанные процессы, включающие перестройку глубинных структур земной коры, блоковые движения по зонам глубинных разломов, образование наложенных впадин и грабенов, локальный метаморфизм и ультраметаморфизм, общее омоложение изотопного возраста древних толщ, мощный своеобразный магматизм и формирование разнотипных месторождений полезных ископаемых, могут быть определены как докембрийская тектоно-магматическая активизация типа дива, по В. Л. Масайтису и Ю. Г. Старицкому. Для краткого и емкого их обозначения автором предложен термин «протодива».

Комплексный анализ геологической, геофизической, геохимической и металлогенической информации по ряду древних щитов и платформ позволил выявить основные особенности геологического строения, развития и металлогении областей докембрийской активизации, наметить пути эволюции соответствующих тектонических, магматических и рудообразующих процессов, определить условия возникновения связанных с докембрийской активизацией рудных образований.

Режимы тектоно-магматической активизации являются категорией исторической и занимают вполне определенное место в геологической истории Земли. Появление их стало возможным с возникновением настолько мощной стабилизированной земной коры, чтобы в ней могли происходить глыбовый тектогенез, дифференциация магматических расплавов и длительная эволюция сопряженных с ними гидротерм.

Импульсами для проявления докембрийской активизации являлись преобразования вещества в мантии, сопровождаемые поступлением в земную кору базальтовых расплавов, способствующих переплавлению и интенсивной сиалической дифференциации внешней оболочки планеты. Процессы активизации, осуществляясь пульсационно, имели скользящий характер границ во времени и не обладали четким пространственным ограничением. Выделяются три последовательные стадии активизационных процессов: ранняя в интервале 2,0—1,4, средняя — 1,4—1,1 и поздняя — 1,1—0,65 млрд. лет. Каждая из них вначале характеризовалась наиболее энергичными тектоническими и магматическими событиями, которые постепенно затухали, прерываясь периодами относительного покоя. Все стадии имели глобальное значение и сходное выражение на разных континентах. Ранняя стадия развивалась на основе протоплатформ, частично — стабилизированных складчатых поясов. С ней связано образование наложенных впадин, выполненных субаэральными кислыми вулканитами и континентальными терригенными осадками, а также сложных интрузивных комплексов, принадлежащих формациям щелочных габброидов, щелочных гранитов и сиенитов габбро-монзонит-гранитовой, субщелочных феррогабброидов, габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, которые локально сопровождаются комагматичными эффузивными производными.

Вторая стадия активизации проявилась в образовании наложенных прогибов и грабенов, сложенных континентальными осадками и вулканитами основного состава; сопряженная интрузивная деятельность привела к возникновению субвулканических базальтоидных интрузий и подчиненно гранитоидов.

Поздняя стадия активизации в большинстве районов выразилась в омоложении радиологических датировок древних толщ и внедрении даек основного и щелочного состава; локально, но интенсивно проявлялись процессы метаморфизма и ультраметаморфизма, гранито- и пегматитообразования.

Периоды относительного тектонического покоя между эндогенными импульсами сопровождались формированием кор выветривания.

Структурное положение областей наиболее яркого проявления тектонических и магматических процессов, выделяемых как области докембрийской активизации или протодива, определяется трансрегиональными ослабленными зонами ортогональной и диагональной ориентировки, которые фиксируются системами глубинных разломов, прослеживаемыми в совокупности на сотни и тысячи километров по простираанию. Наиболее обширные изометричных и причудливых очертаний области активизации тяготеют к участкам пересечения и сочленения таких зон; линейные области протодива контролируются преимущественно однонаправленными сериями глубинных разломов. Хотя процессы активизации носили унаследованный характер, глобальные ослабленные зоны заметно эволюционировали во времени. Для ранней стадии активизации на-

мечается ведущая роль ортогональной системы региональных и трансрегиональных линеаментов при одновременном широком развитии диагональных структур; интенсивно проявлены процессы магмо- и рудообразования. Во вторую стадию активизации повышается значение диагональных разломов с одновременным сокращением размеров активизированных областей, уменьшением объемов и разнообразия магматических и рудных производных. Поздняя стадия активизации отмечается новым импульсом магматической деятельности; для нее типичен глыбовый тектогенез с с термальными преобразованиями пород в зонах глубинных разломов, охватывающими иногда целые блоки и выражающимся омоложением возраста древних толщ. Наряду с эндогенными широкое развитие приобретают экзогенные рудные процессы.

Внутреннее строение областей докембрийской активизации определяется совокупностью блоков с различным геологическим и глубинным строением, сформированных в условиях перестройки глубинных структур земной коры, осуществлявшейся в ряде случаев на фоне общего или локального воздымания раздела М. Активизированные области, тяготеющие к участкам пересечения глобальных ослабленных зон и испытывшие существенную перестройку глубинных структур, характеризуются наличием блоков с резко различными мощностями земной коры, гранитного и базальтового слоев, из которых последние образуют различные сочетания между собой. Линейные области активизации, сформированные обычно в условиях более слабой перестройки глубинных структур, отличаются развитием блоков с менее контрастным глубинным строением.

Области протодива обладают высокой рудоносностью с развитием разнотипных полезных ископаемых, принадлежащих к сидерофильной, халькофильной и литофильной группам. Характерен полиметалльный состав многих месторождений, в которых сочетаются различные рудные элементы: литофильные (Sn, W и др.); халькофильные (Mo, Cu и др.); сидерофильные (Fe, Mn и др.). Отмечается также широкое участие в составе рудных производных летучих компонентов: P_2O_5 , F, Cl, B. Типично появление концентраций ряда элементов, не характерных для раннего докембрия, таких как Sb, As, Bi, Se, Hg и др.

Формирование полезных ископаемых в областях протодива носит прерывистый характер, причем наиболее продуктивными в плане возникновения рудных образований являются периоды $(1,9 \div 1,7) \pm 0,01$ и $1,1 - 0,9$ млрд. лет. Эти периоды совпадают с интенсивными тектоническими и магматическими процессами, осуществлявшимися в ходе развития ранней и поздней стадий протодива. При этом возникающие в указанное время полезные ископаемые обнаруживают тесные пространственно-временные и структурные связи с вулканоплутоническими образованиями, принадлежащими к формациям субщелочных феррогабброидов, габбромонзонит-гранитовой, габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Последние представляют собой группу родственных формаций, обладающих сходными чертами вещественного состава.

Образования, принадлежащие к формации субщелочных феррогабброидов, обнаруживают близкое сходство с производными основного ряда габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Габбро-монцонит-гранитовая серия по наборам слагающих ее пород в целом идентична серии габбро-анортозитов — гранитов рапакиви. Обе серии относятся к типу контрастных, прерывистых, завершенных калиево-натриевых серий повышенной щелочности, сформированных в ходе однотипной эволюции андезитовых или трахиандезитовых магм, возникновение которых наилучшим образом объясняется контаминацией мантийными базальтовыми расплавами вещества земной коры.

Глубинное происхождение таких серий определяется мантийными или смешанными соотношениями изотопов стронция и преобладанием восстановленных флюидов в породах конкретных массивов; их интрузивная природа и значительное сходство между собой устанавливаются на основе петрографо-минералогических и петрохимических признаков, подтверждаясь тонкими геохимическими характеристиками, в том числе распределением редкоземельных элементов в породах различных фаз и интенсивным накоплением рутидия в поздних гранитных производных.

Перечисленные дифференцированные серии протодива обладают рядом специфических геохимических особенностей, указывающих на их важное рудогенерирующее значение. Слагающие их породы характеризуются высокой железистостью и титанистостью, а также высокими концентрациями летучих компонентов, в первую очередь P_2O_5 , F, B. С эволюцией материнских расплавов связано фракционирование этих летучих, а также ряда малых элементов.

Распределение летучих компонентов в породах конкретных комплексов (кузнеченского, лицко-арагубского, Ревзунд и др.) отчетливо показывает, что комплексы, принадлежащие к габбро-монцонит-гранитовой формации и образованные, по ряду признаков, в условиях интенсивных тектонических движений, характеризовались обильным отделением флюидной фазы еще на высокотемпературной стадии эволюции гранитных магм. В противоположность этому в гранитах рапакиви, становление которых происходило в относительно спокойной обстановке, осуществлялось закономерное накопление летучих, в первую очередь фтора, от фазы к фазе. Такое поведение летучих указывает на важную и различную роль дифференцированных серий в образовании гидротермальных флюидов. Это подтверждается данными об околоинтрузивных и приразломных метасоматитах. Первые типичны для комплексов рапакиви, вторые обнаруживают связи с габбро-монцонит-гранитовыми сериями пород. Вещественные характеристики метасоматитов свидетельствуют, с одной стороны, о многокомпонентном составе породивших их флюидов, а с другой — о закономерной эволюции последних, которая проявлялась в последовательной смене хлоридных растворов углекислыми. Обильное отделение фторидных растворов устанавливается для поздних фаз гранитов рапакиви.

Хлоридные растворы, обладающие также высокими концентрациями P_2O_5 , транспортировали сидерофильные и халькофильные элементы (Fe, Cu, Pb, Zn, возможно Mo). Появление в растворах фтора способствовало миграции вольфрама. Все эти элементы, очевидно, увлекались флюидами, обильно отделявшимися от расплавов еще на высокотемпературных стадиях их кристаллизации при условии становления плутонов в активных тектонических условиях, что было типично для габбро-монцитит-гранитовых серий пород. В противоположность этому олово и фтор, совместно с другими литофильными элементами, накапливались в остаточных расплавах гранитов рапакиви, формировавшихся в относительно спокойной тектонической обстановке. Позднее отделение гидротермальных растворов с высокими концентрациями фтора способствовало вовлечению олова в гидротермальный процесс и образованию оловорудных и редкометалльно-оловорудных месторождений.

Растворимость и длительность транспортировки тех или иных рудных компонентов регулировались составом растворов и P — T -параметрами, которые варьировали в широких пределах, что способствовало разделению элементов и обособленной их локализации в пространственно разобщенных месторождениях. В то же время единые источники и совместная миграция во многих случаях обеспечивали сонахождение W, Mo, Cu, Fe, Pb, Zn и других металлов. В ходе развития гидротермального процесса перераспределению подвергались также более древние эксгальационно-осадочные концентрации ряда элементов, в первую очередь железа, свинца и цинка.

При оценке рудоносности магматогенных систем протодива следует иметь в виду их длительное формирование и «многоэтажный» характер, определяемый разноглубинным положением близких по времени формирования плутонов. Конкретные плутоны в таких системах сопровождалась образованием высокотемпературных околотрузивных метасоматитов и продуцировали флюиды, ответственные за образование приразломных метасоматитов. Очевидно, что для последних нельзя ожидать непосредственной связи с плутонами, расположенными на близком глубинном уровне, и в целях понимания их происхождения необходимо рассматривать всю магматическую систему в целом. Возникновение рудоносных метасоматитов, связанных с развитием такой системы, несомненно, регулировалось множеством параметров: интенсивностью магматических процессов, степенью дифференцированности силикатных расплавов, наличием глубоко расположенных крупных по объему магматических масс, степенью проницаемости земной коры или характером развития разломных структур, составом вмещающих толщ, которые могли являться источником ряда петрогенных и рудных элементов, и т. д.

Детальное изучение и по возможности полный учет этих факторов являются необходимыми условиями для правильной оценки характера рудоносности областей протодива.

1. Анортозит-рапакивигранитная формация/Д. А. Великославинский, А. П. Биркис, О. А. Богатиков и др. Л., Наука, 1978. 296 с.
2. Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М., Наука, 1974. 148 с.
3. Белевцев Я. Н., Каляев Г. И., Галецкий Л. С. Эпохи и зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 11. М., Наука, 1975, с. 230—235.
4. Белоусов В. В. Явления тектонической активизации в развитии земной коры. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., Наука, 1964, с. 7—13.
5. Белоусов В. В. Геотектоника. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976. 333 с.
6. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978. 232 с.
7. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
8. Билибина Т. В., Казанский В. И., Кратц К. О. Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия. — Геология рудн. м-ний, 1976, № 4, с. 3—10.
9. Брызгалин О. В. Геохимия вольфрама в гидротермальном процессе. М., Наука, 1976. 72 с.
10. Булин Н. К. Новые данные о строении земной коры Балтийского щита. М., Наука, 1971. 113 с.
11. Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1970, с. 40—73.
12. Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение/Отв. ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1975. 162 с.
13. Гейслер А. Н. Опыт геохронологических сопоставлений и палеогеография отложений позднего протерозоя северной и центральной частей Русской платформы. — Труды ВСЕГЕИ, 1966 г., т. 144, с. 32—57.
14. Геология и металлогения щитов древних платформ СССР/Под ред. А. В. Сидоренко и Т. В. Билибиной. Л., Недра, 1976. 339 с.
15. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии/Под ред. К. О. Кратца. Л., Наука, 1978. 264 с.
16. Геология месторождений полезных ископаемых докембрия./Гл. редактор К. О. Кратц. Л., Наука, 1981. 340 с.
17. Гидротермальные месторождения урана/Отв. ред. Ф. И. Вольфсон. М., Недра, 1978. 446 с.
18. Гинтов О. Б., Шевченко Т. П. Структуры северо-западной и центральной частей Украинского щита и процессы автономной активизации. — Геол. журн., 1978, т. 38, № 1, с. 66—77.
19. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита./М. Я. Цирульников, Э. К. Чечель, Л. Е. Шустова, Р. С. Сокол.—В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 178—185.
20. Голуб Е. Н. Особенности состава и строения Новоукраинского гранитного массива и его взаимоотношение с Кировоградским комплексом. — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы (Тезисы докл. 3-го регион. петрограф. совещания. Днепропетровск, 1979). Киев, 1979, с. 24—25.
21. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Гинзбург А. И. Тектоно-металлогенические типы областей активизации. — В кн.: Закономерности размещения по-

лезных ископаемых. Т. 11, 1975, с. 64—73.

22. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1978. 264 с.

23. Григорьева Л. В. Докембрийская активизация земной коры. — Геотектоника, 1979, № 2, с. 49—59.

24. Денисенко В. К. Месторождения вольфрама. М., Недра, 1978. 143 с.

25. Докембрий Скандинавии/А. Холмс, А. Нюгруд, Г. Барт и др. М., Мир, 1967. 268 с.

26. Зарицкий А. И., Гурова Е. П., Стрёмовский А. И. Флюоритовые месторождения Украины. — Разведка и охрана недр, 1973, № 9, с. 5—10.

27. Земля. Введение в общую геологию/Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др. М., Мир, 1974. 845 с.

28. Земная кора восточной части Балтийского щита/К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий, Р. В. Былинский и др. Л., Наука, 1978. 232 с.

29. Земная кора Карелии/А. С. Гришин, И. И. Голод, А. И. Богачев, М. М. Стенарь. Петрозаводск, 1982. 50 с.

30. Исих Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., Недра, 1978. 137 с.

31. Источники рудного вещества эндогенных месторождений/Ред. Ф. В. Чухров. М., Наука, 1976. 340 с.

32. Келлер Б. М. Загадки верхнего докембрия. — Природа, 1979, № 1, с. 66—75.

33. Колотухина С. Е., Л. И. Клаповская, А. В. Рожанец. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., Наука, 1974. 270 с.

34. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 300 с.

35. Лаверов Н. П., Барсуков В. Л. Урановые месторождения района Алигейтор-Риверс (Северная Австралия). — Геология рудн. м-ний, 1977, № 2, с. 16—32.

36. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., Наука, 1974. 208 с.

37. Лопатин Н. В. Эволюция биосферы и горючие ископаемые. — Изв. АН СССР, серия геол., 1979, № 7, с. 5—22.

38. Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии (третий основной структурный элемент континентальной коры — дива). — В кн.: Материалы по общей и региональной тектонике. Л., 1963, с. 63—90.

39. Металлогения восточной части Балтийского щита/Ред. А. В. Сидоренко и Т. В. Билибина. Л., Недра, 1980. 247 с.

40. Металлогения докембрия. (Тезисы докладов I Всесоюзного совещания по металлогении докембрия). Л., 1975. 199 с.

41. Металлогения докембрия. (Тезисы докладов II Всесоюзного совещания по металлогении докембрия). Иркутск, 1981. 380 с.

42. Металлогения Карелии/Отв. ред. А. И. Богачев, Р. А. Хазов. Петрозаводск, 1982. 200 с.

43. Металлогения областей тектоно-магматической активизации. (Тезисы докладов VII Всесоюзного металлогенического совещания)/Отв. ред. М. М. Одинцов. Иркутск, 1973. 213 с.

44. Металлогения Украины и Молдавии/Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев, Л. С. Галецкий и др. Киев, Наукова думка, 1974. 508 с.

45. Минеральные месторождения Европы. Т. I. Северо-Западная Европа/Ф. М. Вокс, П. Исокангас, Е. Грип и др. М., Мир, 1982. 583 с.

46. Налетов Б. Ф. Гранитоиды с оловянным, вольфрамовым и медно-молибденовым оруденением. Новосибирск, Наука, 1981. 230 с.

47. Никольская Ж. Д., Гордиенко Л. И. Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. Л., Недра, 1977. 152 с.

48. Образование месторождений урана. Труды симпозиума по образованию месторождений урана (Афины, 6—10 мая 1974 г.). М., Мир, 1976. 762 с.

49. Особенности металлогении докембрия/Гл. ред. К. О. Кратц. Л., 1979. 124 с.

50. Павловский Е. В. Проблема «зеленокаменных поясов» раннего докембрия. — Изв. АН СССР, серия геол., 1979, № 4, с. 5—18.

51. Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Недра, 1972. 271 с.
52. Полезные ископаемые Австралии и Папуа — Новой Гвинеи. М., Мир, 1980. 656 с.
53. Попов В. С., Белевитин В. В., Семина В. А. Металлогения гидротермальных редкометалльных месторождений. М., Наука, 1981. 212 с.
54. Проблемы металлогении докембрия/Ред. Т. В. Билибина, Ю. М. Соколов. Л., Наука, 1978. 248 с.
55. Проблемы тектоники раннего докембрия/Отв. ред. К. О. Кратц и Ф. П. Митрофанов. Л., Наука, 1980. 208 с.
56. Ранняя история Земли/Б. Ф. Уиндли, Дж. В. Смит, В. Рама Мёрти. М., Мир, 1980. 620 с.
57. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981. 584 с.
58. Рудоносные структуры докембрия/Отв. ред. А. В. Сидоренко. М., Наука, 1982. 203 с.
59. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975. 229 с.
60. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., Недра, 1973. 310 с.
61. Салоп Л. И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л., Недра, 1977. 304 с.
62. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., Недра, 1982. 343 с.
63. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979. 191 с.
64. Ставров О. Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М., Недра, 1978. 214 с.
65. Тугаринов А. И., Бибилова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., Наука, 1980. 131 с.
66. Хазов Р. А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л., Недра, 1975. 87 с.
67. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., Недра, 1971. 458 с.
68. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., Недра, 1977. 359 с.
69. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979. 356 с.
70. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., Недра, 1966. 360 с.
71. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968. 180 с.
72. Эндогенное оруденение древних щитов (эволюция, структурные и петрологические условия рудообразования). М., Наука, 1978. 200 с.
73. Adamek P. M., Wilson M. R. Recognition of a new uranium province from the Precambrian of Sweden. — In: Recogn. and evaluation of uraniferous areas. LAEA, Vienna, 1977, p. 199—213.
74. Ayres L. D., Cerny P. Metallogeny of granitoid rocks in the Canadian Shield. — Can. Min., v. 20, pt. 4, 1982, p. 439—536.
75. Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhyemite-suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhyemitic magmas. — Journ. Petrol., v. 19, p², 1978, p. 289—316.
76. Beck L. S. Changing ideas on metallogenesis of Saskatchewan's uranium deposits. — Can. Min. I., 1977, 98, 4, p. 49—52.
77. Bundrock G., Fuchs H. D. Uranium deposits in the Baker Lake Area. 26 Congress Geologique International, Paris, 7—17 Juillet 1980, France. Paris 1980. Resumes Abstracts. Vol. III, Sect 13—20, Collog. C1—C7 et H1, p. 914.
78. Dahlkamp F. J., Tan B. Geology and mineralogy of the Key Lake U-Ni de-

posits, northern Saskatchewan, Canada. — In Geol. mining, extract, processing of uranium. Inst. Min. Met., London, 1977, p. 145—157.

79. *Dodson R. G., Needham R. S., Wilnes P. A., Rage R. W., Smart P. G., Watchman A.* Uranium mineralization in the Rum Jangle-Alligeter Rivers Province, Northern Territory, Australia. Bau Formation of uranium ore Deposits. Int. At. Energy Ageng. 1974, p. 145—163.

80. *Evans E. L., Derry D. K.* Evolution of modern uranium prospecting techniques IAEA-CN—36/197, 1977 (International conference on nuclear power and its fuel cycles. Salzburg, Austria, 2—13 May 1977).

81. *Franklin J. M., Thorpe R. I.* Comparative metallogeny of the Superior Slave and Churchill provinces. Precambrian sulphide deposits H. C. Robinson memorial vol. The Icol. ass. of Canada Special paper 25, 1982, p. 3—90.

82. *Freitsch R.* The ore deposits of Shweden. — Bull. Geol. Surv. Finland, 1980, № 306, p. 20.

83. *Glikson A. Y.* Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. — Acol. Soc. Amer. Bull., v. 83, 1972, p. 3323—3344.

84. *Glikson A. J.* Early precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei Earth. — Sci. Rev. 1979, v. 15, p. 1—73.

85. *Haapla J.* Some petrological and geochemical characteristics of rapakivi granite varieties associated with greisen-type Sn, Be and W mineralization in the Eurajoki and Kymi areas magmatism. Vol. 1. Prague, 1974, p. 159—169.

86. *Kahma A.* The main metallogenic features of Finland. — Bull. Geol. Surv. Finland, 1973, № 265, p. 1—36.

87. *Langford F.* A Supergene origin for vien-type uranium ores in the light of the Western Australian calcrete-carnotite deposits. — Economic Geology, 1974, m. 69, № 4, p. 516—526.

88. *Langford Fred F.* Surficial origin of North American pitchblende and related uranium deposits. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1977, v. 61, № 1, p. 28—42.

89. *McLennan S. M., Taylor S. R.* Rare Earth elements in sedimentary rocks, granites and uranium deposits of the Pine Creek Geosyncline. Uranium in the Pine Creek Geosyncline. — In: International Atomic Energy Agency, Vienna, 1980, p. 175—190.

90. *Needham R. S., Stuart-Smith R. G.* The Canill formation host to uranium deposits in the Alligator Rivers Uranium Field, Australia. — BMR I, Austral. Geol. and Geothys, 1976, v. I, № 4, p. 321—333.

91. *Person L.* The Revsund-Servik granites in the western parts of the province of Angermanland, central Sweden. — Stockholm, 1978, p. 59.

92. *Peterson I. S.* Rare earth element fractionation and petrogenetic modelling in charnockitic rocks. Southwest Norway. — Cantrib. Mineral. Petrol., 1980, v. 73, № 2, p. 161—172.

93. *Ryan G. R.* Proterozoic uranium deposits in Australia. Theoretical and practical aspects of uranium geology, London, The Royal Society, 1979, p. 85—99.

94. *Rimsaite I.* Mineral assemblages at the Rabbit Lake uranium deposit, Saskatchewan: a preliminary report. — Pap. Geol. Surv. Can., 1977, N 77-1, pt B, p. 235—246.

95. *Robert A. R., Holland H. D., Petersen U.* Hydrothermal Uranium deposits. Elsevier scientific publishing — Company, Amsterdam—Oxford—New York, 1977.

96. *Sullivan C. I.* Intracratonic basins and ore deposits. — CIM Bull., 1979, v. 72, N 812, p. 75—80.

97. *Taylor I.* Origin and controls of uranium mineralization i South Alligator Valley. — Aten. in the Australia, 1969, v. 12, № 4, p. 18—24.

98. *Tremblay L. P.* Uranium subprovince and types of uranium deposits in the Precambrian rocks of Saskatchewan. Project 750058. Pap. Geol. Surv. Can., 1978, v. 3, 1178—IA, p. 427—435.

99. *Vorma A.* On the petrochemistry of rapakivi granits with special referenc to the Laitila massif. — Bull. Geol. Surv. Finland, 1976, p. 285.

100. *Walpole B. P., Crohn P. W., Dunn P. R., Randal M. A.* Geology of the Katherine—Darwin Region Northern Territory. — Bur. Min. Resour. Australia, Bull., 1968, N 82.

Предисловие	3
Часть I	
СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ	
Глава 1. Особенности формирования земной коры в докембрии. Стадии геологического развития, геотектонические режимы	5
Глава 2. Докембрийская тектоно-магматическая активизация	21
Современные представления о процессах тектоно-магматической ак- тивизации	—
Роль процессов активизации в общей эволюции континентальной ко- ры; режим докембрийской активизации (протоидива)	28
Часть II	
ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ПРОТОДИВА НА БАЛТИЙСКОМ, УКРАИНСКОМ, КАНАДСКОМ ШИТАХ И ДРЕВНИХ АВСТРАЛИЙСКИХ МАССИВАХ	
Глава 3. Балтийский щит	33
Основные черты геологического строения	—
Тектоника	49
Геологические формации	63
Металлогения	77
Глава 4. Украинский щит	112
Основные черты геологического строения	—
Тектоника	116
Геологические формации	121
Металлогения	127
Глава 5. Канадский щит	133
Процессы протоидива	—
Металлогения	139
Глава 6. Древние Австралийские массивы	147
Процессы протоидива	—
Металлогения	154
Часть III	
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ ПРОТОДИВА	
Глава 7. Эволюция тектонических структур и магматизма	164
Глава 8. Рудоносность габбро-гранитных серий	173
Особенности вещественного состава вулканоплутонических образо- ваний протоидива и их генезис	175
Потенциальная рудоносность вулканоплутонических комплексов протоидива и проблема происхождения постмагматических флюидов	197
Происхождение отдельных групп рудных месторождений	208
Заключение	215
Список литературы	220

2553

4876