

В. К. Чайковский

Геология и металлогения фундамента Русской платформы



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

В. К. Чайковский

Геология и металлогения фундамента Русской платформы

Ответственный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
В. П. РАХМАНОВ



МОСКВА "НАУКА" 1987



4795

Чайковский В.К. Геология и металлогения фундамента Русской платформы /Ин-т литосферы. — М.: Наука, 1987.

Книга посвящена рассмотрению истории дорифейского рудообразования в связи с геологическим развитием фундамента Русской платформы. На основе обширного геологического, главным образом литературного материала рассмотрены и установлены соотношения между геологическими процессами формирования земной коры и рудообразованием на протяжении около 3 млрд лет начального периода геологической истории.

Табл. 1, ил. 13, библиогр.: С. 152—156 (150 назв.).

Рецензенты:

В.Н. Шилов, Т.А. Латинская

ВВЕДЕНИЕ

Огромный объем исследований за последние десятилетия в области геологического изучения докембрия резко расширил и уточнил представления о докембрийском периоде развития земной коры, теоретическое и практическое значение которого общеизвестно. Крупные успехи были достигнуты в познании как общей металлогении, так и отдельных полезных ископаемых докембрия. В 70-е годы были опубликованы относящиеся к этим проблемам сводные работы и обзоры. Из них прежде всего следует отметить региональные монографии серии "Докембрий континентов", в частности монографию "Древние платформы Евразии", описывающую состав и строение основания древних платформ Евразии и докембрийской части ее чехла.

Задача настоящей работы — рассмотреть состояние и перспективы изучения рудообразовательных процессов и металлогении в тесной связи с развитием тектоники и магматизма в дорифейском докембрии Русской (Восточно-Европейской) платформы. Поставленная задача решалась на основе обширного материала исследований кристаллического фундамента платформы на Балтийском и Украинском щитах и пока еще относительно менее изученных поднятий фундамента в пределах Воронежского и Белорусского массивов, а также выступа древних кристаллических пород в Прибалтике.

В растущем потоке литературных данных неизбежно приходится сталкиваться с неравномерной изученностью отдельных регионов, а главное, с неодинаковым подходом их исследователей к рассматриваемым событиям и процессам, неоднозначным пониманием различных сторон развития тектонических структур и связанных с ними рудных месторождений, формировавшихся в докембрии вообще и в дорифейское время в частности. Естественно, что в данном случае это служит серьезным затруднением, ограничивающим возможности анализа и составление обобщенных схем и сопоставлений, отодвигая разработку их на будущее. Вместе с тем достаточно объективное изучение разносторонних взглядов и концепций позволяет отобрать для настоящей темы по возможности больше из того, что представляется наиболее общепризнанным и типическим, характеризующим главные особенности размещения рудных месторождений в дорифейском докембрии и некоторые основные закономерности рудного процесса. Главное внимание в работе уделялось вулканогенно-осадочным и магматогенным месторождениям; собственно магматические месторождения рассматривались только попутно, соответственно ограниченному распространению.

Для достижения большей наглядности и сопоставимости излагаемого материала представлялось целесообразным проводить описание не по отдельным регионам платформы, а по этапам геологического и металлогенического развития — катархею, архею и нижнему протерозою. Изложенный таким образом материал обобщен в двух последних главах, в которых рассматриваются вопросы эволюции металлогении на основе развития тектоники, магматизма и метаморфизма.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И РУДОНОСНОСТИ ФУНДАМЕНТА
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

КАТАРХЕЙ

Изучение докембрийской металлогении приобретает все возрастающее практическое и теоретическое значение. Практическая ценность ее познания обусловлена непрерывно увеличивающимися масштабами прогнозных и разведанных запасов важнейших типов рудоминерального сырья докембрийских месторождений, теоретическое значение объясняется наличием и возможностью научного использования обширного материала по рудным процессам, протекавшим на протяжении почти всей геологической истории Земли. Изучение материала от начала геологически документированной истории Земли позволяет глубже понять генезис рудного вещества, условия его концентрации в эволюционирующих эндо- и экзогенных обстановках, яснее представить себе соотношения и связи между месторождениями различных по условиям образования и типу полезных ископаемых. Некоторые из этих вопросов тесно связаны с проблемой зарождения на Земле органогенного вещества.

Для дальнейшего изложения материала по металлогении докембрия из большого числа более или менее известных хронологических стратотипов были выделены пять крупных подразделений, охватывающих докембрийское время без перекрытия и пропусков в разрезе времени. Такими подразделениями геологического и металлогенического развития в докембрии в настоящей работе приняты следующие тектонические этапы: катархейский (древнее 3300 ± 300 млн лет), архейский (ребольский) (3300 ± 300 — 2600 ± 200 млн лет), селецкий (2600 ± 200 — 2100 ± 200 млн лет), свекофеннский (2100 ± 200 — 1700 ± 100 млн лет) и рифейский. Из них последний не рассматривается. Что же касается селецкого и свекофеннского циклов, то они выделяются в качестве самостоятельных подразделений в составе единого свекофенно-карельского этапа, равнозначного афебскому, что придает

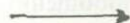
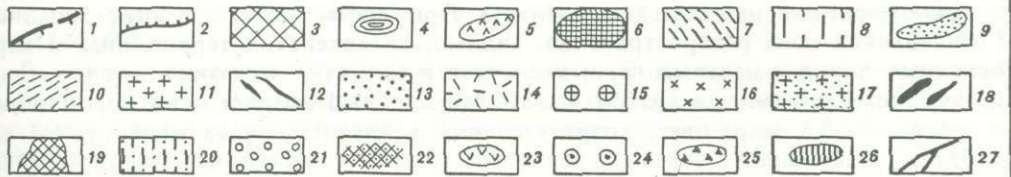
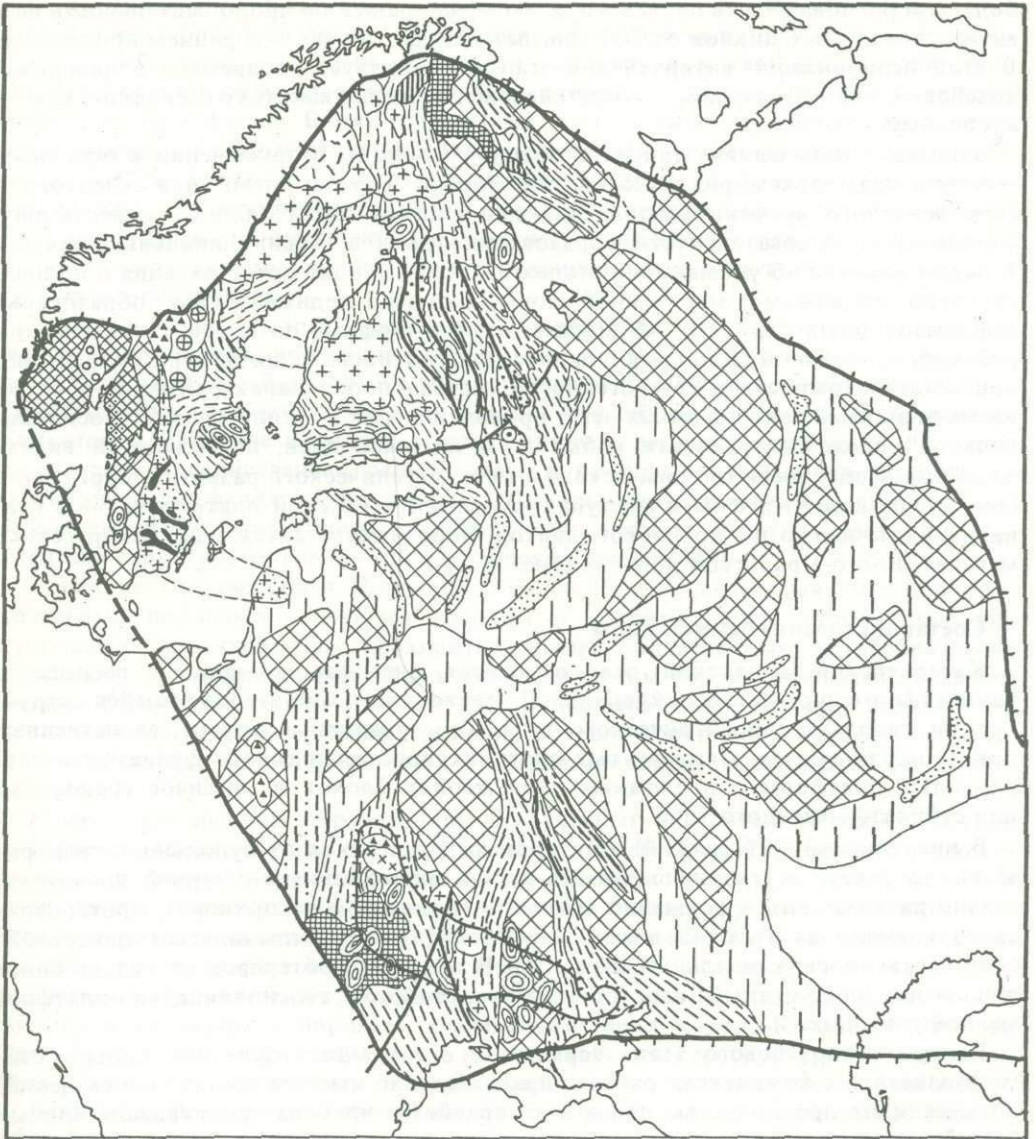


Рис. 1. Схема тектоники фундамента Русской (Восточно-Европейской) платформы (по М.В. Муравову [76], с небольшими изменениями и дополнениями)

1 — граница платформы; 2 — граница выходов фундамента на поверхность; 3 — архейские гранито-гнейсовые массивы (показаны контуры массивов под чехлом); 4 — куполовидные элементы структур массивов и линии простираия; 5 — древнейшие основные гнейсы и амфиболиты в составе архейских массивов; 6 — гранулитовый и чарнокитовый комплексы; пироксен-плаггиоклазовые гнейсы, перидотиты, пироксениты, нериты, чарнокиты; 7 — архейские массивы, подвергшиеся гранитизации и метаморфизму; 8 — нижнепротерозойские складчатые системы под платформенным чехлом; 9 — главные полосы магнитных (основных и ультраосновных) пород в пределах нижнепротерозойских складчатых систем; 10 — синклинальные прогибы с геосинклинальным комплексом нижнего протерозоя в Свекофенском, Карельском Блоках; 11 — дорифейские и раннерифейские гранитоиды; 12 — архейский и нижнепротерозойский комплексы, выполняющие системы палеоавлакогенов; 13 — нижнепротерозойские отложения чехла древних массивов; 14 — нижнепротерозойский комплекс вулканогенно-осадочных пород (серия Кируна); 15 — граниты рапакиви; 16 — позднепротерозойские гранитоиды Северной Швеции и Украины; 17 — готские граниты; 18 — порфиры смоляниды; 19 — Дальсландская складчатая область; 20 — архей-протерозойская складчатая область фундамента Белоруссии, а также геосинклинальный комплекс Дальсландской системы; 21 — орогенный комплекс Дальсландской системы и комплексе Телемарк Норвегии; 22 — позднепротерозойские гранитоиды — гранит Бохус (1600 млн лет); 23 — докембрийские ультраосновные интрузии и анортозиты; 24 — образование чехла вепской серии; 25 — серия иотнийских и овручских песчаников; 26 — палеозойские щелочные интрузии Хибин; 27 — линии разломов, рудоносные мобильно-проницаемые зоны в фундаменте



большую равномерность последовательному сокращению продолжительности развития упомянутых циклов от 700 млн лет в архее до 400 — в раннем протерозое. В этой периодизации катархейский этап соответствует по времени алданскому, архейский, или ребольский, — киватинскому, селецкий вместе со свекофеннским — афебскому.

Упомянутые названия этапов достаточно известны в применении к основным геоструктурам докембрия Русской платформы. Термин "этап" для селецкого и свекофеннского времени условно заменен словом "цикл", близко отвечающим составу и последовательности образования пород в геосинклинальных циклах. В объем понятия об упомянутых этапах и циклах входят представления о полном развитии подвижных зон земной коры, включая седиментацию, образование деформационных структур, магматизм и метаморфизм по шкале геологических рубежей, намеченной геологами при изучении Балтийского щита [51]. Каждый цикл при общей сложности и гетерогенности состава пород характеризуется в то же время аналогией тектонических черт, проявляющихся в закономерной "геосинклинальной" последовательности событий, и их эволюцией, позволяющей видеть основные особенности геологического и металлогенического развития территории. Они лучше всего изучены в выступах фундамента Русской платформы — в границах Балтийского и Украинского щитов, Воронежской антеклизы, Белорусского массива, Волго-Уральской области (рис. 1).

Состав и строение земной коры

Катархейский (алданский) этап относится, очевидно, ко времени господства панплатформенно-пангеосинклинальной тектоники, характеризующейся структурами купольно-концентрического типа. Геоструктурные формы, свойственные циклу, наблюдаются в складчатых системах кристаллического фундамента современных платформ и в сложных сооружениях блоков и массивов срединного или субплатформенного типа.

В киватинский (ребольский) этап происходил переход от купольно-концентрических структур к купольно-линейным или авлакогенным с серией последовательно развивавшихся формаций обычного (фанерозойского) типа. С протерозойского времени на Русской платформе начали заметно проявляться фанерозойские черты геосинклинальных структур. В позднем протерозое наступает более или менее постепенный переход к фанерозойской геосинклинально-платформенной тектонике.

Начало катархейского этапа теряется в очень мало изученных сильнометаморфизованных комплексах раннего архея. Однако имеется достаточно сведений, позволяющих предполагать, что и в катархейские времена существовали водные бассейны, где отлагались терригенные, хемогенные и, возможно, биогенные осадки в сопровождении рудных компонентов. Примером может служить Западно-Гренландский пояс распространения, видимо, катархейских терригенных и карбонатных пород с пачками черных сланцев и залежами железных руд и медно-сульфидного оруденения (район Исуа). Абсолютный возраст этих пород определен в 3,7—3,8 млрд лет, возраст свинца в местных рудах почти такой же [144].

Катархейские комплексы пород трудно отделимы от архейских вследствие однородности их составов и большой сложности геологического строения. Возможно, они наиболее распространены и лучше всего выражены в Беломорском тектоническом блоке, или мегаблоке, в области широкого развития беломорской серии пород. В ее состав включаются все породы архея и раннего протерозоя [51], причем сама нижняя ее часть, представленная гранито-гнейсами и амфиболитами керетьской свиты, вероятно, относится к раннему архею, т.е. катархею [46].

В Карельском и Кольском районах (мегаблоках) древнейшие образования представлены олигоклазовыми гранитоидами и гнейсами, перекрытыми основными вулканитами, сланцами и пачками магнетитовых кварцитов значительно старше 2,8 млрд лет, преобразованными в породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Блоки, сложенные упомянутыми гранитоидами и метавулканитами, по своему строению близки к гранит-зеленокаменным комплексам, которые С.И. Турченко [116] и другие исследователи [51] считают возможным рассматривать в качестве древнейших первично-коровых пород. К ним в подобного рода областях приурочена, возможно, катархейская золото-сульфидная и медно-колчеданная минерализация — потенциальный источник более поздних рудных концентратий.

К образованиям возраста древнее 3,3 млрд лет относят породы шучинской серии Белорусского кристаллического массива [62]. В их составе два подкомплекса: гранулит-базитовый в зонах положительных и гнейсо-мигматитовый — отрицательных промежуточных аномалий и в области мозаичных аномалий. Характерно блоковое строение массива, причем породам гранулит-базитового подкомплекса свойственна гранулитовая, а породам гнейсо-мигматитового — амфиболитовая фация метаморфизма. Породы первого подкомплекса предположительно считаются более древними; они слагают участки между куполовидными структурами гнейсо-мигматитового состава [62].

В районе Приднепровья (Большой Кривой Рог) древнейшими полнокристаллическими породами считаются граниты и гранито-гнейсы, образующие ряд купольных поднятий или брахиантиклиналей, разделенных петлеобразными прогибами — синклиналиями. Последние выполнены спилит-диабазами, амфиболитами с пачками хлорит-магнетитовых и амфибол-магнетитовых кварцитов с прослоями магнетит-хлоритовых сланцев. Возраст пород спилит-диабазовой формации достигает 3,5 млрд лет [46], т.е. главным образом архейский (не катархейский).

К наиболее древним образованиям в изученных восточных областях Русской платформы (Волго-Уральский регион) относятся гнейсифицированные вулканогенно-осадочные породы основного и ультраосновного состава, развитые среди анортозитов, чарнокитов и мигматитов в виде останцов разной величины. Они перекрываются глиноземистыми кристаллическими сланцами и гнейсами и подчиненными им в разрезе кристаллическими сланцами основного состава с углеродистым материалом, амфиболитами и железистыми кварцитами, близкими по составу и характеру к породам, беломорской серии Карело-Кольского региона. Эти образования относятся к двум нижнеархейским геоструктурным этапам — базальтоидному фундаменту и перекрывающему его осадочному палеочехлу.

В пределах Воронежской антеклизы к катархею, возможно, принадлежат породы обоянской серии, представленные биотит-плагиоклазовыми гнейсами и гранитами, гранулитами, амфиболитами, гранито-гнейсами, железистыми кварцитами [46, 60].

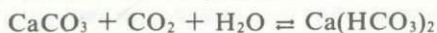
В раннем архее, помимо железистых кварцитов, появляется углеродистое вещество, что можно считать значительным событием в это время. Если не учитывать возможности привноса биоса из космоса, то углероду принадлежит главная роль в зарождении жизни на Земле как элементу, обладающему высокой способностью строить сложные углеводородные молекулы. При возможном участии некоторых факторов (пока неизвестно каких) и под действием принципа — "выживают" самые приспособленные молекулы или их комплексы — осуществлялось интенсивное развитие такого углеродистого материала, который мог служить субстратом и питательной средой для зарождавшегося биоса.

Одним из наиболее ранних известных проявлений углеродистого вещества, по-видимому, можно считать рудоносный пояс Исуа в Западной Гренландии, о котором упоминалось выше. Для этого пояса характерно распространение

железных руд в терригенных и вулканогенных породах с пачками черных сланцев. По мнению П. Аппеля [144], приуроченность руд к широко распространенным туфогенным амфиболитам свидетельствует об их подводном эксгальционном происхождении. Видимо, этот вывод правилен. Сходные по составу руды и породы наблюдаются на месторождении нижнепротерозойских железистых кварцитов (джеспилитов) в Криворожском железорудном бассейне. Сходство железных руд Исуа с рудами криворожской железисто-кремнистой формации свидетельствует о большом постоянстве условий их образования в докембрии, если учесть, что разлитие их разделяется пространством в тысячи километров и временем (по данным определения абсолютного возраста) свыше миллиарда лет.

Характерным членом железисто-кремнистых формаций и железистых кварцитов разного типа и времени образования служат графитистые породы — аспидные, графитистые и черные сланцы, мощность которых достигает сотен метров. Связь последних с вулканогенными породами представляется весьма вероятной, о чем свидетельствует их постоянная ассоциированность и часто наблюдаемое переслаивание (иногда очень тонкое) вулканогенных и углеродистых отложений.

Катархей очень беден карбонатными отложениями по двум причинам. На одну из них, по-видимому главную, указал Н.М. Страхов [109]. Она заключается в высокой обогащенности катархейской гидросферы сильными кислотами, разрушавшими карбонаты с выделением в атмосферу углекислого газа. К этому надо добавить, что в литогенезе катархей господствовали вулканогенные отложения, подавлявшие проявление любого другого типа пород, в том числе и карбонатных. Кроме того, интенсивная вулканическая деятельность способствовала поддержанию повышенной концентрации углекислоты в гидросфере и атмосфере, что в определенной мере также задерживало осаждение карбонатов. При повышенном давлении углекислого газа известные реакции типа



идут вправо, карбонаты кальция и магния растворяются с образованием бикарбонатов и увеличением карбонатности бассейновых вод.

Однако редкие карбонатные слои все же наблюдаются и в толщах вулканогенно-осадочных образований раннего архея [15]. Среди них явно преобладают доломиты, что, скорее всего, объясняется господствовавшим в то время развитием основных пород и газовой-жидких производных железисто-магнезиального магматизма.

Существование катархейских гранитов, то замещающих, то подстилающих древнейшие известные на планете вулканогенно-осадочные породы, по-видимому, не вызывает сомнения [101, 104]; вопрос об их генезисе и распространении во времени и пространстве остается, однако, дискуссионным и заслуживает серьезного внимания. На Русской платформе это среднекислые гранитоиды и гнейсограниты, слагающие брахиантиклинальные формы древних купольных структур, широко распространенных в кристаллическом фундаменте древнейших платформ, на щитах.

Для освещения поставленной проблемы и связанных с ней металлогенических вопросов изучение геологии докембрия имеет важное значение ввиду широкого, интенсивного и многократного проявления докембрийских процессов магматизма, метаморфизма и металлогении в различных условиях. Следует отметить, что мощное развитие основных и ультраосновных масс в земной коре должно было вызвать и соответственно широкое проявление гранитоидного магматизма, которое выражалось в гранитизации вмещающих, преимущественно основных пород и формировании гранитоидных куполов (см. правило полярности В.Н. Лодчинова [67] и экспериментальные данные А.П. Виноградова [19]). Образование куполов и межкупольных прогибов — характерная черта раннедокембрийского магматизма. Беспорядочное, или "стадное", развитие куполов определялось глав-

ным образом спецификой таких особенностей раннедокембрийской земной коры, или протокоры, как резко пониженная мощность, примерно одинаковая на огромных площадях механическая сопротивляемость напряжениям, повышенная способность к пластическим деформациям.

В тектоническом отношении катархейская земная кора представляла собой довольно однородный слой преимущественно основных пород, в котором гранитоидный материал формировался в результате гранитизации под действием высокоподвижных компонентов — дифференциатов зонной плавки. Представляется, что этот процесс носил характер своеобразного "вскипания" вследствие освобождения газообразных продуктов, вытеснявшихся несжимаемым веществом жидкой фазы в куполовидные вздутия [19].

"Купольные" породы подвергались, очевидно, более глубокому, чем межкупольные прогибы, метаморфизму под влиянием отделявшихся от базальтоидных магм сильно перегретых флюидов, обогащенных кремнеземом и легкоподвижными веществами. Вместе с тем породы этих структур существенно разуплотнились по сравнению с межкупольными прогибами, которые характеризовались преобладанием железисто-магнезиального материала. Нарушенное гравитационное равновесие разрешалось периодическим поднятием гранитоидных куполов, сопровождавшимся гранитизацией, метаморфизмом, образованием складок радиального и тангенциального сжатия и разрывных дислокаций [51]. Неравномерное развитие купольных структур играло основную роль в распространении больших и малых блоков разной подвижности, что, в свою очередь, определяло блоковое строение докембрийского фундамента.

Неодинаковая количественная и качественная подвижность блоков способствовала образованию разных по масштабу разломов и зон разломов, разделивших между собой отрицательные (по знаку тектонических движений) протогеосинклинальные [46] блоки Одесско-Белоцерковского ("мафического") типа и блоки положительные протоплатформенного "салического" типа, подобные Приазовскому на Украинском щите. "Совместный анализ геологических, сейсмических и гравиметрических данных позволил в общем случае интерпретировать положительные региональные аномалии поля как участки развития плотных пород фундамента — диоритов и гранодиоритов, а отрицательные аномалии — как участки разуплотненных пород преимущественно кислого состава. Региональные гравитационные ступени, разделяющие крупные аномалии разного знака, обычно сопоставляются с зонами глубинных разломов" [51, с. 15]. Некоторые геологи [46] установили для Украинского щита преобладание мигматит-гранитовых формаций в блоках с относительно низким уровнем гравитационного поля и минимальными значениями средней плотности пород; этим блокам соответствуют большие глубины залегания поверхности Мохо. Напротив, преобладание metabазитов фиксируется в блоках с относительно высокими показателями гравитации и менее глубоким положением поверхности Мохо.

Купольные, брахиантиклинальные структуры с приуроченными к их ядрам гранитными и гнейсо-гранитными массивами начали формироваться, видимо, в раннем архее, продолжали развиваться, вероятно, до конца протерозоя. В куполах под неоднократным действием радиальных сил образовались пологие складки, а в межкупольных пространствах — сложные синклинали, выполненные древнейшими метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами. Синклинали в плане имеют петельчатые, кольцевые и овалообразные, а в разрезе целевидные очертания, крутое до вертикального и опрокинутого падение слоев с пережимами и разрывами, как бы облекающих купольные поднятия. "Однако это облекание возможно в результате не последующего заполнения промежуточного пространства между гранит-мигматитовыми куполами, а активного воздействия последних на вулканогенные толщи, раздвигания их, образования складок с возникновением реакционных контактов магматического замещения" [46, с. 101, рис. 12].

Широкое распространение купольных или куполовидных структур, неупорядоченность их взаиморасположения и общая интенсивность складчатых форм обусловлены, как было сказано, спецификой физического развития земной коры в раннем докембрии. Определенные тектонические направления стали проявляться в основном после катархея в связи с развитием тангенциальных сил сжатия, периодически возникавших, по-видимому, по разным и не вполне еще ясным причинам в отвердевавшей земной коре [123]. Происходило преобразование беспорядочного взаиморасположения куполов в более или менее ориентированные валы с продольными межкупольными синклиналями (палеоавлакогенами) — зеленокаменными поясами. Орогенная стадия, по-видимому, занимала очень небольшую часть этапа: отсутствовали или резко сокращались присущие ей поздне- или послерогенные молассовые и лагунные осадконакопления.

Вероятно, к установленным до настоящего времени позднекатархейским проявлениям магматической деятельности можно отнести граниты восточной части Балтийского щита, впоследствии превращенные в гнейсы под тем или иным влиянием метаморфизма, протекавшего, по данным изотопного определения [46], 2,9 млрд лет назад. О времени проявления гранитоидного магматизма сходного возраста в других регионах Русской платформы можно говорить только условно ввиду отсутствия надежных определений возраста. Возможно, на Украинском щите к нему относятся микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые граниты Воыно-Подольского блока в ядрах древних складчатых купольных структур и брахиантиклиналей. К образованиям позднего катархея в той или иной части, возможно, принадлежат и некоторые гранитоиды Воронежской антеклизы. Они несут признаки первого архейского метаморфизма и приурочены к зонам разлома с обильными телами габбро-норитов и габбро-сиенитов.

Рудоносность

Широко распространенный базитовый и ультрабазитовый магматизм породил четко выраженный сидерофильный и менее резко — халькофильный профили рудообразующих химических элементов — Cr, V, Ti, Fe, Cu [46]. Концентрации их приурочивались к межкупольным прогибам — зеленокаменным поясам, куда из куполов при их гранитизации выносились такие элементы, как Fe, Mg, Cu, V, Cr, Ni, Co, B.

Отсутствие литофильных элементов и, следовательно, внутрикоровых гранитоидных магм орогенного этапа свидетельствует об относительно слабом развитии дифференцированных осадочных отложений и незначительном содержании литофильных элементов в базальтоидных породах, за счет которых могли образоваться гранитоидные магмы.

В пределах Русской платформы известны лишь незначительные рудные концентрации надежно установленного катархейского возраста. Они редко достигают практически интересных значений; прежде всего к этим значениям приближаются содержания металлов, которые могут входить в состав породообразующих минералов; к ним относятся Fe, в меньшей степени Ti, Cr, Ni, Mn.

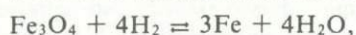
Рассейние рудных компонентов представляет собой черту, особенно свойственную металлогении раннего докембрия. Слабая дифференцированность пород и структур, обусловленная высокой мобильностью и однородностью земной коры в то время, обильный приток эндогенной теплоты и низкие температурные перепады по латерали в приповерхностных горизонтах [46] затрудняли мобилизацию рудных элементов и образование залежей.

Естественно, что в данном случае наибольшими возможностями образования практически интересных месторождений обладали элементы, для которых характерны небольшие промышленные значения кларков концентрации и высокие плотности: к ним относятся Fe, в меньшей степени Cr, Ti. В группу полезных

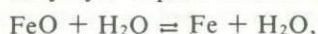
ископаемых, образовавшихся в катархее, следует включить Mn как спутник железа, а также алмаз, золото и платиноиды. Сульфиды меди, свинца и цинка встречаются в нижнеархейских породах, однако они могли иметь здесь и более позднее происхождение в связи с наложенными процессами метаморфизма и магматизма.

Условия вхождения сидерофилов в состав породообразующих минералов и морфология рудных скоплений в интрузиях контролировались закономерностями кристаллизационной и гравитационной магматической дифференциации: рудные проявления по форме приближались к пластообразным или линзовидным залежам иногда сложного строения. "Заведомо магматические хромиты и титаномагнетиты аналогичны по форме выделения как в акцессорных, так и в рудных концентрациях, представляя в последних результат накопления кристаллов подобно мафическим минералам, с которыми они обычно ассоциируют, подчиняясь при этом стратификации и ритмичности. Они составляют неразрывный член серий заведомо магматических пород и формируются при температурах не ниже 800—900°, а обычно более 1000°С. По принятой классификации рудные концентрации рассматриваемого типа относятся к сегрегационным... Аналогичное происхождение имеют концентрации ильменита" [49, с. 187].

В связи с изложенным можно привести две обратимые реакции В.М. Латимера:



текущую справа налево при $T = 400\text{K}$ и слева направо при $T > 1120\text{K}$, и



текущую справа налево при 590K. Константа равновесия $K = P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{H}_2} \approx 0,002$.

Оба равенства показывают, что при температурах $\approx 800^\circ\text{C}$ и выше происходит или может произойти перевод части железа из закисно-окисной силикатной формы в растворимое состояние, позволяющее ему в той или иной форме перемещаться с вновь образующей флюидной фазой. Понижение температуры способствует течению реакций в сторону повышения степени окисления железа, что характерно для развития вулканогенно-осадочных месторождений докембрийских железных руд разной степени окисления.

Вероятно, приведенные реакции в аналогичных условиях в той или иной мере характерны и для других сидерофилов кристаллизующейся магмы. Возникает неустойчивость форм развития рудных минералов не только в одном рудном поле, но даже в одном и том же месторождении, что обусловлено неодинаковыми показателями температуры среды, активности основных рудообразующих компонентов — водорода, кислорода, серы, состоянием путей оруденения и пр.

По вопросу о связи между кристаллизационно-гравитационной дифференциацией и рудными процессами можно сделать некоторые дополнения. Исследователи Карело-Кольского региона приводят дополнительные к правилу В.Н. Лодочникова свидетельства антагонизма двух групп ассоциирующих в гипербазитах элементов, установленные ими в результате петрографо-минералогических исследований: 1) Ni, Cr, Mg, Fe³⁺, 2) SiO₂, Al, Ca, Na, K, S, что предопределяет особенности поведения металлогенных элементов [29]. В "противоборствовании" этих групп, отвечающих двум Боуэновским ветвям кристаллизационной дифференциации, наблюдается некоторая неустойчивость связи Mg с магнезиально-железистой ветвью в базит-гипербазитовых магмах. Fe и Mg в наиболее магнезиальных ультраосновных породах в рудоносном магматическом очаге фракционируют не в одной, как обычно, а в разных ветвях: концентрации титаномагнетита возрастают параллельно уменьшению содержаний Mg и Cr [49]. В данном случае обильно представленный в расплаве Mg как бы вытесняет или подменяет химически близкий ему Ca, входя в состав не собственной железу кремнеземной ветви минерализации.

На противостоянии железа магнию в базальтоидах основано применение коэффициента фракционирования —

$$kF = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$$

или отвечающей ему железистости пород.

Характер изменения содержаний TiO_2 , P_2O_5 , Cr_2O_3 (и, конечно, Fe) в ряде пород с возрастающими значениями kF четко отражает приуроченность повышенных концентраций хрома к высокомагнезиальным породам и накопление TiO_2 и P_2O_5 в поздних железистых дифференциатах [49, с. 219].

Позднее, при обилии Mg в кремнемагнезиальной (вместо кремнещелочной) ветви и при понижении температуры сероводородом "улавливается" не только Fe, большая часть которого насыщает железистую ветвь минерализации, но и ближайшие к нему в геохимическом отношении Ni, Cu, Zn, а также некоторые их спутники. Связь Cu и Zn с проявлениями реометаморфического магнезиального метаморфизма неоднократно упоминается в работе С.И. Турченко [116] частично со ссылкой на П. Гейера.

Сидерофильные элементы, как было сказано, обладают неодинаковой и в то же время достаточно заметной способностью к изоморфизму, участвуя в формировании сложных силикатных и окисных соединений. Ведущую роль в данном случае играет высокая температура, повышающая изоморфную емкость минералов в очаге минерализации. С понижением температуры возрастает активность H_2S , CO_2 [148], происходит отделение ряда металлов (Mn, Ni, Co, Cu) от Fe и образование уже не силикатных и окисных, а сульфидных и карбонатных руд. При этом Cu (из халькофильных элементов) чаще всего фракционирует в железисто-магнезиальной ветви дифференциатов. К кремнещелочной ветви тяготеют As, Bi, Mo, Au и некоторые другие элементы, близко стоящие в развернутой таблице Д.И. Менделеева к группе литофилов.

Для катархей характерны рудопрооявления, связанные с магматической дифференциацией и отличающиеся наиболее высокотемпературными минеральными парагенезами преимущественно в рассеянном виде. Оруденение в среднем убогое, однако вследствие глобальной распространенности оно составляло основной ресурс для более поздних рудных образований, формирующихся, как правило, на регрессивном этапе метаморфизма [51]. Но нельзя забывать, что на современной поверхности и вблизи от нее видно главным образом лишь то, что формировалось под покровом многокилометровой толщи пород, а затем подвергалось высокотемпературному региональному метаморфизму в основном прогрессивного типа, не способствовавшему концентрации рудных элементов.

На Кольском полуострове имеются небольшие месторождения железных и титановых руд. Возможно, некоторые из них относятся к катархейским образованиям: "В металлогеническом отношении архейский период характеризуется преимущественно специализацией на железные руды прометаморфического класса (кольская серия, Оленогорское месторождение, Примандровский район), образованием титановых руд — ильменит-магнетитовых и титано-магнетитовых того же класса (Кольвицкий, Сальютундровский районы). В раннеархейских (?) железных рудах почти не наблюдаются образования богатых перетолженных залежей, что связано со слабой выраженностью регрессивной стадии метаморфизма. В архейский период фиксируется лишь ограниченное развитие бедной сульфидной минерализации (пирротиновая вкрапленность в некоторых гнейсах и сланцах кольской и беломорской серий) и образование непромышленных мусковитовых пегматитов (Кольско-Рамозерский район)" [71, с. 60].

Аналогичные руды известны и в других районах Русской платформы. О них будет сказано ниже, при рассмотрении архейских рудных месторождений, из числа которых катархейские выделяются лишь очень условно.

Наборы рудных элементов в интрузивных и эффузивных телах аналогичны, но

средние содержания каждого из этих элементов в составе рудных тел в интрузиях и эффузиях различны. Имеется разница в морфологических особенностях рудных проявлений: в интрузиях наиболее распространенной их формой, как уже говорилось, являются либо пластовые, либо линзообразные скопления с более или менее выдержанными условиями залегания и вкрапленность, в эффузиях, в связи с их большой мобильностью, главенствуют менее постоянные, большей частью рассеянные тела — мелкие стратиформные залежи, гнезда, вкрапленность.

В последнее время большое внимание привлекают процессы метаморфогенного рудообразования, получившего в докембрии особенно большое распространение, вероятно, вследствие относительно малой мощности земной коры, широкого и интенсивного развития тепловых потоков. Обилие поступавшей из недр теплоты создавали приуроченные к куполам своеобразные геохимические системы — концентры, которые обуславливали перемещение куполов в окружающие их прогибы и накопление в них рудного вещества с образованием месторождений. Однако беспорядочное, бесструктурное распространение куполов, игравших роль концентров, и зеленокаменных прогибов, облекавших эти купола, не благоприятствовало в катархее сосредоточенному развитию процесса рудонакопления.

Рудоминеральные типы образованных таким путем катархейских метаморфогенных месторождений не всегда легко отличаются от магматогенных. Это естественно, если учесть, что главными переменными показателями в обоих случаях являются близкие температура минерализации и состав источника рудообразования, определяемые при образовании магматогенных месторождений температурой, составом остывающего расплава и нагретостью его газоводных отщеплений, а метаморфогенных — температурой реометаморфических растворов и составом вмещающих вулканогенно-осадочных пород.

Наиболее высокотемпературные скопления сидеро- и халькофильных элементов, характерные для раннего докембрия, обычно приурочиваются к гранулитовым фациям с температурой $\sim 600^{\circ}\text{C}$, сульфидных — к амфиболитовым с температурой $\sim 500^{\circ}\text{C}$ и ниже [71, 116]. Такие показатели температур метаморфогенного рудообразования очень близки к средним характеристикам температурных условий формирования магматогенных (в основном гидротермальных) месторождений подобного типа. Это подтверждает важнейшее значение теплового режима в определении места и состава руд. Многие исследователи разных регионов считают, что локализация месторождений метаморфогенного типа в большей или меньшей степени определяется термодинамическими условиями метаморфизма, причем ведущая роль принадлежит тепловому режиму, который, в свою очередь, связан с общей геохимической обстановкой в подвижной области и ее тектоническим режимом.

Следует напомнить, что при аутометаморфическом рудообразовании, связанном с основными и ультраосновными магмами, ведущая роль принадлежит также тепловому режиму минерализации. В этом процессе выделяют собственно магматическую ($t > 600^{\circ}\text{C}$), пневматолитическую ($600\text{—}375^{\circ}\text{C}$) и гидротермальную ($< 375^{\circ}\text{C}$) стадии. Аналогичные характеристики метаморфогенных условий можно привести и из области контактово-метаморфического рудообразования.

В катархее толща осадочных пород земной коры только начинала создаваться и, конечно, была очень бедна литофильными металлами в концентрациях, свойственных внутрикоровым магмам орогенных стадий более поздних металлогенических циклов. Катархейские же гранитоидные массивы купольных поднятий создавались в основном за счет метасоматической гранитизации пород основного состава и отличались убогим содержанием литофилов.

Поздний архей, или просто архей (AR₂), начался после наиболее древних процессов складкообразования и гранитизации, приведших к формированию первых протоплатформенных структур примерно около 3,3—3,5 млрд лет назад, т.е. на рубеже протогея и дейтерогея — двух глобальных геотектонических этапов развития земной коры. Второй рубеж такого же глобального значения приходится на конец дейтерогея (около 1700 млн лет назад), ограниченный нижним пределом продолжающегося ныне неогей. Каждый из этих рубежей отличается массовым развитием гранитоидов, коренным изменением ранее созданных тектонических структур и характера метаморфизма.

Породы архейского (ребольского) этапа, образованные за период от 3,3 до 2,6 млрд лет, несогласно перекрывают катархейские; несогласие обычно сильно затушевано позднейшими преобразованиями структур и минерального состава слагающих пород, сохранившихся в грабен-синклинорных зонах, разделяющих поля гранито-гнейсов.

Стратиграфия

На Карело-Кольской территории Балтийского щита глубокометаморфизованные архейские породы Кольского блока представлены в нижней части глино-земистыми гнейсами и основными вулканитами, в средней — чередованием гнейсов и сланцев с железистыми кварцитами и сланцами и в верхней — основными и кислыми (лептитовыми) вулканитами и терригенными породами кольской серии. Предполагается, что их аналогами являются породы серий колмозероворонья, полмос-воронья и кейвской, в каждой из которых внизу преобладают основные метавулканиты с пропластками железистых кварцитов, вверху — средние и кислые лавы и туфы, кварцевые альбитофиры и терригенные породы (рис. 2; см. рис. 1).

Для архейд на Балтийском щите типичен разрез гимольской серии в восточной части Карельского массива, сходный с разрезами парандовской и тикшозерской серий. Здесь количественное превосходство над вулканогенными образованиями принадлежит гнейсовым породам и кристаллическим сланцам, среди которых в основании разреза имеются пересыщенные глиноземом разности, образованные, возможно, в результате метаморфизма древнейших кор выветривания. В качестве базальных образований местами отмечаются конгломераты, аркозы и песчаники, залегающие на гранито-гнейсовом основании. Верхние части разреза гимольской серии, как и в Кольском блоке, представлены вулканогенно-осадочными породами спилито-кератофировой (в том числе и лептитовой) формации с графитистыми (сульфиноносными), слюдястыми, карбонатными сланцами и железистыми кварцитами, прорванными плагиопорфирами и геллефлинтами. Четко наблюдается смена исключительного развития основных вулканитов раннего этапа осадконакопления чередованием их с более кислыми натриевыми [46, 51].

Породы гимольской серии на востоке незаметно переходят в беломорские гнейсы, перекрытые вверху мощной офиолитовой формацией основных недифференцированных лав, ассоциирующихся с телами гипербазитов. Офиолиты резко отличаются от нижележащих пород своими структурами и степенью метаморфизма, что свидетельствует о наличии заметного перерыва между отложениями обеих частей разреза, относящихся, по-видимому, к разным геотектоническим циклам [51].

К той же гимольской серии пород архейского этапа относится формация дифференцированных вулканогенно-осадочных пород с повышающимся к верхним горизонтам содержанием кислых продуктов дифференциации. Это андезит-дацит-липаритовая формация, хорошо известная уральским геологам по закономерной

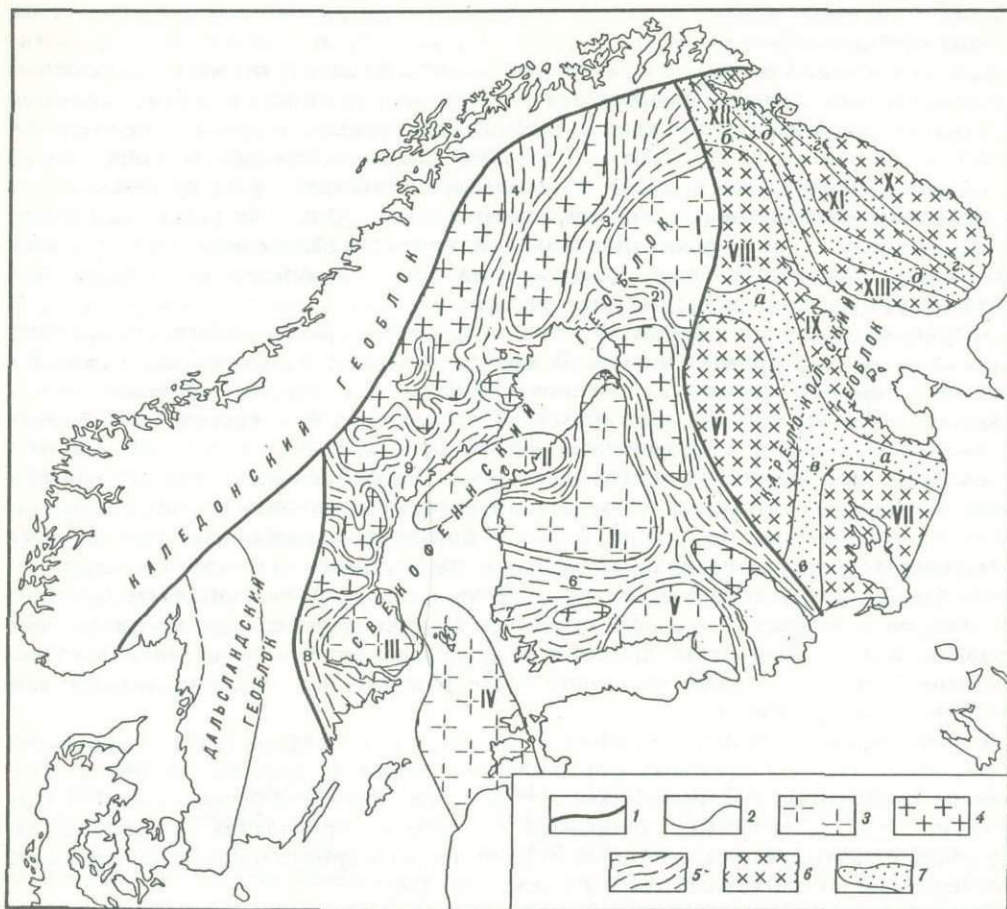


Рис. 2. Схема блокового строения Балтийского щита. Составлена С.И. Турченко на основе карты блокового строения Балтийского щита [51] и схематической карты стратиграфических и тектонических комплексов Финляндии и Швеции [16] с изменениями

1 — межблоковые тектонические швы; 2 — внутриблоковые тектонические швы; Свекофенский геоблок: 3 — блоки (цифры на карте: 1 — Лапландский, II — Центрально-Финляндский; III — Смоленский, IV — Аландский, V — Выборгский); 4 — антиклинальные зоны, зоны гранитизации и гранитоидного магматизма; 5 — синклинали (цифры на карте: 1 — Фенно-Карельская, 2 — Кемь-Рованиemi, 3 — Киттеля-Сондакюля, 4 — Кируна-Арвидъяур, 5 — Шеллефтео, 6 — Тампере, 7 — Ориярви, 8 — Меларен-Фалун, 9 — Норланд); Карело-Кольский геоблок: 6 — мегаблоки (VI — Центрально-Карельский, VII — Онежский, VIII — Ёнский, IX — Чупинский, X — Мурманский, XI — Центрально-Кольский, XII — Лоттинский, XIII — Терский); 7 — мобильно-проницаемые зоны (а — Восточно-Карельская, б — Беломорско-Лапландская, в — Хаутоваарско-Койкарская, г — Кейвеко-Поросозерская, д — Печенга-Имандра-Варзугская)

связи с ней главным образом сульфидного оруденения. На Балтийском щите с ней ассоциируют многочисленные месторождения и проявления железистых кварцитов и серноколчеданных руд. Железное (окисное или сульфидное) оруденение преобладает главным образом в разрезах, обедненных вулканическими породами, тогда как сульфидное оруденение приурочивается в основном к разрезам, обогащенным производными вулканической деятельности [51].

Для Кольского и Карельского блоков показательно проявление углеродистых отложений в крупных концентрациях, что, по-видимому, было связано с обильными поступлениями из недр углеродистых соединений. В архее эти поступления были, вероятно, более концентрированными, чем в катархее, имели четче выра-

женный ориентированный характер вследствие приуроченности к зонам повышенной проницаемости.

Кристаллический фундамент Украинского щита, по современным геологическим и геофизическим данным, разделяется глубинными разломами субмеридионального простирания на пять крупных блоков, отличающихся друг от друга геологическим составом и строением. Различия предопределялись неодинаковыми условиями развития земной коры, по одним представлениям [46], изменявшимися от протогeosинклинальных к протоплатформенным, по другим [110] — от эвгеосинклинальных к миогеосинклинальным и протоплатформенным. О предполагаемом, по геофизическим данным, происхождении блоковой тектоники на Русской платформе говорилось в предыдущем разделе.

Архейские породы, не измененные гранитизацией и гранитоидами, сохранились в синклинорных участках блоков. В числе последних лучше изучен важный в промышленном отношении Приднепровский блок с Криворожско-Кременчугским и Орехово-Павлоградским прогибами на его западной и восточной окраинах соответственно. Здесь к архейским образованиям относятся породы спилито-диабазовой формации, представленные ныне амфиболитами, биотит-амфиболовыми сланцами, гнейсами, слюдястыми сланцами, хлорит- и амфибол-магнетитовыми кварцитами. Входящие в состав формации амфиболиты Белозерского синклинория, по данным Н.П. Семененко, имеют возраст около 3,5 млрд лет, т.е. близкий к упомянутым выше катархейским, железистым кварцитам Западной Гренландии с возрастом 3,7—3,8 млрд лет. Однако первые, судя по положению в разрезе и несколько менее древнему возрасту, по-видимому, как и только что отмеченные железные руды восточной части Балтийского щита, правильнее расматривать как архейские.

Амфиболитовую (спилито-диабазовую) толщу с железистыми кварцитами перекрывает кварц-порфировая формация, состоящая из основных и кислых вулканитов (лептитов), туфопесчаников, гравелитов, кварцито-песчаников. Верхняя часть их разреза, возможно, относится ко времени проявления складчатых деформаций и развития гранодиоритов и гранодиорит-мигматитов, возраст которых, определенный по цирконам, равен 2,8 млрд лет [46].

К протоплатформенным блокам причисляются Вольно-Подольский (Побужье) и Приазовский (Приазовье). Изучены они менее полно, чем Приднепровский блок, и промышленное значение их гораздо меньше. По данным исследователей Украинского щита, породы Вольно-Подольского блока представлены амфиболитами, графит-амфиболовыми и силлиманит-кордиеритовыми гнейсами, безрудными и железисто-кремнистыми породами, кристаллическими известняками и доломитами. Предположительно возраст этих пород архейский, но он может оказаться и раннепротерозойским. Для уточнения вопроса необходимо продолжить структурно-вещественное изучение пород и разрезов.

В Приазовье аналогом спилито-диабазовой формации Приднепровья служит, видимо, песчано-глинисто-базальтовая толща, сложенная главным образом пироксеновыми сланцами, амфиболитовыми и первично-осадочными образованиями с пачками безрудных и железистых кварцитов, встречаются и кристаллические известняки. Кварцево-кератофировой (лептитовой) формации соответствуют здесь метаморфизованные глинистые сланцы, песчаники и магнетитовые кварциты, объединяемые в породы железисто-кремнисто-песчано-глинистой формации.

В геологическом строении Воронежской антеклизы к архею относят породы михайловской серии, залегающие без заметных перерывов и несогласий на гранито-гнейсах и мигматитах обоянской серии, которые считаются катархейскими. В.А. Казанцев (1976 г.) делит михайловскую серию на александровскую (нижнюю) и лебединскую (верхнюю) свиты. В составе александровской свиты выделяются амфиболиты, актинолиты, песчаники, биотит-роговообманковые гнейсы, мигматиты. Лебединская свита содержит кварцевые порфиры и их туфы, кварцево-

слюдистые, кварцево-биотитовые сланцы и роговики с тонкими прослоями магнетитсодержащих кварцитов. Породы александровской свиты характеризуют ранний интервал архейского этапа. Позже образовались породы кварцево-порфировой формации лебединской свиты, складчатые деформации, а также произошло внедрение комплекса интенсивно серицитизированных и местами микроклинизированных и мигматизированных плагиогранитов.

От нижнепротерозойской курской свиты лебединские породы отделяются хорошо выраженной на них корой выветривания, формировавшейся в обстановке достаточно зрелого рельефа в конце архейского времени.

В кристаллическом фундаменте Белорусского массива Н.А. Корнилов и др. [62] к катархею относят щучинскую серию пород (3,5 млрд лет) в составе нижнего гранулит-базитового и верхнего гнейсово-мигматитового подкомплексов. В качестве аналога лопия Балтийского щита они причисляют к архею и околловскую серию пород, в которой бурением обнаружены три свиты: нижняя — амфиболитовая, средняя — железорудная в составе железистых кварцитов и куммингтонитовых сланцев, верхняя — гнейсовая (гнейсы с гранатом, силлиманитом, биотитом, амфиболом) [46]. Следует отметить, что ряд геологов [46] относят околловскую серию не к архею, а к нижнему протерозою; по данным позднейших исследований, по-видимому, это неправильно [62].

Таким образом, приведенные разрезы создают представление о примерном подобии архейских пород (реболит) на Русской платформе. Отличительными чертами их является высокая насыщенность магматическими породами, закономерная последовательность развития геосинклинальных и, по-видимому, редуцированных орогенных формаций.

Тектоника и магматизм

4795
Важнейшей задачей металлогенического анализа является изучение общего характера и времени магматической деятельности. В последнее время геологи получили большой и достаточно достоверный материал по определению абсолютного возраста различных изверженных пород и, следовательно, по выяснению последовательности развития и их роли в метаморфизме, тектонике и рудообразовании.

Наиболее ранние интрузии в начале рассматриваемого этапа представлены главным образом основными и ультраосновными формациями [44, 46 и др.]. На Балтийском щите к ним, вероятно, относятся интрузии габбро, габбро-норитов и анортозитов Кандалакшско-Колвицкого и Лапландского гранулитовых массивов (2,6 млрд лет), основные интрузии Монче-Чуна-Волчьих тундр и др., на Украинском щите — ультрабазитовые залежи с перерывами и ритмами в накоплении, причем в перерывах формируются железисто-кремнистые и сульфидорудные слои в туфах [44]. Здесь к археидам раннего этапа геосинклинального развития относятся, по-видимому, перидотиты и габбро-нориты в составе спилито-диабазовой формации (Вольно-Подольский блок). В Приднепровском блоке среди спилито-диабазовых и кварц-кератофировых пород отмечены межпластовые залежи дунитов, перидотитов, горнблендитов, которые участвовали в складкообразовании вмещающей формации [46].

Как отмечал В.В. Белоусов, поздние этапы геотектонических циклов фанерозоя характеризуются плавными переходами в ранние последующих циклов. Это обстоятельство приходится особенно учитывать в отношении докембрийских циклов, где формационный анализ всегда затруднителен. Поэтому отнесение тех или иных процессов к определенным этапам тектонических циклов в большинстве случаев несколько условно. Возможно также, что в составе одного и того же массива изверженных пород участвуют производные не одного, а двух и более тектоно-магматических циклов, расчленение которых только еще начинается.



В поздней стадии архея образовалась прослеженная в различных участках распространения докембрия группа гранитоидных пород — диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, гранитов. На Балтийском щите гранитоидные комплексы проявляются иногда после образования гипербазитовых интрузий, которые сменяются мощными телами диорит-плагиогранитового состава [140]. Гипербазитовая магма может действовать в таких случаях как подкоровый передатчик тепла, стимулировавший гранитообразование во внутрикоровой зоне [134]. На Кольском полуострове подобные гранитоиды характеризуются широким возрастным диапазоном — от 2,7 до 3 млрд лет (по урано-свинцовому методу), в Карелии от 2,7 до 2,9 млрд лет [51].

На Украинском щите гранитоиды, возможно позднего архея, представлены в Подольской части Волыно-Подольского блока разновидностями от основных до ультракислых пород. Наиболее распространены гиперстеновые граниты-чарнокиты и мигматиты с многочисленными жилами аплит-пегматоидных и существенно калиевых микроклиновых лейкократовых гранитов ультраметаморфического происхождения, сопровождающихся калишпатизацией, альбитизацией и окварцеванием гранитов, гнейсов, мигматитов и основных пород [46]. Из описания гранитоидов следует, что микроклиновые граниты (житомирские) по сравнению с микроклин-плагиоклазовыми (кировоградскими) возникли в более позднюю, скорее всего в раннепротерозойскую, фазу магматизма. Породы обоих типов на территории Кировоградского блока Украинского щита составляют сложный многофазовый комплекс, слагающий характерные для раннего докембрия брахиантиклинальные купольные и валоподобные структуры. Указываемый для комплекса возраст 1800—1900 млн лет, по-видимому, относится к наиболее юным составляющим его породам и наиболее поздним этапам метаморфизма.

Во взаимосвязи с магматизмом и параллельно с ним происходили различные по характеру неоднократные тектонические движения. Особенно типичны для архейского времени складчатые системы, связанные с диапироидными поднятиями гранитоидных магм, приводившие к известным куполовидным структурам. Купольные поднятия вызывали одновременно или почти одновременно вертикальное (радиальное) и боковое (тангенциальное) давление. "Складчатость (имеется в виду ребольская. — В. Ч.) начинается с вертикального раздавливания (радиального сжатия) толщ... и продолжается под действием тангенциального сжатия, приводящего к образованию главных складок кольцевой серии" [51, табл. 9]. Развитие подобных деформаций — также одна из отличительных черт архейской тектоники: создается возможность возникновения перерывов и несогласий под периодическим воздействием эндогенных только вертикальных сил.

Приведенные данные выявляют существование взаимосвязи между архейским гранитоидным магматизмом и складчатостью, в развитии которой магма выступает как основная механическая сила, вызывающая проявление характерных для архея деформационных структур, а также с метаморфизмом и с метаморфогенным рудообразованием, что выражается в строгом сочетании всех названных процессов в пространстве и времени. Рудоносные растворы, или гидротермы, в каждом процессе рудообразования генетически могли быть связанными с остывающим магматическим телом [49] и одновременно иметь в той или иной пропорции метаморфическое происхождение. Реальность таких соотношений между участком магматических и метаморфических растворов в развитии рудных концентраций освещается ниже. Она становится особенно понятной, если проследить ее на примерах контактово-метаморфических месторождений, непосредственная связь которых с магматическим телом ослабевает по мере удаления от "горячих" контактов, хотя и нет оснований говорить о ее полном исчезновении. Примеры удаленных от родоначальных магм контактово-метаморфических месторождений известны на Урале [49], их можно найти и в практике изучения При-

ладожских оловорудных месторождений, где магматизм мог служить источником как метаморфизма, так и рудообразования.

При повторении импульсов магматической деятельности куполообразные вздутия разрастались за счет сжатия межкупольных прогибов и, сливаясь друг с другом, постепенно, под влиянием нараставших в земной коре тангенциальных сил, принимали линейное направление, вытягивались в валообразные складки. Соответственно кольцевые и полукольцевые разрывы, подчиняясь ориентированным движениям, также спрямлялись, увеличивались в глубину и по простиранию, превращались в сложные линейные трещины, зоны разломов, обрамлявшие межкупольные прогибы — палеоавлакогены хаутоваарского, гимольского типа в Карелии, белозерского в Приднепровье. Одновременно с преобразованием отдельных купольных поднятий в массивные валы или гребни под действием тех же сил сжатия толщи вулканогенно-осадочных пород в прогибах, сжатые в разного типа криволинейные никак не ориентированные прерывистые складки, постепенно вытягивались и собирались в складчатые комплексы, параллельные ограничивающим их валообразным поднятиям и окраинным разломам. Так, из бесструктурной массы не связанных между собой прогибов создавались зеленокаменные пояса или зоны, в которых происходила основная концентрация руд сидеро- и халькофильных элементов. Именно с проявлениями первых полей горизонтальных напряжений в земной коре Е.В. Павловский [82] связывает формирование линейной складчатости и зеленокаменных поясов.

Описываемые структуры характерны для архея и протерозоя; они широко проявились в областях современных щитов и фундамента платформы, погруженного под чехлом осадочных пород [51]; образования такого же типа были встречены на Алданском щите и в Становой области. Центральные части крупных кольцевых структур являлись, по-видимому, очагами гранитизации и сопряженного разуплотнения материала первичной базитовой коры. Очевидно, к этому этапу тектонической эволюции относится и заложение некоторых крупных линейных зон (например, Станового разлома) на стыках групп сближенных кольцевых структур [44].

В образованных таким образом прогибах палеоавлакогенного типа накапливались толщи архейских и нижнепротерозойских пород. На современной поверхности такие прогибы имеют сложное, частью кулисообразное распространение в виде узких зон с преобладающими направлениями от меридионального на Украинском щите до северо-восточного и северо-северо-западного на Белорусском массиве и Балтийском щите. В настоящее время они представляют собой корневые части необращенных синклиналий в полях развития более высокометаморфизованных пород.

Разломы по краям связанных с ними прогибов становились мобильно-проницаемыми зонами, проводниками интрузий, тепловых потоков, а также гидротермальных магмато- и метаморфогенных растворов, создававших промышленное оруденение на Балтийском и Украинском щитах, Воронежском и Белорусском массивах.

Переход от кольцевых структур к валообразным или от "нелинейной" тектоники к "линейной", от узколокальных деформаций к региональным и прямолинейным явился крупным прогрессивным шагом в тектонической эволюции земной коры, имевшим большое значение в развитии метаморфизма и металлогении. Постепенно начал формироваться протогеосинклинально-платформенный режим со свойственными ему иными закономерностями развития, сближающимися с фанерозойскими.

Несмотря на периодические поступления в земную кору диапировых магм, доставлявших дополнительное тепло, температурный режим в приповерхностных слоях катархейской коры колебался сравнительно мало. "В целом такая картина отвечает модели метаморфизма погружения и согласуется с представлениями об

однородном тектоническом режиме в раннем архее и таком же тепловом поле со слабовыраженной зональностью по латерали, отвечающей высокой интенсивности метаморфизма" [44, с. 51].

В отличие от катархея архейский метаморфизм имеет четко проявленный зональный характер: наиболее высокотемпературные фации — амфиболитовые и гранулитовые — приурочиваются, как правило, к породам купольных, также брахиантиклинальных складок или образованных из них валоподобных структур. Смежные с ними синклинали, или палеоавлакогены, слагаются в основном породами зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации низкотемпературных ступеней [46, 51]. Связи между брахиантиклинорными и брахисинклинорными зонами во времени и пространстве прослеживаются иногда с полной наглядностью. Например, на Балтийском щите архейские породы парандовской серии (лопий) в Хаутовааро-Койкарском синклинории, представленные кислыми вулканитами, лептитами и сланцами, метаморфизованными до уровня зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, последовательно изменяются и становятся неотличимыми от беломорских гнейсов (архей) смежного антиклинория [51]. Некоторые исследователи Украинского щита допускают, что "спилито-диабазовая формация отлагалась на всей территории Среднего Приднепровья, однако она была впоследствии (в конце архея. — В.Ч.) замещена гранитоидами в антиклинальных структурах" [46, с. 99]. Аналогичны свидетельства Е.В. Павловского, основанные на анализе исследований в различных районах развития раннего докембрия.

Повышение степени метаморфизма обусловило зональное распределение (и перераспределение) рудных концентраций во вмещающих породах вследствие усиленного оттока металлоносных флюидов из зон высокотемпературных фаций в зоны пониженных температур. Я.Н. Белевцев сообщил, что таким путем перемещаются Cr, V, Mn, Fe, Cu, Pb, Zn; содержание их в породах гранулитовой фации составляет 0,09%, а в зеленокаменной фации тех же пород — около 0,16%, т.е. повышается почти вдвое [4, 6 и др.]. В катархее метаморфическая зональность если и проявлялась, то лишь в очень слабой форме, что, естественно, ограничивало в то время и концентрацию названных элементов.

Выше говорилось о связи складчатых нарушений с проявлениями соскладчатого гранитоидного магматизма и разрывных дислокаций, а также магматизма с метаморфизмом и, следовательно, магматизма и метаморфизма с металлогенией. В.П. Петров выделяет в докембрии три цикла метаморфизма: 3,5—3,3; 2,9—2,6 и 2—1,7 млрд лет, которые, по мнению Т.В. Билибиной и В.К. Титова, можно, вероятно, вместе с эпохой 1,3—1 млрд лет распространить на время проявлений метаморфизма во всем докембрии Русской платформы. Приведенные данные о возрасте метаморфизма хорошо согласуются с наиболее достоверными определениями возраста гранитизации и гранитоидных докембрийских интрузий [44, 45 и др.].

В этапы и циклы раннедокембрийского времени, рассматриваемые в данной работе, с гранитоидами связано образование рудных месторождений. Катархейские и архейские граниты, имевшие в основном метасоматическое или ультраметаморфическое происхождение, играли роль калориферов — переносчиков эндогенного типа, что способствовало мобилизации подвижных рудогенных элементов в замещаемых породах. Эти элементы в реометаморфическую стадию переносились газоводными растворами в зеленокаменные прогибы, которые становились весьма перспективными территориями для поисков практически ценных руд чаще сидеро- и халькофильных элементов и значительно реже — литофильных. Такая роль раннедокембрийских гранитоидов отличается от роли послескладчатых гранитоидов, характеризующихся повышенной кремнекислотностью химического состава, резко расширенным спектром "литофильных" руд и антидромной последовательностью стадийного развития связанных с ними рудных месторождений.

Таким образом, катархейские и архейские гранитоидные магмы независимо от их происхождения производили огромную работу по тектоническому, минеральному и металлогеническому преобразованию вещества, его массообмену в литосфере.

Подчиняясь неизвестным пока закономерностям подкоровых процессов, земная кора в разных участках подвергалась периодическим и неравномерным проявлениям магматизма и гранитизации. Неодинаковый уровень гранитизации приводил к разделению коры на протоплатформенные и протогеосинклинальные соответственно более и менее консолидированные блоки, ограниченные разломами глубокого заложения, придающими тектоническому устройству Русской платформы черты крупноблокового строения.

На Балтийском щите в архею значительную консолидацию испытал Карельский блок, состоящий в основном из гнейсо-гранитов, слагающих обширные поля купольных структур, между которыми в узких, относительно прямолинейных синклиналях сохранились, видимо, корневые остатки супракrustальных вулканогенно-осадочных пород в зеленосланцевой и амфиболовой фациях с залежами сульфидных и железных руд. Аналогично построены Кольский и Беломорский блоки, а также сводовое поднятие фундамента платформы на территории Курской магнитной аномалии Воронежского кристаллического массива. Серией сменяющихся протоплатформенных и протогеосинклинальных геоструктур хорошо выражено блоковое строение Украинского щита.

Несколько иным представляется дорифейское геологическое строение Свекофеннского блока, сформировавшегося главным образом в протерозое. Этот блок отделяется от Карело-Кольского тектоническим швом субмеридионального простирания. Данные о составе и строении Свекофеннского блока излагаются ниже, здесь же следует только отметить, что в раннем протерозое произошло более четкое разграничение блоков с преобладающим платформенным и геосинклинальным строением. Примером первых может служить Карело-Кольская группа блоков на Балтийском щите, Кировоградский блок на Украинском щите, примером вторых — Свекофеннский блок (геоблок). На Украинском щите ко времени протерозоя протогеосинклинальные блоки консолидировались, преобразовавшись в "протоплатформенные" массивы с предгорными прогибами по окраинам.

Рудоносность

Архейское время, как было сказано, характеризовалось преобладающим развитием руд сидеро- и халькофильных элементов. Основной рудный компонент того времени — железо, в повышенных концентрациях встречаются титан, ванадий, никель, редко хром, медь и сопутствующие им металлы. Первичные проявления их в архею имели магматическое и вулканогенно-осадочное происхождение и развивались в связи с основным и ультраосновным магматизмом.

Некоторые авторы, основываясь на опыте аналогичных фанерозойских месторождений хром-железо-титановых руд Урала, считают, что заведомо магматические хромиты и титаномагматиты накапливаются, подобно кристаллам мафических минералов, в застывающем массиве, "подчиняясь при этом стратификации и ритмичности. Они составляют неразрывный член серий заведомо магматических пород и формируются при температурах не ниже 800—900°С параллельно с двумя Боуэновскими рядами — мафическим и полевошпатовым (салическим)" [49, с. 187]. Образуются силикатные и (по мере насыщения ими породообразующих минералов) окисные высокотемпературные минералы. В составе железистых силикатов вместе с железом нередко проявляются ванадий, марганец и другие металлы из той же группы.

Одни исследователи [23] объясняют приуроченность к архею руд железа, титана, хрома их генетической связью с базитовыми и ультрабазитовыми породами

раннего докембрия, ссылаясь на пример древних лунных анортозитов, существенно обогащенных упомянутыми металлами, другие [99] считают, что каледонские и герцинские хромитоносные массивы более перспективны в промышленном отношении, чем докембрийские. Вероятно, это обуславливается глубоким метаморфизмом более древних докембрийских пород, поскольку метаморфизм неодинаково воздействует на концентрацию в рудоносных магматических породах железотитановых и хромовых руд.

"Как правило, метаморфизм благоприятствует извлечению титана из железотитановых руд, обуславливая преобразование первично-титаномагнетитовых концентраций в ильменитовые и даже рутиловые. Глубокий региональный метаморфизм докембрийских титаноносных интрузивов является важнейшей причиной исключительной продуктивности докембрия в отношении руд титана. Наоборот, метаморфизм обычно неблагоприятен для руд хромита, вызывая их магнетитизацию, что, по-видимому, служит одной из существенных причин непродуктивности на хромит офиолитов докембрия" [49, с. 220].

В качестве примера архейских месторождений данного типа можно привести ильменит-магнетитовые и титаномагнетитовые концентрации прометаморфического или параметаморфического класса (т.е. преобразованных метаморфизмом) в Колвицком и Сальнотундровском районах Кольского полуострова [71]. С ними сходно месторождение Отанмяки в Финляндии [99], представленное высококачественными ильменит-магнетитовыми рудами, приуроченными к амфиболитам, образованным в результате метаморфизма, рудоносных прослоев габбро в древних гранито-гнейсах. Из руд Отанмяки ежегодно извлекается магнетитовый концентрат с содержанием 1300 т ванадиевой руды. Повышенная ванадиеносность установлена также и в амфиболитах Белорусского кристаллического массива, где в магнетите содержится 0,3% V. Залегание амфиболитов в форме прослоев в гранито-гнейсах свидетельствует, скорее всего, об их эффузивной природе и неоднократном проявлении вулканизма в данном районе.

Железорудные залежи в вулканогенно-осадочных породах являются иным, но генетически родственным описанному типу месторождений железных руд. Основным сидерофильным элементом в них служит почти исключительно железо, что особенно характерно для всей группы сидерофилов докембрия в целом. Источником железа в месторождениях данного типа, по мнению большинства геологов, служат в основном базальтоидные магмы (с породами которых в той или иной форме железорудные месторождения постоянно и тесно ассоциируют), образуя иногда залежи окисных и сернистых руд. Помимо пространственной связи с продуктами вулканизма, генетическая связь рассматриваемых месторождений с магматической деятельностью подтверждается постоянной приуроченностью их к развитию кремнистых туфов и сланцев, хемогенных кварцитов, графита [41, 133 и др.].

Для рудных тел особенно характерна слоистость, обусловленная чередованием тонких прослоев рудного и нерудного вещества. Первичный состав рудных прослоев представлен окисными железистыми или сернистыми минералами, нерудные прослои — силикатами и алюмосиликатами главным образом гидротермального происхождения. Но иногда, особенно в раннем докембрии, наблюдаются и прослои магматических пород; часть этих прослоев местами переходит в прожилки, фиксируя генетическую связь гидротермально-осадочных образований с магматическими. Источником некоторой части минеральных компонентов в прослоях могли служить, вероятно, и осадочные породы.

Средством мобилизации, перемещения и переотложения рудного вещества могли быть термальные растворы как магматической и метаморфогенной, так и вадозной природы. В условиях, где магмы служат основными источниками рудного материала, а их производные постоянно присутствуют в рудном поле, магматические растворы представляли собой, вероятно, главные агенты мобилизации и

переноса рудных компонентов. Возникновение магматических термальных растворов происходило при понижении температуры кристаллизации магматического тела, на регрессивном этапе регионального метаморфизма. В других условиях оба типа рудоносных растворов — магмато- и метаморфогенные — в тех или иных соотношениях между собой могли, очевидно, развиваться и совместно, давая при аналогичных условиях температуры сходные результаты. Давление же, по-видимому, имело здесь второстепенное значение, отражаясь главным образом в изменении минерального (не химического) состава вновь образуемых руд.

Основную массу вулканогенно-осадочных месторождений железных руд на Балтийском щите составляют железистые кварциты. Наиболее изученным из них является Оленегорское месторождение на Кольском полуострове, образованное линзой железистых кварцитов в амфиболитах и гнейсах кольской серии архея; его мощность в центре составляет 250—300 м. Между гнейсами и железистыми кварцитами существуют постепенные переходы. В нижней части вертикального разреза линзы залегают сульфидные (главным образом серноколчеданные) и сульфидно-силикатные слои, верхнюю часть занимают гематитовые и гематит-магнетитовые руды. К окраинам линзы как в горизонтальных, так и в поперечных разрезах оруденение ослабевает [39]. Эта зональность состава, как и слоистость железистых кварцитов, является хорошим признаком их осадочного накопления.

Одни месторождения железистых кварцитов Кольского полуострова залегают в толщах недифференцированных основных супракрустальных пород, другие — среди дифференциатов среднего и кислого лептитового состава. Для первого типа характерны магнетитовые кварциты и маломощные, хотя и многочисленные залежи, для второго — магнетито- и гематитовые кварциты, причем рудные тела их образуют иногда промышленные месторождения [39].

П.М. Горяинов проводит аналогию между условиями образования, составом и возрастом кольских железорудных месторождений и шведского месторождения Кируна, относящихся, как он считает, к одному и тому же, архейскому, возрасту. Как кольские (в том числе и Оленегорское) месторождения, так и месторождение Кируна характеризуются залеганием главных рудных залежей в ассоциации с комплексом лептитовых пород, включающим довольно пестрый состав лейкократовых, преимущественно кислых эффузий. Важная роль лептитовых пород в составе рассматриваемых месторождений железистых кварцитов общеизвестна. Следует обратить внимание на то, что ассоциация лептитов с железистыми минералами фиксирует уже отмечавшуюся связь двух антагонистических ветвей — фельзической и салической — как в петрологии, так и в рудообразовании. Однако причины этой связи еще недостаточно ясны.

В Карелии наиболее исследованным месторождением железистых кварцитов является Костомукшское. Руды здесь представлены главным образом биотитовыми, рибекитовыми и грюнеритовыми магнетитовыми породами, ритмично чередующимися преимущественно с туфогенными кристаллическими сланцами. В южной и северной частях этого месторождения встречаются магнетитовые кварциты с сине-зеленой (вероятно, щелочной) роговой обманкой; тип и условия его залегания близки к описанным для Оленегорского. Костомукшское месторождение расположено в узкой синклинальной структуре между гранитоидными купольными поднятиями. В нем широко развиты вулканиты, отлагавшиеся в водной среде.

Железистые кварциты Костомукшского месторождения занимают верхнюю часть изученного разреза гимольской серии архея [51]. Район месторождения слагается лептитовыми гнейсами, плагиопорфирами, геллефлинтами, кварцево-биотитовыми сланцами, амфиболитами и амфиболовыми сланцами, сменяющими друг друга в вертикальном и горизонтальном разрезах [26, 129].

Тела железистых кварцитов, связанные со спилито-диабазовыми формациями, характеризуются в среднем меньшими масштабами развития, чем тела железистых

кварцитов, ассоциирующих с лептитами. Первые имеют не коровое, а мантийное происхождение [71], что отражается и в различном содержании рудных элементов, свойственных каждому типу месторождения. Породы железисто-кремнистой формации спилито-диабазового типа характеризуются повышенными концентрациями Mn, Ti, Co, Ni, Cr, V, Ge, Zn, Sr, Ga, Mo, тогда как железистые кварциты и вмещающие их породы лептито-порфировой формации — только Mn и Ge.

Необходимо добавить, что лептито-порфиновые формации проявились в зоне развития гимольской серии после отложения спилито-диабазовой, что можно наблюдать в южном окончании этой зоны [129]. В породах спилито-диабазовой формации здесь также наблюдаются железистые кварциты, но в очень слабом невыдержанном распространении по простиранию и мощности, что характерно и для месторождений Кольского полуострова. Костомукшскому месторождению вполне аналогичны Гимольское, Большезерское и другие месторождения Карелии, отличающиеся от первого только меньшими масштабами оруденения.

В геологическом смысле одновременно с титано-железистыми месторождениями или несколько позже них формировались магматические месторождения медно-никелевых руд с магнетитом и другими спутниками. Примером могут служить месторождения Аллареченского никелерудного района на Кольском полуострове. Однако вопрос об их архейском возрасте не бесспорен. А.А. Глазковский и другие геологи считают, что генетически эти месторождения связаны с никеленосными габбро-перидотитовыми интрузиями Печенгского рудного поля, возраст которых установлен как раннепротерозойский, что согласуется с общей металлогенией Балтийского щита, где основные колчеданно-полиметаллические и медно-никелевые месторождения формировались в селецком и свекофенском циклах.

С.И. Турченко полагает, что медно-никелевое оруденение в селецкое время ограничилось собственно магматическим процессом кристаллизации габбро-перидотитов, в свекофенское — развитием в региональном метаморфизме реометаморфических преобразований. "Таким образом, свекофенский период активизации привел к оформлению главной металлогенической особенности Кольской металлогенической зоны — ее сульфидной медно-никелевой специализации" [116, с. 89]. Однако надо оговориться, что нельзя полностью отрицать здесь и возможность повышенной медно-никелевой минерализации в архейское время [94], особенно если учитывать современную корректировку возрастных дат в сторону их повышения [104].

Интересные примеры медно-никелевого оруденения в измененных архейских гипербазитах наблюдаются в Карельском блоке. Здесь был установлен ряд медно-никелевых, медно- и серноколчеданных рудопроявлений в Каменноозерской синклинали между Хижозерским и Нюхчезерским гранитоидными массивами Ветреного Пояса. По С.И. Турченко, синклиналь слагается вулканогенно-осадочными и интрузивным габбро-перидотитовым комплексами. С первыми связано серно- и медноколчеданное, со вторым — медно-никелевое оруденение. В ребольское время (т.е. в архее) эти близкие по химизму комплексы подверглись метаморфизму на уровне зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, причем габбро-перидотиты с сидеронитовой вкрапленностью медно-никелевых сульфидов превратились в тальк-карбонатные сланцы с вкрапленниками пирротина, халькопирита и пентландита. Газоводные растворы на регрессивном этапе метаморфизма способствовали карбонатизации, сульфидизации, образованию жильных и брекчиевидных тел с медно-никелевым оруденением.

Другим примером подобного типа является сульфидно-никелевая и серноколчеданная минерализация в базит-гипербазитовых массивах Хаутоваарского серноколчеданного месторождения. Они прорвали метаморфизованные в зеленосланцевой фации породы хаутоваарской серии (архей), слагающие ряд узких синклинальных

складок, зажатых между гранитоидами и гнейсами фундамента. Возраст базит-гипербазитовых интрузий Хаутоваарского месторождения С.И. Турченко относит к селецкому времени, поэтому оно описывается в следующем разделе, хотя по приведенным выше соображениям не исключено, что и это месторождение начало формироваться в архее.

Залежи серно- и медноколчеданных руд среднего и мелкого масштаба очень характерны для рудных зон Карелии, в меньшей степени — для Кольского полуострова. В Карелии они приурочены к парандовской серии вулканогенно-осадочных пород (архей), развитой в Восточно-Карельской структурно-тектонической зоне металлогенического значения. В строении зоны участвуют последовательно дифференцированные вулканиты базальт-андезит-дацит-липаритового состава, метасадочные, в том числе углеродистые (графитистые) породы. Сопряженное с ними серно- и медноколчеданное оруденение развивалось в связи с тектономагматической деятельностью на протяжении архея и раннего протерозоя.

Типовым примером наиболее значительных архейских (ребольских) сульфидных месторождений в Карельском блоке служит здесь Парандовское месторождение. Как и другие образования подобного типа, оно сформировалось в результате сложных процессов, о которых можно судить по минеральному составу рудных тел и вмещающих пород, а также по наблюдаемым в них метаморфическим преобразованиям.

Руды Парандовского месторождения залегают в составе формации, сложенной туфами, графитсодержащими сланцами с прослоями базальт-андезит-липаритовых вулканитов. В рудных телах, представленных главным образом массивными пиритовыми рудами, часто присутствуют прослои графитистых сланцев, кварцитов и анкеритсодержащих пород. По периферии рудных залежей наблюдаются структуры рассланцевания с приуроченными к ним скоплениями пирротина в форме прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд. Оруденение сопровождается окварцеванием, карбонатизацией и хлоритизацией вмещающих пород. В измененных толщах присутствуют карбонатно-хлоритовые, кварцевые и кварц-карбонатные жилы, в той или иной мере обогащенные халькопиритом, сфалеритом, реже галенитом, явно относящимися к более поздней по сравнению с пирротиновой и пиритовой стадии минерализации.

С.И. Турченко [116] считает, что пирротинное оруденение соответствует прогрессивному этапу метаморфизма. Позднее, после снижения температуры и давления, развился позднещелочной этап регрессивного метаморфизма, обусловивший формирование более поздней прожилковой сфалерит-халькопиритовой минерализации. Все это по условиям образования, составу и последовательности метаморфогенной минерализации напоминает фанерозойские сульфидорудные месторождения Урала и Казахстана, а также (что особенно подчеркивает постоянство процесса) касситерит-сульфидные гидротермальные месторождения Северо-Востока СССР [127].

Сульфидные руды парандовского типа большинство геологов считают метаморфогенными, образованными в результате метаморфизма первичных рудных концентраций, вулканогенных по происхождению и осадочных по способу накопления в бассейне седиментации. Сульфидное железо отлагалось одновременно с окисным или с некоторым отставанием по мере снижения температуры до уровня $< 400^{\circ}\text{C}$, характерного для сульфидообразования [116].

Эффективности процесса благоприятствовало наличие углеродистых слоев, служивших дополнительным источником серы и стимулятором восстановительных процессов. При этом в условиях рассматриваемого процесса режим серы и кислорода был очень непостоянен, в связи с чем окисно-закисные и сульфидные соединения железа иногда сменяли друг друга даже в пределах сравнительно небольших рудных залежей [109].

Обычно, но не всегда, к концу окисно-сернисто-железистой стадии мине-

реализации устанавливается преобладание сульфидных минералов — в основном пирита, пирротина, менее халькопирита, сфалерита. Об этом можно судить по проявлению в конце стадии рассматриваемой минерализации секущих прожилков упомянутых сульфидных минералов. Вместе с тем к концу стадии отложенное ранее рудоминеральное вещество еще более обогащалось нерудными и рудными компонентами, заимствованными из вмещающих пород. При достаточно продолжительном развитии трещин и разломов по ним могли доставляться в пункты накопления ювенильные материалы, характерные и для более поздних стадий минерализации, обогащенные золотом, свинцом, цинком, мышьяком.

Интересный пример взаимосвязанного проявления мафических и салических ассоциаций в рудном процессе представляет собой развитие кольских редкометалльных пегматитов, по-видимому, архейского возраста, для которых "характерна связь с вулканогенно-осадочными формациями, содержащими... кремнистые прослои, местами сильно обогащенные железом (железистые кварциты, джеспилиты, итабириты)" [73, с. 208]. Пегматиты, по тем же данным, образовались за счет привноса термальными растворами щелочей и кремнезема вместе с увлекаемыми ими рудными элементами. В Беломорье особенно продуктивными структурами, контролирующими местонахождение пегматитов, некоторые авторы считают купольные и сводовые антиклинали в их периклинальном залегании [71].

Можно допустить, что в той или иной части пегматитов и их спутников (кварцевых жил) содержится также и золото. Оно присутствует в Восточной Карелии в кварцевых жилах зон регионального окварцевания и альбитизации, секущих метабазиты [71]. Отдельные исследователи относят эти жилы к раннему протерозою, однако результаты изотопных анализов показывают, что геологические объекты, ранее считавшиеся раннепротерозойскими, в настоящее время относятся к архею.

Пространственная близость проявлений мафической (железистой) и салической (кремнещелочной) минерализации характерна для Карело-Кольского региона. Мафическая минерализация отчетливо выражена и легко устанавливается. Салическая же в данном регионе представлена большей частью окварцеванием и окремнением пород, что делает ее менее заметной и обычно не привлекает внимания. Кварцевые жилы в общей сумме кремнистого вещества, по-видимому, имеют небольшое значение по сравнению с его полным объемом. Мафическая и салическая минеральные ассоциации, несмотря на их антиподность, воплощают в себе единство рудообразования: одна ассоциация без другой в едином процессе не проявляется.

Архейские тектонические структуры на Украинском щите сходны с таковыми на Балтийском. Основными элементами геологического строения обоих регионов являются купольные структуры, которым подчинены складчатые сооружения. Межкуповольные пространства представляют собой прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными, в основном архейскими породами, образующими системы складок, обусловленных боковым сжатием и вертикальным давлением поднимавшихся гранитоидных масс.

Весьма показательно и сходство обстановок метаморфизма на территориях обоих щитов, выраженное в закономерном понижении степени метаморфизма в направлении от антиклинальных поднятий, т.е. по существу купольных или куполовидных, к осевым линиям огибающих их синклиналей. В этом направлении метаморфизм понижается по современной поверхности от гранулитовой до зеленосланцевой изограды и ниже в зависимости от денудационного среза и мощности вулканогенно-осадочных отложений. Относительно генетических соотношений между гранитообразованием и метаморфизмом имеются разные точки зрения [37, 82]. Не вдаваясь в их обсуждение, автор принимает точку зрения, согласно которой основным источником энергии, необходимой для реализации наблюдаемых ныне метаморфических и структурно-тектонических преобразований, могли

быть как авто-, так и аллохтонные гранитоидные интрузии, залегающие в ядрах купольных поднятий. На Украинском щите, как и на Балтийском, известны или предполагаются катархейские, архейские и раннепротерозойские гранитоиды, участвовавшие в сложении купольных ядер, в гранитизации и метаморфизме окружающих пород.

Геологическому составу и строению щитов соответствует и сходство наблюдаемых в обоих регионах металлогенических черт. Оно проявляется в полном господстве сидеро- и (менее) халькофильных рудных элементов, что согласуется с широким развитием в участках их распространения базитовых и ультрабазитовых магматитов. Сходство выражается также в одинаковой приуроченности основной части архейских рудных месторождений к синклинальным прогибам, к породам, метаморфизованным преимущественно в низкотемпературных фациях, которым соответствуют температуры магматогенных или метаморфогенных растворов, несущих оруденение. Отсюда и аналогия в минеральном составе и последовательности развития отдельных стадий минерализации, очень сходной с последовательностью, известной из полевых и экспериментальных исследований в области гидротермальных месторождений.

Ранняя стадия металлогенического цикла на Украинском щите, как и на Балтийском, связана с обильным накоплением вулканогенно-осадочного материала с основными и ультраосновными интрузиями. В магматических породах локализуются иногда повышенные концентрации Cr, Ni, Fe, Ti, Cu, характерные для аналогичных по типу фанерозойских месторождений. К гранитоидным интрузиям сложного кировоград-житомирского комплекса, относящимся, скорее всего, к одному из поколений архейских гранитов, создающих обширные поля мигматитовых пород [90], тяготеют многочисленные типы пегматитов, близких по составу к карело-кольским.

Основную ценность на Украинском щите представляют железорудные месторождения, содержащие в Приднепровском блоке промышленные раннепротерозойские и архейские железные руды. Распространение других рудных полезных ископаемых, связанных с базальтоидными и гранитоидными магмами, отличается преимущественно рассеянным экстенсивным характером в основном непромышленных руд.

Выше отмечалось, что в блоковом строении Украинского щита выделяются две группы блоков — протогеосинклинальные (Приднепровский с краевыми зонами прогибов и Одесско-Белоцерковский) и протоплатформенные (Волыно-Подольский, Кировоградский и Приазовский) со свойственными каждой из них структурно-формационными различиями. Из двух протогеосинклинальных блоков наиболее изучен и практически важен Приднепровский блок. Среди архейских первично-осадочных пород преобладают метаморфизованные породы большой мощности, мелкоземистые (флишоидные), иногда значительно обогащенные углеродистым веществом, а также пластовые залежи железисто-кремнистых отложений.

Протоплатформенные блоки по сравнению с протогеосинклинальными отличаются меньшим распространением вулканогенных пород, особенно основного состава, более крупнозернистым сложением осадочных отложений и повышенной степенью метаморфизма, представленного здесь в основном амфиболитовыми и гранулитовыми фациями. Для протоплатформенных блоков характерны регионально пониженные значения магнитного поля и гравитационных показателей, приходящиеся на самые крупные в Украинском щите массивы гранитоидов.

Различия в геологическом строении и геофизической характеристике протогеосинклинальных и протоплатформенных блоков отражаются и на особенностях их металлогении. Протогеосинклинальные блоки отличаются резко повышенным развитием месторождений сидерофильных элементов. Напротив, их очень мало на территории протоплатформенных блоков, металлогенический профиль которых склоняется в сторону литофильных элементов, связанных с интрузиями кислых

магм и особенно с пегматитами. Роль последних в относительном и абсолютном распространении свойственных им руд, редких и редкоземельных элементов с течением геологического времени неуклонно повышалась именно в протоплатформенных блоках, хотя промышленных объектов здесь пока не обнаружено.

В чередовании на Украинском щите блоков разного структурно-тектонического типа просматривается первое проявление геосинклинальной зональности в распределении сидерохалькофильных и литофильных руд, характерной для фанерозоя, если учесть, что протоплатформенные блоки в древних геосинклинальных системах играли роль интенсивно гранитизированных антиклинорных структур. В фанерозое они занимают главным образом приосевые зоны геосинклиналей, но могут, очевидно, образовывать в них и ориентированный вдоль оси геосинклиналей ряд антиклинорных зон.

По генезису среди архейских руд выделяются магматогенные в составе собственно магматических и гидротермальных месторождений и вулканогенно-осадочные. И те и другие подвергались неоднократному метаморфизму, сопровождавшемуся перераспределением рудного вещества с той или иной степенью концентрации или рассеяния. Наибольшее практическое значение имеют архейские гидротермально- или вулканогенно-осадочные месторождения железных руд. Из них самым изученным является здесь Белозерское месторождение в сложном синклинальном прогибе, ограниченном антиклинальными структурами субмеридионального, относительно выдержанного простирания. В северном направлении продолжением этих структур служит Конкская синклиналь.

Белозерскую синклиналь, или синклинальную зону, слагают в основном архейские породы спилито-диабазовой и (что особенно важно для сопоставления с металлогенией Карело-Кольского геоблока) сланцево-кератофировой формаций. Они представлены метаморфизованными лавами и туффитами с пачками кварц-серицитовых и карбонатных сланцев. Изотопный анализ, проведенный калий-аргоновым методом, показал, правда с некоторой долей условности, архейский возраст пород спилито-диабазовой формации. Железистые породы не образуют здесь самостоятельной формации, они как бы подавляются "интенсивной вулканической деятельностью, свойственной раннему этапу развития геосинклинали" [90, с. 129]. Рудные концентрации отсутствуют также и в залегающей выше сланцево-кератофировой формации. Джеспилитовые породы с богатыми железными рудами (джеспилитовая формация) проявляются только после затухания или по крайней мере резкого ослабления вулканической деятельности.

Разрез джеспилитовой (железисто-роговиковой) формации включает серицитовые и кварцит-хлорит-магнетитовые сланцы с прослоями туфового материала и кварцитов, а также мартитовые и гематит-мартитовые кварциты с хлорит-магнетитовыми прослоями и залежами богатых железных руд [90]. Очень редко в составе руд отмечаются отложения серного колчедана.

Породы Белозерской синклинальной зоны содержат пластовые интрузии ультрабазитов и мигматизируются гранитоидами, которые по положению в разрезе и структурно-тектоническим соотношениям, вероятно, следует сопоставлять с ребольскими гранитоидами Карелии с возрастом ~2,8 млрд лет. Они вместе с более ранними, катархейскими гранитоидными интрузиями слагают ядра куполовидных структур, отчетливо выделяющихся на геологических картах Украинского щита. Со временем их развития синхронизируется образование на Украинском щите архейской мегантиклинорной складчатой горной области [100].

Образование Белозерского железорудного месторождения подтверждает правомерность ранее высказанных представлений в пользу вулканогенно-осадочного происхождения докембрийских железистых кварцитов [41]. Их промышленные концентрации возникают после дифференциации базальтоидного магматизма, с которым связано оруденение до стадии контрастного вулканизма с выделением лептитовых или лептито-порфировых железисто-кремнистых формаций. Становит-

ся очевидным, что наиболее эффективный процесс рудообразования происходит в периоды затухания вулканической деятельности, а не самого высокого ее напряжения, свойственного, вероятно, начальному, или спилито-диабазовому вулканизму. Это естественно, если представить себе, что основным рудообразующим фактором магматического источника руд служит выделение мафической и салической ветвей минерализации. Первая из них является в данном случае (т.е. для концентрации железа) рудообразующей, а вторая — рудоподротавливающей.

На примере Белозерского месторождения видны переходы от непромышленных пачек железистых кварцитов спилито-диабазовой формации к залежам кондиционных руд в породах лептито-порфирирового типа, что не оставляет сомнения в единстве их вулканогенно-осадочного происхождения. Этот факт важен потому, что железистые кварциты лептито-порфирирового типа настолько близки к описываемым дальше кварцитам железисто-кремнисто-сланцевого типа Криворожско-Кременчугской геосинклинали, что Я.Н. Белевцев приписывает им одинаковое происхождение, но не вулканогенно-осадочное, как следует из предыдущего, а нормально-осадочное (не вулканогенное). С последним не согласуется взаимосвязанность между собой всех членов упомянутого ряда железисто-кварцитовых формаций от спилито-диабазовой через спилито-кератофирировую, лептито-порфирировую до железисто-кремнисто-сланцевой, наблюдаемых в Белозерской, Конкской, Сурской зонах и в Криворожско-Кременчугской геосинклинали. Детальные разрезы этих рудоносных формаций приводились в работах исследователей Криворожья, в частности Н.П. Семененко [102]. По этим разрезам в связи с последовательностью переходов формаций в указанном направлении хорошо прослеживается неизменное обогащение их кремнеземом и повышение степени отделения железа от кремния одновременно с увеличением дифференцированности магматического очага. И с этой точки зрения проявление лейкократовых пород можно рассматривать как положительный показатель подготовленности очаговых сред к рудообразованию, свойственному той или иной ветви минерализации.

Спектральный анализ железных руд Белозерского месторождения и вмещающих пород показал достаточно широкое распространение Mn, Ni, Co, Ti, Cr, Zr, Cu, Pb, Zn, Ge, Ca, Y, Sr, Ba [90], т.е. тех же элементов, что и в аналогичных месторождениях на Балтийском щите. Это подчеркивает сходство геохимии источников и обстановки формирования, а в целом — сходство металлогении обоих регионов, единство закономерностей развития и основ прогнозирования рудных месторождений на их территории.

По результатам многочисленных анализов были составлены таблицы, иллюстрирующие соотношения привноса—выноса различных элементов при гранитизации амфиболитов. Как и следовало ожидать, исходя из принципа контрастности, в данных условиях выносились железо, магний, кальций, а также углерод и вода. Вынос титана и марганца устанавливается недостаточно определенно. Вынесенные элементы замещались в амфиболите щелочами, глиноземом и кремнеземом в количестве, возрастающем со степенью гранитизации, которая, в свою очередь, взаимосвязанно при глубинном метаморфизме стимулирует мобилизацию и переотложение железа. При этом накопление рудного вещества "контролируется главным образом понижением температуры" и "осуществляется водными растворами, мобилизованными в процессе метаморфизма" [90, с. 147—148].

Можно себе представить, какую громадную роль играла гранитизация в процессе рудообразования в архее, когда с ней связывалось формирование и обособление в виде самостоятельного слоя гранито-гнейсовой оболочки земной коры, причем "гранитоидная часть коры представляет собой продукт дифференциации корового, а не мантийного вещества, хотя первоисточником литофильных элементов, в частности SiO₂ и щелочей, несомненно являлись бедные ими базальтоидные... вулканы" [28, с. 9].

Именно в архее и раннем протерозое при высокой температуре тепловых потоков и газодонных растворов, а также при небольшой глубине гранитизации создавались, по-видимому, неповторимо благоприятные условия для образования месторождений железных руд, взаимосвязанных по правилу полярности с лейкократовыми, особенно лептитовыми породами.

Температурный показатель оруденения очень важен. Его значение отмечалось для периода развития окисно-сернисто-железистых руд, когда с понижением температуры осаждение окисного железа при прочих благоприятных условиях сменяется отложением сульфидов железа, меди и в дальнейшем полиметаллов.

Главным носителем рудного вещества и передатчиком тепловой энергии служили газодонные растворы с постепенно понижающейся в течение застывания магмы температурой. За это время рудные растворы могли неоднократно возобновляться и в соответствии с постепенным снижением температуры давать начало закономерно сменяющимся стадиям минерализации. Основной из них является здесь окисно-сернисто-железистая стадия, названная по наименованию основных участвующих элементов. Главное полезное ископаемое, связанное с ее развитием, представлено железистыми кварцитами.

Никелевое и кобальтовое оруденение в схеме последовательного стадийного рудообразования формируется дважды: в ранний (собственно магматический) этап, когда большая часть сидерофильных элементов, в том числе и хром, может находиться в изоморфной связи с силикатами основных и ультраосновных пород (фаза широкого рассеяния рудных элементов), и позднее, в сульфидорудный этап в ассоциации с медью и реже с другими халькофилами (фаза рудообразования).

На Украинском щите нет значительных сульфидорудных месторождений, архейский возраст которых устанавливался бы однозначно. Большая их часть, по-видимому, относится к послепроархейскому времени. Примером таких месторождений могут служить залежи колчеданных руд в Кременчугской железорудной зоне, где они представляют собой типоморфные минералы железосульфидной фации, ассоциирующей с окисно-железистой и железисто-карбонатной фациями раннепротерозойского возраста [90].

В промежутке времени между окисно-сернисто-железистой и полиметаллической стадиями минерализации на Украинском щите проявилась салическая ветвь минерализации, контрастная по отношению к предыдущей — магнево-железистой. О ее присутствии свидетельствуют, вероятно, кварцевые и кальцитовые гальки с вкраплениями и прожилками сульфидов, наблюдаемые в конгломератах верхних пластов нижней свиты нижнепротерозойской криворожской серии. "Материал этих конгломератов поступал за счет эрозии существенно кварцевых пород... Возможные остатки этих более древних (очевидно, архейских) пород могут быть встречены среди поля мигматитов и гранитов восточнее Криворожской полосы" [90, с. 109].

В архее на Украинском щите, как и на Балтийском, установлены узлы пегматитов керамической и редкоземельной минерализации, тяготеющие в своем распространении преимущественно к купольным структурам, или антиклинорным зонам.

Архейские геологические структуры Приднепровского блока (Большого Кривого Рога) на севере резко прерываются Днепровско-Донецкой впадиной и вновь появляются при дальнейшем прослеживании к северу в пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Состав пород и тектоника территории ВКМ в катархее и архее сходны с геологическим строением Карельского блока, но изучены слабее. Б.М. Петров характеризует эту территорию в геоструктурном отношении как развигшееся в течение катархей, архей и раннего протерозоя сводовое поднятие. "Распространенные здесь в фундаменте шовные прогибы рассматриваются как типичные палеоавлакогены... на воздымавшемся участке

платформы" [84, с. 42], что очень характерно для блоков протоплатформенного типа вообще и для Карельского массива в частности.

Сходство геологических черт обоих районов определяет и естественную близость происхождения и минерального состава свойственных им рудных образований. В числе последних ведущую роль также играют сидерофильные элементы и прежде всего железо. Однако максимум распространения железных руд КМА приходится не на архей, как в пределах Карело-Кольского геоблока, а на ранний протерозой, как на Украинском щите.

Выше отмечалось, что на территории ВКМ к катархейским породам геологи относят отрадненские кристаллические сланцы и гнейсы основного состава обоянской серии с базитами и ультрабазитами, слагающими до 60% разреза. Архейские породы (к ним с некоторой долей условности относится михайловская серия) представлены более разнообразными по составу и происхождению образованиями, содержащими высокоглиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы с углеродистым веществом [90]. В верхней части архея присутствуют кварцевые порфиры, их туфы и туффиты с тонкими прослоями магнетит-содержащих пород.

Концентрации железных руд в катархее и архее не имеют промышленного значения. В архее они встречены в связи с лептитовой формацией в форме тонких прослоев магнетит- и гематитсодержащих прослоев в железистых кварцитах. Основными минералами являются кварц, магнетит, гематит, с которыми ассоциируют грюнерит, актинолит, биотит, калиевый полевой шпат, из второстепенных — тальк, пирит, пирротин, халькопирит; акцессорные — апатит, турмалин. Безрудные прослои характеризуются кварцевым и кварц-амфиболовым составом; с увеличением содержания амфибола количество кварца соответственно уменьшается.

Архейский (сергеевский) интрузивный комплекс, сложенный в той или иной степени метаморфизованными ультраосновными породами, содержит неравномерно рассеянную вкрапленность зерен хромита, сульфиды Cu, Fe, Ni. С постмагматической деятельностью связано образование хризотил-асбеста. Сульфидная минерализация развита в форме вкрапленников и тонких прожилков пирита, пирротина, пентландита, кубанита, валлерита постмагматического происхождения. Никель иногда проявляется в качестве изоморфной примеси в магнезиально-железистых силикатах [130].

Весьма показательными для сравнения с золоторудными проявлениями на Украинском и Балтийском щитах представляются осадочные и гидротермальные рудопроявления золота в базальных горизонтах курской серии нижнего протерозоя, хорошо сопоставимой с криворожской серией Украинского щита. Базальный горизонт представлен здесь кварцевыми песчаниками с пластами конгломератов [71]. Конгломераты олигомиктовые с кварцевой галькой и сульфидно-серицит-кварцевым цементом.

Судя по описанию, надо полагать, что по крайней мере большая часть кварцевых галек представляет собой продукт размыва архейских жил, образованию которых, вероятно, предшествовало проявление железных и сульфидных руд окисно-сернисто-железистой стадии минерализации. Здесь же на оруденение описанного типа в отчетливой форме накладывается развитие гидротермальных жил с золотом, наблюдаемое в зонах дробления конгломератов в связи с интенсивным окварцеванием метапесчаников. Формирование таких жил относится в основном к завершению окварцевания, в ранний этап следующего за архейским селецкого металлогенического цикла. Об этом свидетельствуют гидротермальные образования в Криворожско-Кременчугской рудной зоне, где можно видеть, как кварцевые и кварц-сульфидные жилы следуют за появлениями протерозойской окисно-сернистожелезистой стадии минерализации. Одновременно, в геологическом понимании, происходило насыщение кремнием и золотом железистых кварцитов Криворожья.

"Литофильный" тип архейского оруденения проявлен на территории Воронежского массива очень слабо соответственно относительно низкому уровню общей щелочности потенциально пегматитоносных гранитов, в частности содержания калия. И то и другое повышалось в рудных телах более позднего образования по мере последовательного развития гранитоидного магматизма одновременно с ростом содержания редких и малых металлов — Sn, Mo, Ba, Sr [71]. Самые благоприятные условия для формирования таких комплексов создавались в антиклинорных или близких к ним по развитию гранитизации протоплатформенных зонах, где проявлялись наибольшее распространение гранитоидного магматизма и максимальная интенсивность метаморфических процессов [71].

Металлогенические черты Белорусского кристаллического массива (БКМ) хорошо увязываются с аналогичными чертами Украинского щита и Воронежской антеклизы. Здесь также известны купольные структуры, или брахиантеклинали, с высокой степенью гранитизации и метаморфизма слагающих пород. Часть их вошла в состав протоплатформенных и протосрединных массивов, часть же переработалась при последующем метаморфизме и "поглотилась" в синклиниях, шовных прогибах или палеоавлакогенах разной подвижности с преобразованными до гнейсовой и амфиболитовой фаций древнейшими вулканогенно-осадочными комплексами.

В литологическом и металлогеническом отношении показательно наличие вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых формаций и габброидных интрузий с титано-магнетитовыми рудами. В настоящее время в пределах БКМ известны два рудных месторождения архейского возраста, типичных для выявленных здесь докембрийских рудопроявлений: Новоселковское — ильменит-магнетитовых руд и Околовское — железистых кварцитов. Оба относятся к непромышленным месторождениям вследствие залегания на относительно большой глубине от поверхности. Большой практический и теоретический интерес представляют собой расположенные в гранито-гнейсах соседних районов Литвы трубообразные залежи магнетитовых руд, связанных с ультраосновными породами.

Габброидные формации с титаномагнетитовой и в отдельных участках с более поздней медно-никелевой сульфидной минерализацией характерны для металлогении синклинальных структур эвгеосинклинального типа. Слагающие эти структуры вулканогенно-осадочные породы представлены кварц-кератофириновыми и андезитово-базальтовыми формациями с широким распространением туфов, содержащих сульфидорудные проявления [71]. С габброидами подобной формации связано Новоселковское ванадийсодержащее ильменит-магнетитовое месторождение в Гродненской области. Габброидный массив пересекается рудной зоной северо-восточного простирания, согласной с залеганием вмещающих пород. Рудные тела зоны разделяются слаборудными или безрудными участками.

В.Е. Островский, А.С. Махнач и другие исследователи на основании изучения минерального состава магнетитоносных пород БКМ пришли к существенно различающимся выводам о генезисе месторождений ильменит-магнетитовых руд. В.Е. Островский считает их производными метаморфизма, А.С. Махнач относит к магматогенным образованиям. Причиной разногласия служит, очевидно, уже подчеркнутая выше возможность рудообразования под действием химически близких магматогенных или(и) метаморфогенных гидротермальных растворов, подчиненных одинаковым закономерностям. Морфология же и объемы рудных тел определялись характером путей продвижения или просачивания минерализующих растворов, их химизмом, термодинамическими условиями отложения руд и пр.

Образование ильменит-магнетитовых руд происходило в условиях низкотемпературной субфации амфиболитовой фации при регрессивном метаморфизме и связано главным образом с гранитизацией, приведшей, по В.Е. Островскому, к замещению всех темноцветных минералов полевым шпатом и кварцем. В месторождениях новоселковского типа отложение полевого шпата и кварца сопро-

вождается насыщением горячего раствора железом и титаном (мафическими элементами). Сброс железа и титана по мере снижения температуры системы сочетается с обогащением терм кремнеземом, щелочами (салическими элементами), галоидами, что подтверждается образованием "в связи с процессами рудогенеза хлорсодержащих минералов — апатита и скаполита". И далее: "Последовательность рудного минералообразования следующая: магнетит + ильменит — пирротин + халькопирит I — пирит I — сфалерит + галенит — пирит II + халькопирит II — маркизит" [71, с. 134]. Температура рудообразования 380—440°С.

В синклиналих (синклинорных) структурах миогеосинклинального типа сосредоточивались осадочно-вулканогенные формации с меньшим, чем в синклиналях эвгеосинклинального типа, содержанием вулканитов и с подчиненными залежами магнетитовых кварцитов. В вулканитах местами наблюдается интенсивная пирит-халькопиритовая минерализация.

Околовское месторождение в Столбцевском районе Минской области служит примером залегания железистых кварцитов, первичное вещество которых отложилось в миогеосинклинальных бассейнах. Рудные залежи входят в объем шашковской толщи околовской серии метаморфических пород, относящихся к архею [62]. В составе толщи пачки железистых кварцитов чередуются со слоями метабазитов общего северо-восточного простирания.

Для морфологии рудных тел этого месторождения характерны столбообразные блоки гематитовых (мартитовых) руд, близких по содержанию к наиболее богатым залежам руд Криворожско-Кременчугской зоны. В вулканогенно-осадочных породах Белорусского массива наряду с железистыми кварцитами наблюдается также колчеданное оруденение в форме интенсивной пиритовой минерализации с халькопиритом.

Приведенные черты металлогении БКМ касались рудообразования в синклиналих (синклинорных) структурах. Как и следовало ожидать, по аналогии с ранее рассмотренными регионами металлогения антиклинальных структур Белорусского массива, характеризуемых гранитоидным магматизмом, отличается развитием пегматитов и кварцевых жил, которые в той или иной степени могут оказаться заслуживающими внимания [62]. По аналогии с металлогенией ранее описанных районов можно предположить, что кварцевые жилы на Белорусском массиве проявлялись неоднократно и представляли собой в рудном процессе обязательный член в серии закономерного чередования мафических и салических ветвей минерализации.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Стратиграфия

В раннем протерозое на территории Карело-Кольского мегаблока Балтийского щита выделяются два этапа развития земной коры, ограниченные нижним пределом возраста 2600 ± 200 и верхним — 1750 ± 100 млн лет. Их разделяет изохронная поверхность 2200 ± 150 млн лет, отвечающая большому перерыву [16], разграничивающему селецкий (2,6—2,1 млрд лет) и свекофеннский (2,1—1,7 млрд лет) периоды, соответствующие двум металлогеническим циклам — селецкому и свекофеннскому, или ранне- и позднекарельскому. Оба возрастных подразделения объединены Ч.Б. Борукаевым и др. [13] в афебский этап в рамках отмеченных выше хронологических границ — 2600 и 1750 млн лет нижней и верхней соответственно. Во избежание разночтения фенно-карельский тектоно-магматический этап далее будет условно называться селецко-свекофеннским надциклом (он охватывает весь ранний протерозой — 2,6—1,7 млрд лет) в отличие от свекофеннского цикла (который начинается с окончания селецкого цикла и занимает по времени вторую половину раннего протерозоя — 2,1—1,7 млрд лет). Таким образом, структура и

породы, относящиеся к селецко-свекофеннскому надциклу в целом, примерно соответствуют фенно- или свекофенно-карелидам [46].

Учитывая данные современной литературы и недостаточную определенность разграничения двух намеченных выше раннепротерозойских циклов, автор считает необходимым вкратце остановиться на описании структурно-литологических комплексов, сформировавшихся на территории Балтийского щита в течение раннего протерозоя. Особого внимания заслуживают те события в данной отрезке геологической истории, которые относятся к рудообразованию и металлогении. Можно предположить, что перерыв и несогласие между толщами пород селецкого и свекофеннского циклов по времени развития соответствовали тектоническим процессам, которые как бы подготовили здесь более крупное по интенсивности и масштабам проявление диастрофизма на рубеже раннего и позднего протерозоя, намечавшегося Н.С. Шатским, А.В. Пейве и другими известными геологами.

Конец архея ознаменовался ребольскими складчатыми движениями по всей Русской платформе. Большую роль в образовании складок играли диапироидные поднятия гранитоидных магм, сообщавшие структурным формам характерный для архея брахиальный характер. Близкое к глобальному специфическое раннеархейское [76] неустойчивое состояние земной коры предопределяло рассеянное и также повсеместное (переходившее от нелинейного к линейному) развитие куполовидных, или брахиальных, складок. Инверсионного обращения складчатых поясов, типичного для последующего времени, не происходило, не было и самих поясов как пространственно обособленных и ориентированных тектонических структур. Эндогенная энергия как бы расходовалась на подъем не горных хребтов, а многочисленных брахискладок с гранитоидными ядрами.

С поднятием и расширением куполов неразрывно связаны такие процессы, как сжатие и усложнение межкупольных складок, возобновление процессов гранитизации и различного типа метаморфизма пород, что способствовало в конечном счете наращиванию гранитоидного слоя, консолидации корового вещества. Неравномерность процесса гранитизации приводила к разделению коры на блоки с повышенной и пониженной мощностью гранитоидного слоя, что создавало их гравиметрическую неуравновешенность, разрешавшуюся по мере накопления напряженности разрывными нарушениями на границе двух блоков с разными гравитационными показателями. Так, по-видимому, образовывались первые блоки — протогеосинклинальные с менее мощным и более поднятые протоплатформенные или протосрединные с более мощным гранитоидным слоем земной коры. Совершенно естественно, что структурная зональность порождала металлогеническую. Разрывные нарушения, сопоставляемые с зонами сочленения блоков, имевших разные гравитационные параметры, образовывали крупнейшие геоструктуры, определяющие развитие мощных рудных поясов с месторождениями сидеро- и халькофильных металлов. Их можно рассматривать как прототип будущих (в основном фанерозойских) геосинклинальных зон, связанных с глубинными разломами по окраинам геосинклиналей [127] и внутригеосинклинальных рвов, придающих металлогении геосинклиналей зональный характер, или характер геосинклинальной рудной зональности [48].

Разрезы нижнего протерозоя, и особенно его переходы к подстилающим и перекрывающим породам, в большинстве своем нуждаются в дополнительных исследованиях. Причины этого известны, главные из них — глубокий и неоднократно повторяющийся метаморфизм, ограниченная применимость палеонтологического метода и др.

Разрезы селецко-свекофеннского тектоно-магматического надцикла относительно подробно изучены в восточной части Балтийского щита. В Карело-Кольском геоблоке достаточно четко выявляется несогласие с заметным перерывом залегания вулканогенно-осадочных пород нижнего протерозоя (сумия) на лопийских образованиях архея.

Моложе всех пород селецкого цикла Ю.И. Лазарев считает спилито-диабазовую (офиолитовую) формацию ятулий-суйсария [104], покрывающую сумийские породы: ее можно рассматривать как производную начальной стадии свекофеннского цикла. Начало свекофеннского цикла достаточно определенно приурочивается к 2,1—2,2 млрд лет, конец — к 1,7—1,8 млрд лет после отложения пород ладожской серии, метаморфизованной около 1,6—1,9 млрд лет назад, и вепсия, т.е. до полной консолидации региона. Эпоху в пределах возраста 1,65—1,7 млрд лет М.А. Семихатов [104] считает уникальной, по масштабам отвечающей кратонизации континентальной коры того времени, и надо прибавить, после наиболее полного развития древнейших геосинклинальных систем [104].

Расшифровка стратиграфии региона, основанная на формационном анализе проявлений инициального магматизма, "по-видимому, имеет принципиальное значение для установления границ основных тектоно-магматических циклов по сериям отложений" [51, с. 34]. Дальнейшее изложение геологической истории основывается на принятии этого вывода с учетом поправок, сделанных в стратиграфической шкале нижнего протерозоя М.А. Семихатовым [104], объединившим сумий с сариолием и ятулий с суйсарием и включающим в шкалу нижнего протерозоя ладожскую серию между вепсием и ятулием.

Формирование части разреза лопия (спилито-диабазовая формация), которую Ю.И. Лазарев относит к началу селецко-свекофеннского надцикла, т.е. к сумию, в Карело-Кольском геоблоке начинается с обилия подушечных лав, которое он считает характерным. С лавами тесно связаны интрузивы габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций. В Северном Приладожье спилито-диабазовая формация перекрывается вышележащими вулканогенно-осадочными породами, в основании которых пластуется глиноземистые сланцы. В Западной, Центральной и Северной Карелии на той же формации залегают сходные по составу филлитовидные хлорит-серицит-кварцевые, актинолитовые углистые (графитистые) ритмичнослоистые сланцы с вулканитами и известняками, сменяясь более молодыми кварцевыми порфирами, риолитами, кератофирами. Сумий завершается тектоно-магматизмом с проявлениями анатексиса и куполообразования (2,3—2,5 млрд лет).

В начальной стадии свекофеннского тектоно-магматического цикла наблюдается хорошо прослеживаемое угловое и часто азимутальное несогласие, заметные перерывы в осадконакоплении и кора выветривания. В основании ятулийских—суйсарских отложений, перекрывающих несогласие, установлены породы спилито-диабазовой формации, вполне аналогичные сумийским. Выше в разных районах Карелии в тех или иных количественных соотношениях пластуется кварцито-песчаники, карбонаты, шунгитовые (графитистые), глинистые и песчаные сланцы, туфопесчаники, основные лавы и метадиабазы. Местами песчаники и глинистые сланцы окрашены в красный цвет. Иногда в них встречаются прослои гематитовых руд (онежская серия юга Карелии).

Сопоставляя схемы корреляции докембрийских толщ, Л.И. Салоп [101] приходит к выводу, что по полноте и представительности разрез свекофеннид (2,2—1,7 млрд лет) на территории Карельской АССР можно, по-видимому, назвать стратотипным не только для Балтийского, но и для других щитов мира.

Описанные породы испытали в разных частях разреза одинаковый метаморфизм, степень которого, однако, не может служить критерием для определения их возраста. В целом для разреза нижнего протерозоя Карелии (снизу вверх) характерно укрупнение зернистости обломочных пород, сокращение участия мигматитов, локальное развитие красноцветных пачек, гематитовых руд, возрастание участия мелководных субплатформенных отложений местами с косой слоистостью, знаками ряби, трещинами усыхания, свидетельствующих о наступлении завершающей стадии тектоно-магматического цикла, своеобразной молассо-подобной формации. Для изучения металлогении района и времени ее проявления

примечательны высокая магнезиальность карбонатных отложений, приуроченность к ним гематитовых руд, иногда графита, а также исчезновение в стратиграфической колонке пород железисто-кремнистых руд типа джеспилитов [46, 76, 101, 116].

На Кольском полуострове рассмотренные здесь свекофенниты хорошо коррелируются с породами печенгской серии, известной в пограничной зоне СССР — Норвегия. Они залегают на архейских гнейсах и представлены базальными конгломератами, песчаниками, кварцитами, филлитами, песчанистыми сланцами, вулканитами основного состава с интрузиями базитов и ультрабазитов и гранитоидами, возраст которых, по калий-аргоновому и модельно-свинцовому методу определяется в 1,9—2 млрд лет. Выше расположены доломиты со строматолитами и онколитами, основные недифференцированные лавы, кварцевые порфиры, орто- и альбитофиры с туфами и туффитами. По литологическому составу к ним близка толща свекофеннит центральной части Кольского полуострова, известная под названием имандра-варзугской серии мощностью до 8—10 км [101].

В Восточной Финляндии аналогом селецко-свекофеннитских пород является комплекс отложений, развивающихся на поверхности размыва кольских и беломорских гнейсов, пород гранулитовой формации, а также лопийских вулканогенно-осадочных, различно метаморфизованных толщ. Местом накопления комплекса служили депрессии архейского рельефа. В основании вулканогенно-осадочных пород залегают преимущественно полимиктовые конгломераты, нередко с корой химического выветривания, кварциты, кварцито-песчаники, метавулканиты. Выше, на стратиграфическом уровне калевия (возможный аналог сумия), наблюдаются филлиты или слюдистые сланцы, часто ритмичнослоистые, графитистые.

Выше калевия, по крайней мере в Восточной Финляндии, залегают грубые обломочные отложения. Некоторые финские геологи принимают их за молассу в составе метаморфизованных аркозов, конгломератов и кварцитов районов Юракка и других, однако, по мнению Л.И. Салопа, положение этих отложений в разрезе спорно [101].

Хорошо изученным районом развития селецко-свекофеннит Финляндии служит сланцевая зона Тампере на юге Финляндии [46]. В нижней части разреза залегают ритмичнослоистые слюдистые сланцы и филлиты со ставролитом и андалузитом, аркозы, граувакки (основные и средние эффузивы здесь коррелятивны с сумийскими отложениями), а в верхней его части — терригенные породы, основные и средние вулканиты, возможно с ятулием и вессием Центральной Карелии. В Финляндии пока не наблюдались самые нижние части селецко-свекофеннского надцикла, известные в Северной Карелии под названием тунгудско-надвоицкой серии отложений из конгломератов, аркозов и вулканитов, представленных шаровыми лавами основных пород, переходящими кверху в кварцевые порфиры, кератофиры.

К северу от зоны Тампере (Похъянмаа) среди пород, относящихся, по-видимому, к нижней части селецко-свекофеннского разреза, над слюдистыми сланцами и гнейсами залегают известняки, графитистые сланцы и кварциты, в том числе и железистые. К литологическим аналогам этих пород, вероятно, принадлежат встреченные в той же зоне Тампере амфиболовые сланцы с графитистыми породами и известняками, перекрываемые кварцитами, содержащими наряду с сульфидами магнетитовые слои и марганцевые минералы [46].

В Фенно-Карельском поднятии (Центральная Финляндия) характерны два параллельных пояса относительно близких по составу слабометаморфизованных пород — Кайнуу и Кухмо-Суомуссалми, простирающихся субмеридионально. В основании доятулийских (сумийско-сариолийских) пород преобладает толща кварцево-роговообманковых полосчатых (туффитовых) сланцев, полевошпатовых амфиболитов и габбро-амфиболитов. Предположительно в верхних горизонтах с ними сочетаются залежи графитистых сланцев с сульфидами, нередко из-

вестняков, а на юге поднятия — железистых кварцитов. Их перекрывает толща биотит-кварцевых слюдястых и филлитовидных хлорит-серицит-биотитовых сланцев, часто ритмичнослоистых, иногда с гранатом и ставролитом [101]. Выше залегают толщи аркозов, полимиктовых конгломератов, местами с гранитной галькой, основные вулканиты, шаровые лавы. Можно предполагать, что отмеченные толщи представляют собой в той же последовательности раннюю, среднюю и позднюю стадии селецкого цикла с резко редуцированной или не проявленной конечной стадией (2,3—2,1 млрд лет).

Вышележащие ятулийско-суйсарские образования слагаются метадиабазами из трех толщ с выклиниванием на юг [46]. Как и в селецком цикле, их сменяет толща кварцитов, филлит-доломитовых пород и углистых филлитов. Повторное проявление терригенных (филлитовых, флишоидных) толщ наблюдается в стратиграфических разрезах селецко-свекофенских образований Северной Швеции на уровнях 2,1 и 1,8 млрд лет. Возраст ограничивающих их нижнепротерозойских лептит-геллефлинт-формаций составляет соответственно 2,4 и 2,1 млрд лет.

С изложенными данными согласуются современные геологические построения, относящиеся к финской Лапландии, хотя многое еще подлежит уточнению. В основании нижнепротерозойских отложений залегает своеобразная конгломератовулканическая толща, расположенная, видимо, в зоне долгоживущих разломов. В этой толще в разных районах финской Лапландии, помимо кварцитов, содержатся аркозы, сланцы, туффиты, верхний возраст которых равен 2,1 млрд лет (окончание селецкого цикла). Кверху эти породы переходят в толщу, где преобладают известняки и доломиты с прослоями кварцитов, в том числе и джеспилитового типа, обогащенные марганцем и графитистым сланцем. Возраст карбонатных пород определяется в 2,1 млрд лет, т.е. он близок к завершающей стадии селецкого цикла. В основании свекофенского разреза наблюдается либо кора выветривания на мигматизированных гнейсо-гранитах, либо второй нижнепротерозойский конгломератовый горизонт с вулканитами и гипабиссальными интрузиями основного и ультраосновного состава. На них залегают амфиболовые сланцы, кварциты со слоями доломитов, лав, представляющие собой, видимо, серию последовательно сменяющихся формаций свекофенского цикла.

С описанными разрезами селецко-свекофеннид Карело-Кольского региона и Финляндии удовлетворительно сопоставляются соответствующие разрезы пород Швеции. В основании шведских селецко-свекофеннид залегают вулканиты, среди которых в том или ином количестве присутствуют многочисленные маломощные залежи и слои кварцитов, карбонатных и железисто-карбонатных пород, графитистых сульфидоносных сланцев. В Центральной Швеции и в районе Норланда среди вулканитов преобладают породы кислого липарит-риолит-дацитового состава, по господствующему развитию которых весь комплекс вулканогенно-осадочных образований именуется здесь лептит-геллефлинтовым с возрастом не древнее 2,2 млрд лет [46]. Лептит-геллефлинтовая формация перекрывается флишоидной (серии мялар и ларсбо) с графитистыми сульфидоносными сланцами и железистыми кварцитами; флишоидная формация распространена во всех районах, где развиты селецко-свекофенниды.

Интересным, хотя и спорным, является положение второй лептит-геллефлинтовой формации в составе риолитов, кварцевых порфиров, порфиритов, кварцитов, песчаников, сланцев и известняков (возраст более 1750 млн лет), залегающей выше филлитовой. Ю.И. Лазарев помещает обе лептит-галлефлинтовые формации (первую и вторую) на уровне архея (соответственно гимольская серия реболид и сумий СССР), что еще раз подчеркивает возможность проявления одинаковых серий на разных горизонтах разрезов. Вторая лептит-геллефлинтовая формация, как указывает Ю.И. Лазарев, по-видимому, железных руд не содержит, но именно к зоне ее сочленения с первой лептит-геллефлинтовой формацией приурочено большинство сульфидорудных месторождений Шеллефтео.

Одновременно со второй лептит-геллефлинтовой формацией развивались слабо-дислоцированные кластические образования молассового типа — кварциты и кварцито-песчаники с признаками дельтового, потокового и прибрежного происхождения (1800—1900 млн лет). "Таким образом, единая лептит-геллефлинтовая формация распадается на две, при этом обнаруживаются гнейсо-сланцевые комплексы терригенного типа, более древние, чем нижняя вулканогенная рудоносная формация" [46, с. 57].

В шведской Лапландской зоне свекофеннид (район Норботтен) нижний горизонт лептит-геллефлинтовых отложений занимают железистые кварциты, известняки, графитистые сланцы, филлиты группы Виттанги и зеленокаменная толща в составе основных лав, туфов, кварцитов и лептитов. По Э. Велину [16], они, по всей вероятности, относятся к сланцевому поясу карелид, простирающемуся от Ладожского озера через Финляндию в Северную Швецию. Породы пояса, по данным Э. Велина, представлены "конгломератами, кварцитами, доломитовыми известняками, филлитами слюдяными сланцами и основными метавулканическими породами" [16, с. 53]. Они описаны "в районе Хапаранда, как и во многих других районах Северной Швеции, например, местами в районе Кируна" [16, с. 53]. Их возраст, вероятно, соответствует началу свекофеннского цикла, но может оказаться и древнее. Э. Велин условно принимает его равным 2,1 млрд лет.

В районе Кируна широко распространены кварцевые порфиры, на которых залегают кластические породы; возраст тех и других находится в интервале времени 1,7—1,6 млрд лет [16]. Метаосадочные породы в районе Шеллефтео Э. Велин рассматривает как карельские образования досвекофеннского времени, однако этот вопрос требует дополнительного изучения.

Учитывая приведенные данные о нижнепротерозойских породах Балтийского щита, можно сделать некоторые обобщения, отметив в то же время недостаточность фактических данных, обусловленную прежде всего огромным объемом материала, относящегося к геологическому времени, в 8 раз превышающему фанерозой, сходством пород разных циклов, высокой степенью метаморфизма и т.д.; весьма сказывается и относительно ограниченное количество определений абсолютного возраста, хотя в последнее время оно быстро пополняется.

1. В селецко-свекофеннском надцикле выделены два этапа — селецкий и свекофеннский. Они характеризовались примерно одинаковой последовательностью проявления различных вулканогенно-осадочных толщ на ранней и средней стадиях развития подвижных зон. Им свойственно очень слабое развитие конечных стадий, объясняемое в основном физическим состоянием земной коры, затруднявшим в условиях интенсивного куполообразования и гранитизации создание крупных линейно-вытянутых тектонических структур и форм рельефа и соответствующих им типов осадконакопления. С возрастом линейность приобретала все более четкое структурно-тектоническое выражение, а с ним развивались и посторогенные типы седиментации.

2. Очень показательна приуроченность кремнисто-железистых формаций к определенным участкам разреза. Кремнисто-железистая формация проявляется обычно после развития спилито-диабазовой (офиолитовой) и углисто-сланцевой (графитистой) с тем или иным количеством прослоев карбонатов и изверженных пород. В этом отношении она становится важным коррелятивным членом ряда последовательно сменяющихся формационных типов ранней и средней стадий геосинклинального развития.

3. Наблюдается отмечавшаяся выше пространственная и хронологическая связь между магматизмом и отложением кремния и углерода. Подтверждается высказанное ранее предположение о том, что развитие железных руд начиналось в связи с проявлением дифференцированных магм, в данном случае широким распространением лептитов, кварцевых порфиров, а также предположение о генетической

сопряженности первичных железистых и кремнисто-железистых пород с магматизмом, точнее с постмагматическими процессами.

4. Сульфидные руды проявлялись в связи с повышением химической активности серы и восстановительных реакций. Об этом свидетельствует преимущественная приуроченность сульфидных руд к породам, содержащим углеродное вещество: к углистым (графитистым) филлитам и сланцам, а также к горизонтам и участкам пониженных температур минерализации.

В целом надо сказать, что практически все упомянутые здесь породы и руды подверглись тем или иным более или менее значительным перемещениям, метаморфизму, скарнированию, перекристаллизации, происходившим главным образом под действием минерализующих вод магмато- и метаморфогенного происхождения.

Большой материал по стратиграфии протерозоя накоплен исследователями Украинского щита, особенно в его средней части, в пределах Приднепровского блока.

На западной окраине наиболее изученного здесь Приднепровского блока, в Криворожско-Кременчугском синклинии (палеоавлакогене), нижнепротерозойские породы представлены метаморфизованными образованиями геосинклинального типа. Они слагают комплекс криворожской серии, включающей известные железорудные месторождения Криворожья и состоящей из пяти свит (снизу вверх): новокриворожской (K_0), скелеватской (K_1), саксаганской (K_2), гданцевской (K_3^1), глееватской (K_3^2). Эти породы подробно описывались Я.М. Белевцевым, Н.П. Семененко, Е.И. Каляевым и др.; их общая мощность около 15 км.

В состав новокриворожской свиты входят магматические и первично-осадочные породы, отвечающие ранней и средней стадиям развития подвижных зон в составе спилито-диабазовой, кварц-кератофировой, терригенной, джеспилитовой формаций. По составу и последовательности проявления эти породы заметно сходны с описанным выше комплексом пород ребольского (архейского) этапа тектогенеза в средней части Карельского блока. Последние по времени две свиты криворожской серии — гданцевская и глееватская, представленные лагунными и молассовыми отложениями поздней стадии развития подвижных зон, отделяются от трех более ранних свит крупным несогласием.

По Н.П. Семененко, спилито-диабазовая формация в Приднепровском блоке подразделяется на четыре возрастные группы (от более древних к более юным): конкскую, верховцевскую, чертомлыкскую и криворожскую. К раннепротерозойской (криворожской) группе относится формация, представленная апоспилитами с бластоофитовыми и миндалекаменными структурами, местами с характерной шаровой отдельностью. Химические анализы этих пород свидетельствуют о соответствии их составу океанических, местами щелочных оливиновых базальтов. Подчиненную роль среди них играют амфиболовые сланцы, метапесчаники, метагравелиты. Несколько позднее образуется кварц-кератофировая формация, которая слагается кварцево-сланцевыми и хлоритовыми сланцами с межпластовыми залежами апоперидотитов и других метаморфизованных базитов и ультрабазитов.

Выше несогласно залегают терригенные отложения, представленные конгломератами, кварцито-песчаниками и филлитами скелеватской свиты криворожской серии. Их возраст, определенный урано-свинцовым методом, составляет 2,6—2,7 млрд лет. В пределах Криворожско-Кременчугской зоны Приднепровского протогеосинклинального блока они метаморфизованы на уровне зеленосланцевой фации, тогда как в прилегающем на западе Кировоградском протоплатформенном блоке их метаморфизм достигает амфиболитовых и гранулитовых фаций [46].

Скелеватская свита согласно перекрывается саксаганской, состоящей из железисто-кремнистых и сланцевых горизонтов. Первые слагаются многочисленными

железистыми, кварцевыми и силикатными прослоями, группирующимися в ритмы различных порядков. В нижней части свиты кремнезем насыщает толщу глинистых или аспидных сланцев и местами проявляется в виде кварцевых прослоев в массе кремнисто-сланцевых пород. Среднюю часть свиты занимают пачки железисто-кремнистых пород, чередующиеся с пластами различных сланцев с кварцевыми прослоями. "Чистые" железисто-кремнистые породы практически не содержат примесей терригенного материала, заключая в себе только FeO , Fe_2O_3 , $SiO_2 + H_2O + CO_2$ [26]. Разделяющие их прослои сланцев слагаются в той или иной степени окремнелыми пелитовыми, туфогенными отложениями с тонкими прослоями кварца, количество которых в верхней части свиты становится преобладающим.

Железисто-кремнистая, или железисто-кремнисто-сланцевая, формация саксаганской свиты составляет основную промышленную ценность пород Украинского щита. Геологией и генезисом криворожских руд занимались многие геофизики и геохимики, собравшие огромный фактический материал. Однако отдельные вопросы условий образования и развития этих руд до сих пор остаются дискуссионными. Отметим некоторые особенности размещения и состава рудоносных пород Криворожско-Кременчугской геосинклинальной зоны.

1. Наиболее полный разрез железисто-кремнистой формации содержит до восьми железито-кремнистых (с незначительными сланцевыми прослоями) пород общей мощностью до 1500 м [26].

2. По минеральному составу и структуре железисто-кремнистые породы резко отличаются от вмещающих, в которые они переходят, как правило, путем увеличения количества безрудных кварцитовых прослоев и общего снижения насыщенности пород железом.

3. Н.П. Семененко в числе рудоносных формаций Криворожья выделяет четыре типа, различающихся по составу, выдержанности оруденения и пространственной связи с породами базитовой магмы: железисто-кремнисто-метабазитовый, железисто-кремнисто-кератофировый, железисто-кремнисто-кератофиро-сланцевый и железисто-кремнисто-сланцевый. При переходе от железисто-кремнисто-метабазитовых формаций к железисто-кремнисто-кератофировым, по Н.П. Семененко, отмечается повышение сравнительной выдержанности железисто-кремнистых прослоев. Последние, по мнению большинства исследователей Украинского щита, являются продуктами гидротермальной деятельности базитового магматизма, которые откладывались в водных бассейнах. Наибольшая же устойчивость минерализации и морфологии свойственна рудным пачкам железисто-кремнисто-сланцевых формаций, которые характерны для Криворожско-Кременчугской геосинклинали и по своему минеральному составу, а также положению в стратиграфическом разрезе служат закономерным продолжением развития во времени первых трех формаций.

4. Генетическая близость упомянутых формаций подтверждается, как уже говорилось, наличием переходов между ними, наблюдаемых иногда в одной и той же рудной зоне и даже на месторождении. На их основании можно построить следующий ряд синклиналей (синклинориев) с месторождениями, воплощающими в себе черты эволюции характера рудоносности от железисто-кремнисто-базитовых формаций к железисто-кремнисто-кератофировым и железисто-кремнисто-сланцевым: Конкская — Белозерская (архейские) синклинали — Криворожско-Кременчугский (протерозойский) синклинорий. Каждому последующему члену ряда свойственны дополнительные черты развития соответственно росту объема терригенного материала за счет сокращения туфогенного и лавового.

5. В минеральном составе пород приведенных рудоносных формаций также наблюдается определенное сходство и вместе с тем закономерная постепенность изменений, выражающихся в смене окисно-железистых минералов — магнетита и гематита — сульфидными. Сульфидные руды образуют либо пластовые за-

лежи, занимающие определенные стратиграфические горизонты в кремнисто-железистых формациях в Кременчугской рудной зоне [46], либо жильные трещины в сводах антиклинальных и синклинальных складок. В составе сульфидорудных тел того и другого типа из рудных минералов присутствуют главным образом пирит, пирротин, сидерит, из нерудных — хлорит, роговиковый кварц, карбонаты. В жильных (гидротермальных) телах, помимо приведенных рудных минералов, встречаются небольшие концентрации сульфидов полиметаллов, иногда с примесью никеля, кобальта, висмута, молибдена и других металлов.

6. При прочих равных условиях переход от окисно-железистой минерализации к сульфидной свидетельствует о снижении температуры рудного (вулканогенно-осадочного или гидротермального) процесса. Это положение отвечает общему металлогеническому развитию региона в пределах архея—раннего протерозоя и прежде всего — постепенному ослаблению роли магматических процессов. Снижение температуры рудообразования не могло не вызывать возраставшее в течение цикла увеличение трещиноватости и проницаемость системы, что способствовало рассеянию эндогенного тепла в верхних слоях литосферы.

На саксаганской свите криворожской серии с резким перерывом отложений и несогласием залегает гданцевская свита карбонатно-углистых пород. В их состав входит толща доломитовых (иногда с графитом) мраморов, сланцев и гнейсов, кварц-карбонатных и кварц-биотитовых сланцев. Основание толщи слагают базальные кварцито-песчаники с магнетитовым цементом; выше залегают железистые сланцы и кварцито-песчаники — продукты размыва (?) джеспилитовой формации, разрабатываемые здесь как минеральное сырье. В углестом (графитистом) материале сланцевых пород установлено вещество синезеленых водорослей, в котором еще сохранились углеводороды. Изотопные анализы углерода подтвердили его органическое происхождение [46].

Западнее Кривого Рога углеродистые породы с переходом в область протоплатформенного Кировоградского блока замещаются графитистыми гнейсами. Возможность таких переходов следует иметь в виду при сопоставлении возраста пород различных ступеней метаморфизма в разных геоструктурах.

Вышележащая глееватская свита криворожской серии представлена конгломератами, кварцито-песчаниками и различными сланцами. Грубообломочное сложение пород, огромная мощность (до 2000 м) и положение в разрезе позволяют рассматривать их в качестве молассовых образований. Вместе с тем в породах гданцевской и глееватской свит найдены микрофитолиты (онколиты, катаграфии, корициумы, различные микрофоссилии), комплекс которых сопоставим с ятулием Балтийского щита [7, 46], содержащим прослой массивных гематитовых руд [101]. Это позволяет предположить, что крупное несогласие и перерыв отложений между саксаганской и гданцевской свитами отвечают по времени орогенной стадии селецкого геотектонического цикла, выраженной здесь интенсивной складчатостью и гранитизацией, предятулийский возраст которых должен равняться примерно 2,1 млрд лет. Такая дата соответствует окончанию селецкого цикла на Балтийском щите. Позднее, на раннепротерозойском (селецко-свекофенском) этапе, на Украинском щите отлагались только рассмотренные выше лагунные и молассовые осадки посторогенной стадии. Во время их образования зона осаднения — Кировоградский блок — представляла собой геоструктуру с устойчивыми движениями положительного знака во внутренней части и с прогибанием окраинных зон. Другие значительные отложения посторогенного типа, относящиеся к нижнему протерозою, пока неизвестны.

Краткая характеристика нижнепротерозойского разреза, приведенная выше, относится к Приднепровскому протогеосинклинальному блоку, с которым по структурно-тектоническим показателям и первичному составу очень сходен Белоцерковско-Одесский протогеосинклинальный блок. Оба блока отделяются друг от друга Кировоградским. Последний по составу слагающих его пород

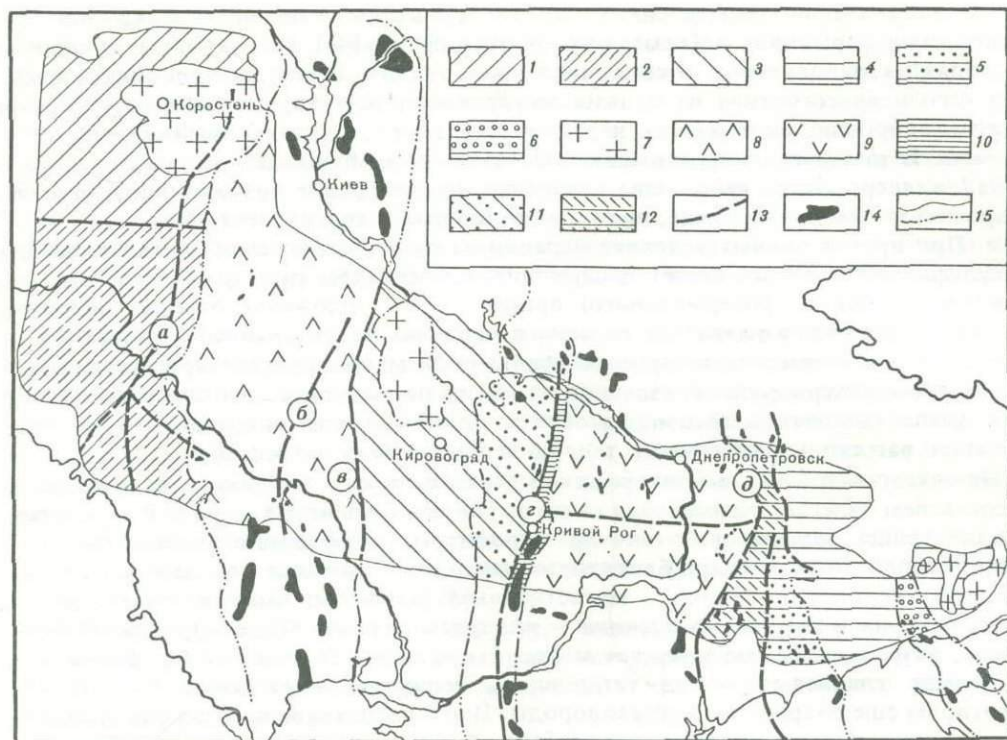


Рис. 3. Геотектоническое строение Украинского щита ([46] с упрощениями)

Протоплатформенные блоки: 1 — Волынский, 2 — Подольский, 3 — Кировоградский, 4 — Приазовский, 5 — Западно-Приазовская зона; 6 — Мангушская зона; 7 — массивы рапакиви и гранитоидной щелочной формации в протоплатформенных блоках. Области протогоеосинклинального режима: 8 — нерасчлененная Белоцерковско-Одесская геосинклинальная ветвь. Геосинклинальная система Большого Кривого Рога: 9 — внутренняя эвгеосинклинальная область, 10 — внутренняя — Криворожско-Кременчугская — зона краевого прогиба, 11 — внешняя — Западно-Ингулецкая — зона краевого прогиба на протоплатформенном основании Кировоградского блока. 12 — внешняя — Орехово-Павлоградская зона; 13 — глубинные разломы: а — Житомирский, б — Восточно-Уманский, в — Бугско-Мироновский, г — Криворожский, д — Орехово-Павлоградский; 14 — магнитные аномалии, вызванные железистыми породами; 15 — условная граница Украинского щита и геотектонических подразделений

сопоставляется на Украинском щите с двумя другими блоками платформенного типа — Волыно-Подольским и Приазовским [110] (рис. 3).

Геологическую основу Кировоградского блока составляют гнейсифицированные первично-вулканогенно-осадочные, в том числе и спилито-диабазовые породы, представленные биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами. Возраст гнейсификации, по определению калий-аргоновым методом, составляет 1740—1980 млн лет, что в переводе на периодизацию тектоно-магматических событий на Балтийском щите соответствует примерно гранитоидному магматизму в период окончания селецкого цикла. Гнейсы слагают здесь криволинейные и спрямленные в субмеридиональном направлении синклинали, соподчиненные с антиклинальными куполообразными массивами, сложенными существенно микроклиновыми гранитами и мигматитами. Абсолютный возраст гранитов (1750—2200 млн лет [46]), очевидно, включает время образования как синскладчатых, так и послескладчатых гранитов. Надо полагать, что именно под их воздействием углеродистые породы гданцевской свиты Приднепровского блока превращены по восточной окраине Кировоградского блока в графитистые гнейсы. Возможно, только часть графитистых гнейсов имеет такое же происхождение в Одесско-Белоцерковском и других блоках.

Основным различием между составом приповерхностных слоев протоплатфор-

менных и протогеосинклинальных блоков Украинского щита служит гораздо более выдержанная высокая степень полиметаморфизма первых, выраженная в широком распространении различных гнейсов и мигматитов; определение их первичной природы и времени образования представляет пока большие трудности. Характерно обильное присутствие гранитов, с которыми связано развитие обширных площадей гранитизированных и мигматизированных пород, слагающих поля присущей раннему докембрию "купольной" тектоники.

В пределах Воронежской антеклизы криворожской серии Украинского щита по составу и положению в разрезе соответствует курская серия нижнего протерозоя, сложенная олигомиктовыми и мономиктовыми кварцевыми метапесчаниками с пластами металлоносных конгломератов [71], лежащих на коре выветривания михайловской серии (AR₂). В нижней части (стойленская свита) серия представлена конгломератами, гравелитами, метапесчаниками и метаалевролитами (иногда с доломитами), филлитами и аспидными сланцами. Возраст циркона из цемента конгломератов и кварцитов курской серии (2730—2750 млн лет) указывает, вероятно, на время метаморфизма исходных пород нижележащего этажа [46].

Породы верхней части серии (коробковская свита) представлены горизонтами магнетитовых, меланослюдково-магнетитовых, карбонато-магнетитовых кварцитов, разделенными горизонтами гранатовых, амфибол-биотитовых, нередко углеродистых филлитов и филлитовидных сланцев. В антиклинальных зонах эти породы переходят в кварц-железисто-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы.

Курская серия перекрывается оскольской, в основании которой обнаружены признаки перерыва и кора выветривания, где залегают конгломераты с галькой железистых кварцитов и серицит-хлорит-гематитовые руды обломочного типа (роговская свита). Для вышележащих свит (тимской и курбакинской) характерно присутствие углистых (графитистых) сульфидоносных сланцев, туфопесчаников и карбонатных пород невыдержанной мощности и распространения. Встречаются также прослой шунгитов. Важным показателем обстановки накопления обеих свит служат замещения (и перекрытия) осадочных пород основными и кислыми эффузивами и их производными [25, 46].

Помимо описанных образований, в состав нижнего протерозоя включаются воронцовская серия и байгоровская свита (толща). Однако стратиграфические соотношения их с оскольской серией изучены недостаточно. Возможно, они в той или иной части повторяют различные участки верхов оскольской серии (тимская свита). Вместе с тем по последовательности слагающих пород они удовлетворительно сопоставляются с ятулийско-суйсарским разрезом на Балтийском щите, аналогичным разрезу оскольской серии.

Нижняя толща воронцовской серии выражена амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и метавулканитами основного, среднего и кислого состава. Верхняя песчанико-сланцевая толща составлена филлитовидными, местами углистыми, гранат-ставролит-биотитовыми сланцами, филлитами и гнейсами [46].

Байгоровская свита слагается туфопесчаниками, туфогравелитами и туфоконгломератами. В основании толщи в составе конгломератов присутствуют гальки основных и средних эффузивов, кварцевых порфиоров, реже — обломки гранитоидных пород, туфосланцев, кварца.

Возраст пород курской, оскольской и воронцовской серий, определенный калий-аргоновым методом, устанавливается в пределах 1850—2000 млн лет, что, по-видимому, близко ко времени проявления регионального метаморфизма этих пород и гранитоидного магматизма волотовского типа [46].

На Белорусском кристаллическом массиве, как уже отмечалось выше, развитие околоской серии, сопоставляемой с лопием Балтийского щита, относится в настоящее время к архею, а не к нижнему протерозою, как предполагалось раньше. Из пород, образовавшихся после околоской серии, известны кварциты белевской свиты, относящиеся, по-видимому, к рифею, т.е. к верхнему протерозою.

Конец архея на Балтийском щите характеризовался мощными тектоническими процессами, определившими новые структурные формы земной коры и их дальнейшее развитие в протерозойских циклах. Для выяснения истории геологических событий наряду с изучением стратиграфических разрезов важное значение имеет определение времени и характера проявлений магматической деятельности в их увязке с общегеологической обстановкой. Сейчас в связи с получением новых геологических данных и особенно определений абсолютного возраста в нижней протерозой на Балтийском щите включаются (снизу вверх): отложения сумия (с сариолием), ятулия (с суйсарием), ладожской серии и вепсия, образованные в интервале примерно 2,6—1,7 млрд лет, т.е. в границах афебского тектономагматического этапа. Сопоставление данных о магматизме и стратиграфии отдельных регионов и всей платформы в значительной мере уточнит не только возрастные данные, но и связанные с ними решения других вопросов геологии и металлогении.

Сравнительно недавно, как уже говорилось, взгляды геологов на время проявления некоторых основных геологических, в том числе металлогенических, событий подверглись существенным изменениям благодаря уточнению абсолютного возраста. Наиболее значительным изменением является отнесение лопийского времени геологического развития региона к архею. Синхронные разрезы гимольской (Западная Карелия), парандовской, тикшозерской (Центральная и Восточная Карелия) архейских серий стали исходными для изучения селецкого и свекофеннского раннепротерозойских циклов, хорошо известных на Балтийском щите. Офиолиты верхнего лопия относятся к образованиям ранней стадии селецкого цикла с нижней границей примерно 2,6 млрд лет и верхней около 2,1 млрд лет, отвечающей началу формирования офиолитов свекофеннского времени [46].

Характерной металлогенической особенностью вулканитов офиолитовой формации является развитие их контрастно и последовательно дифференцированных серий вплоть до кислых и ультракислых разновидностей. Именно с проявлением дифференцированных магматитов связывается широкое распространение промышленных концентраций окисно-железных и сульфидных руд.

В средние этапы селецкого и свекофеннского циклов в возрасте соответственно ~2,35 [51] и ~1,85—1,9 [46] млрд лет на Балтийском щите формировались магматические кислые интрузии и эффузивы. Гранитоидный магматизм складчатого происхождения способствовал развитию брахискладчатости, метаморфизма и трещинных нарушений, служивших каналами для проявления эффузивной деятельности селецкого и свекофеннского циклов. В составе интрузивных, вначале преимущественно гипабиссальных пород преобладали диориты, плагиограниты и граниты. Базитовые инъекции, по-видимому, представляли собой самую раннюю фазу складчатого магматизма рассматриваемых стадий, микроклиновые граниты — последнюю. Эффузивные тела слагаются в основном кварцевыми порфирами, риолитами и их туфами, агломератами, туффитами.

Одновременно и во взаимосвязи с описываемой магматической деятельностью происходила гранитизация, носившая региональный и, вероятно, неравномерный характер, что продолжало усиливать наметившееся еще в архее разделение земной коры на более (протоплатформенные) и менее консолидированные (протогеосинклинальные) блоки (геоблоки). Оно стало особенно заметным при изучении селецко-свекофеннского цикла. На Балтийском щите к протоплатформенным геоструктурам можно отнести блоки типа Карельского поднятия, к протогеосинклинальным — Свекофеннского протогеосинклинального прогиба. С проявлением этой структурно-тектонической дифференциации связывалось последующее зональное развитие металлогении по пути от купольно-концентрической и купольно-линейной к протогеосинклинальной тектонике.

Формирование послескладчатых интрузий приурочивалось к прямолинейным или спрямленным зонам разломов в обстановке складчатых и трещинных нарушений, имевших на Балтийском щите преимущественно северо-западное простирание. Послескладчатые интрузии, вероятно, так же как и соскладчатые, участвовали в продолжавшемся процессе гранитизации пород, наращивая объемы купольных массивов. Вместе с тем они секут сложенные в складки осадочные и вулканогенно-осадочные породы селецкого возраста и приурочиваются главным образом к западной и южной окраинам Карелии [46, 140].

Приведенные данные о системе селецко-свекофенских магматитов и времени их проявления в Карело-Кольском геоблоке очень близки к возрастным показателям и направлению эволюции кислого магматизма, установленным в фенно-карелидах юго-западной Финляндии и Швеции [46], хотя достоверность ряда определений остается дискуссионной. Большую роль в решении этих вопросов, помимо прямых стратиграфических наблюдений, играют определения абсолютного возраста магматических и осадочных формаций. Именно точное определение возраста разных магматических образований дало возможность выделить в истории раннего протерозоя два периода — селецкий и свекофенский с циклически повторяющимися геологическими событиями и закономерной сменой ряда осадочных и магматических формаций. Отдельные элементы этого ряда могут отсутствовать, но общая направленность литологического, структурно-тектонического и петрологического развития сохраняется.

Вместе с тем следует еще раз подчеркнуть, что циклическая повторяемость изучаемых процессов и пород создает дополнительные трудности при построении нормального разреза докембрия и раннего протерозоя как на Балтийском щите, так и в других районах Русской платформы. В ряде блоков на Украинском щите приходится ограничиваться только отнесением их к некоторой стадии тектономагматического цикла, время развития которого и связь с другими докембрийскими циклами во многих случаях остаются неопределенными или предположительными. Так, в пределах Волынской части Волыно-Подольского протоплатформенного блока были выделены три этапа образования геологических формаций, отвечающих трем стадиям тектономагматического цикла, хотя принадлежность их к единому циклу выражена не совсем ясно. Трудно представить себе, особенно если учесть геологические данные по Балтийскому щиту, чтобы развитие упомянутых стадий происходило в течение единого архейско-протерозойского цикла протяженностью около 2 млрд лет (от 3,5 до 1,6 млрд лет [46]).

Изверженные породы ранней (геосинклинальной) стадии раннего этапа представлены в Волынской части Волыно-Подольского блока эффузивами вулканогенно-терригенной формации (биотит-амфиболовые гнейсы с линзами амфиболитов), а в Подольской части — спилито-диабазовой, в состав которой входят амфиболиты и габбро-нориты с подчиненной подформацией перидотитов и пироксенов. Являются ли обе формации синхронными, пока неизвестно [46]. Принимается только их одинаковая принадлежность к раннему этапу эволюции подвижной зоны. Сомнение в их синхронности усиливается потому, что к формациям раннего этапа, наблюдаемым в Волынской части блока, относятся калиевые микроклиновые биотитовые граниты и магматиты амфиболитовой фации, слагающие брахиантиклинальные и валоподобные структуры, тогда как формация гранитоидов и мигматитов Подольской части причисляется к образованиям среднего (орогенного) этапа [46]. В состав этой формации входят разновидности мигматитов от основных до кислых пород (габбро-диорит-гранитоидная формация с анортзитовой подформацией): гиперстеновые диориты, тоналиты, адамеллиты, гиперстеновые граниты—чарнокиты и мигматиты гранулитовой фации, образованные в условиях интенсивного мета- и ультраметаморфизма. В чарнокитах и мигматитах имеются многочисленные жилы аплит-пегматоидных и существенно ка-

лиевых микроклиновых гранитов. Для гранитоидов характерно присутствие пироксена, дистена, граната и графита.

Аналогичные породы габбро-диорит-гранитоидной формации, встреченные в северо-западном районе Волынской части блока, относятся к среднему этапу развития подвижной зоны. Здесь эти породы представлены габбро, монцонитами, диоритами, гранодиоритами и гранитами, рапакиви и гранит-порфирами в возрасте 1,5—1,7 млрд лет (Коростенский плутон) [46]. Граниты, как и в Подольской части блока, сопровождаются альбитизацией и грейзенизацией. Третий этап представлен позднепротерозойскими платформенными формациями изверженных и осадочных пород.

Учитывая различие в условиях ультраметаморфизма (в Подолии гранулитового, а на Волини амфиболитового), можно предположить, что в Волино-Подольском блоке возможны два аналогичных набора формаций, образовавшихся не одновременно, а в последовательном порядке или в два сменяющихся цикла. Подольский, более ранний блок характеризуется наиболее интенсивным (гранулитовым) метаморфизмом и двумя — ранним и средним (орогенным) — этапами развития, Волынский — менее интенсивным (амфиболитовым) метаморфизмом и более полным циклом развития подвижных зон, завершившимся на рубеже раннего и позднего протерозоя. Отдельные геологи указывают, что Подольская часть блока представляет собой наиболее древнюю складчато-глыбовую структуру Украинского щита [46].

В Кировоградском протоплатформенном блоке отмечаются эффузивные породы спилито-диабазовой формации, слагающие ныне пачки амфиболитов в толще биотит-амфиболовых гнейсов. Они представляют собой образования ранней стадии (раннего этапа) геосинклинали цикла; средней же стадии отвечает формация существенно калиевых микроклиновых гранитов амфиболитовой фации и мигматитов, разномасштабных гранитоидов кировоград-житомирского гранитоидного комплекса раннего протерозоя. Возраст их, по Н.П. Семенову, определяется в пределах 1,75—2,2 млрд лет, т.е. приближается к возрасту аналогичных по составу и развитию селецких гранитоидов на Балтийском щите, особенно если учесть некоторое общее занижение возрастных дат, приводимых по определениям калий-аргоновым методом [26].

Синхронно с Корсуньским плутоном или немного позднее в Кировоградском блоке, несколько северо-западнее Кировограда, сформировался Новомиргородский интрузив, возраст которого, возможно, занижен, что подчеркивает аналогию геологического состава и строения Кировоградского блока и Волынской части Волино-Подольского. Породы, слагающие Новомиргородский интрузив, представлены гранитами рапакиви и биотитовыми гранитами. Основные породы играют подчиненную роль.

С последующими фазами становления кировоград-житомирского гранитоидного комплекса пространственно и, по-видимому, генетически связано формирование субщелочных и щелочных гранитоидов, образованных, как и в других блоках Украинского щита, в условиях наступившего здесь платформенного режима.

В Приазовском блоке приповерхностные горизонты земной коры сложены главным образом гранитами. В комплексе пород Приазовья по набору формаций и типу складчатости выделяются два этапа: архейский и раннепротерозойский с возрастом пород соответственно 2,6—2,9 и около 2,5 млрд лет [46]. Архейские породы приурочены преимущественно к западной, нижнепротерозойские — к восточной части Приазовского блока. Для первых характерны разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы основного состава, амфиболиты, являющиеся, по мнению геологов, продуктами метаморфизма первично-вулканогенных базальтоидных пород. В результате гранитизации, так же как и на Волини, образовались амфибол-биотит-пироксеновые мигматиты-чарнокиты, а также плагиомигматиты,

гранодиориты и диориты, переходящие по периферии массивного тела в гнейсы и мигматиты.

В составе нижнепротерозойских пород, помимо основных вулканитов начальных стадий развития подвижной зоны, преобразованных в амфиболиты и пироксеновые сланцы, в Приазовье известны плагиоклаз-микроклиновые мигматиты и калиевые граниты кировоград-житомирского гранитоидного комплекса. Несколько особняком в юго-восточной части Приазовского блока выделяется комплекс крупных сиенитовых тел, образованных, по мнению ряда геологов, на месте в результате ультраметаморфизма гнейсов и кристаллических известняков. Возраст сиенитов 1,9 млрд лет [46].

Архейские породы Приднепровского блока занимают его внутреннюю, или срединную, часть. С запада и востока к ней примыкают соответственно Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская зоны. Первая из них полнее развита и лучше изучена; к ней приурочены железные руды. Она представляет собой зону преимущественного развития нижнепротерозойских образований, включая в их состав толщу пород, относившихся ранее к среднему протерозою (1,9—1,7 млрд лет).

Начальная стадия развития Криворожско-Кременчугской зоны геосинклинального прогиба характеризовалась отложением пород вулканогенной или метабазитовой формации, представленных ультраосновными и основными эффузивами. В настоящее время они известны как талько-карбонатные образования, ассоциирующие с конгломератами, песчаниками и филлитами нижней терригенной формации. Здесь надо отметить неразрешенность до сих пор вопроса о возрастных соотношениях между собой офиолитовых формаций Среднего Приднепровья, встречающихся в различных районах блока. Так, в Белозерском синклинии возраст аподиабазовых пород (спилито-диабазовая формация), определенный Н.П.Семененко калий-аргоновым методом, соответствует начальным стадиям архейского цикла (3,5 млрд лет), а в других районах возраст подобных пород находится в интервале 2—2,8 млрд лет.

Столь резкое расхождение в оценках возраста рассматриваемых пород напоминает аналогичное явление на Балтийском щите в тех же примерно рамках архей-раннепротерозойского времени. Как уже говорилось, в Карелии вопрос был решен признанием разновозрастного проявления двух циклов — архейского (ребольского) и раннепротерозойского (селецко-свекофеннского), характеризующихся аналогией или близостью состава и последовательности развития отдельных членов каждого цикла. Учитывая это обстоятельство, а также и то, что упомянутые выше ультрабазиты Криворожско-Кременчугской геосинклинали структурно и по условиям залегания тесно связаны с вмещающими породами нижнетерригенной формации (PR₁), следует отметить, что их правильнее относить к нижнепротерозойским образованиям в отличие от офиолитов Верховцевского или Сурского синклиниев [90]. Кроме того, нижнетерригенная формация, перекрывающая метабазитовую, иногда после размыва последней ложится непосредственно на архейские плагиомигматиты, возраст которых, установленный по цирконам, соответствует 2,8 млрд лет, т.е. окончанию архея, или завершению архейской складчатости [46].

Архейские габброиды, плагиомигматиты, плагиограниты и гранодиориты образуют в Приднепровском блоке крупные гранит-мигматитовые купола, аналогичные рассмотренным выше в Приазовье и других блоках. Вероятно, в раннем протерозое купола расширялись и поднимались за счет происходивших в течение многих сотен миллионов лет магматических инъекций, плавления и замещения. Субстратом для ультраметаморфического плавления служили одни и те же, преимущественно архей-нижнепротерозойские породы, так что выделить в плагиогранитных массивах возрастные разности с достаточной достоверностью невозможно. Известны только указания на то, что некоторые из них имеют с породами

криворожской серии интрузивные контакты и что средний возраст их близок 2,3 млрд лет, а это согласуется со временем складчатости и гранитообразования селецкого цикла на Балтийском щите.

Более поздняя складчатость происходила в конце второй половины раннего протерозоя. Ей соответствовало, по-видимому, образование микроклиновых гранитоидов кировоград-житомирского комплекса (~1,9 млрд лет), также участвовавших в развитии куполовидных структур с облекающими их гнейсовыми и мигматитовыми породами.

Разрез нижнего протерозоя Русской плиты лучше всего изучен на Воронежской антеклизе [46]. Магматические породы начальной стадии протерозоя представлены, видимо, базитами, о которых в известных ныне разрезах можно судить по обломкам в основании конгломератов курской серии, отложенных после перерыва и размыва на коре выветривания нижележащих пород. К нижнему протерозою, вероятно, относятся также железногорский и сергеевский базитовые комплексы КМА [46]. В Волго-Уральской области с базитами КМА по времени образования параллелизуются породы диабазовой, андезит-базальтовой и пикрит-базальтовой формаций. Все упомянутые магматические формации в пределах Воронежской антеклизы и Волго-Уральской области характерны для ранних стадий цикла. Вероятно, к ним можно отнести и некоторые другие массивные и дайковые базит-гипербазитовые комплексы.

В нижнем протерозое на Воронежской антеклизе установлены два близко-синхронных интрузивных комплекса — стойло-никольской и усманский (2,1—2,2 млрд лет) комплексы пород габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-плагиогранитовой формаций средней стадии развития подвижных зон. Примерно одновременно происходила перестройка тектонических структур региона с перерывом осадконакопления и образованием коры выветривания, отделяющей оскольскую серию от курской, что по времени близко соответствует селецкому орогенезу на Балтийском щите.

В раннюю стадию свекофеннского цикла в связи с возобновившимся прогибанием земной коры на поверхность изливались основные и кислые лавы с туфами и туфогенными пропластами, более или менее метаморфизованные и местами, возможно, мигматизированные (оскольская, воронцовская свиты). Ко времени их формирования приурочивалось проявление габбро-долеритовых интрузий смородинского комплекса, возраст которых составляет 1,8—1,9 млрд лет [71].

В конце протерозоя в связи с новым этапом складкообразования и переходом обоих районов в область завершённой складчатости, или субплатформы, в земной коре происходили крупные движения. Проявились новые очаги очень сложного по составу и проявлению магматизма. Вначале это были, по-видимому, складчатые интрузии первой фазы павловского типа атаманского комплекса, представленные, по В.А. Казанцеву, преимущественно порфиридовидными диоритами, гранодиоритами, сиенитами и гранитами с тем или иным сопровождением мигматитов и мигматизированных пород. Позднее, по мере консолидации рассматриваемого региона и образования трещинных нарушений, преимущественное развитие перешло к гранитоидным интрузиям второй и третьей фаз атаманского комплекса в составе существенно микроклиновых, субцелочных гранитов, иногда порфиридовидных аплитовых, пегматоидных, частью альбитизированных, и альбититов. Абсолютный возраст этих пород близок к границе между нижним и верхним протерозоем (рифеем), т.е. к интервалу 1,7—1,6 млрд лет. Следует учесть, что в литературе возрастные значения пород Воронежской антеклизы и Волго-Уральской складчатой области часто приводятся без указания радиологических методов анализа, а это при большом разном результате определений вызывает сомнения в их достаточной надежности.

Тектоническое развитие Русской платформы в раннем протерозое вполне

естественно носит определенные черты унаследованности характера тектоники допротерозойского времени. Вместе с тем геология раннего протерозоя изучена лучше архея, что объясняется большим распространением протерозойских пород, их меньшей степенью метаморфизма, более слабой нарушенностью первичного залегания и, что особенно важно, высоким промышленным потенциалом нижепротерозойских месторождений.

Как уже отмечалось, начавшаяся в архее закономерная дифференциация геологического строения коры Русской платформы привела к ее расчленению на отдельные блоки, часть которых перешла в протоплатформенное состояние. Основой начальной кратонизации послужило формирование крупных гранитоидных масс преимущественно гранит-гранодиоритового состава и взаимосвязанного с ними широкого распространения процессов метаморфизма и гранитизации на рубеже архея и раннего протерозоя (2,7—3 млрд лет). Возможно, эти процессы происходили и раньше, но отделение их от архейских пока очень проблематично.

В течение большей части архея продолжалось развитие "купольной" концентрической и линейной тектоники, обусловленное физическим состоянием земной коры того времени. Оно определялось высокой энергией эндогенных тепловых потоков и резко повышенной концентрацией флюидных струй — возможных производных зонной плавки [23, 88]. Флюиды могли играть значительную роль как активные носители и передатчики высоких температур и давления, облегчавших массовое зарождение куполов, облекаемых синклиналильными прогибами. Складчатость отличалась сложными глубинными формами, обусловленными приведенными выше особенностями "купольной" магмотектоники. В плане получается своеобразный рисунок сложноразвитой системы невыдержанных направлений осей складчатости и разрывных нарушений (рис. 4, 5).

Однако уже в архее часть этих дислокаций приобретает заметно выраженную линейную ориентировку; на Балтийском щите она проявляется в северо-восточных, северо-западных и субмеридиональных линиях основных структур. Центральные части куполов сложены, как правило, гранито-гнейсовыми породами разного состава, иногда базит-гипербазитовыми интрузиями. Их разделяют синклиналильные прогибы, выполненные более или менее измененными породами вулканогенно-терригенной формации и обрамленные по бортам разрывными нарушениями.

В результате тектонических движений и магматической деятельности к началу протерозоя Балтийский щит приобрел отчетливые черты складчато-глыбового региона с блоками разного масштаба, разделенными межблоковыми и внутриблоковыми разломами. Они преобразовывались в подвижные зоны — проводники магматических тел, постмагматических и метаморфогенных растворов разного, иногда крупного рудообразующего значения.

Развитие трещинных нарушений приходится рассматривать как следствие более или менее постепенного, не без влияния бокового давления перехода от криволинейных линейментов, подчиненных давлению беспорядочно расположенных куполов, к более или менее спрямленным разломам, сопряженным с постепенно выстраивавшимися в одну линию куполами. Последние принимали форму гребней или валов (см. рис. 4, 5), в плане которых можно уже видеть некоторые черты, свойственные антиклинорным зонам фанерозойских геосинклиналей.

К началу протерозоя почти вся территория современной Карелии и Кольского полуострова из бассейна седиментации превратилась в область поднятия и размыва. Исключения составляли только внутриблоковые линейные разломы и прогибы. В раннем протерозое эти разломы продолжали развиваться как прогибы (палео-авлакогены) геосинклинального типа с крупными накоплениями сидеро- и халькофильных руд в мощных вулканогенно-осадочных толщах. На Балтийском щите в селецкое время особенно интенсивными тектоническими движениями и рудоносностью характеризовались Восточно-Карельская мобильно-проницаемая и Ладожско-Ботническая зоны. Последняя большей своей частью приходится на

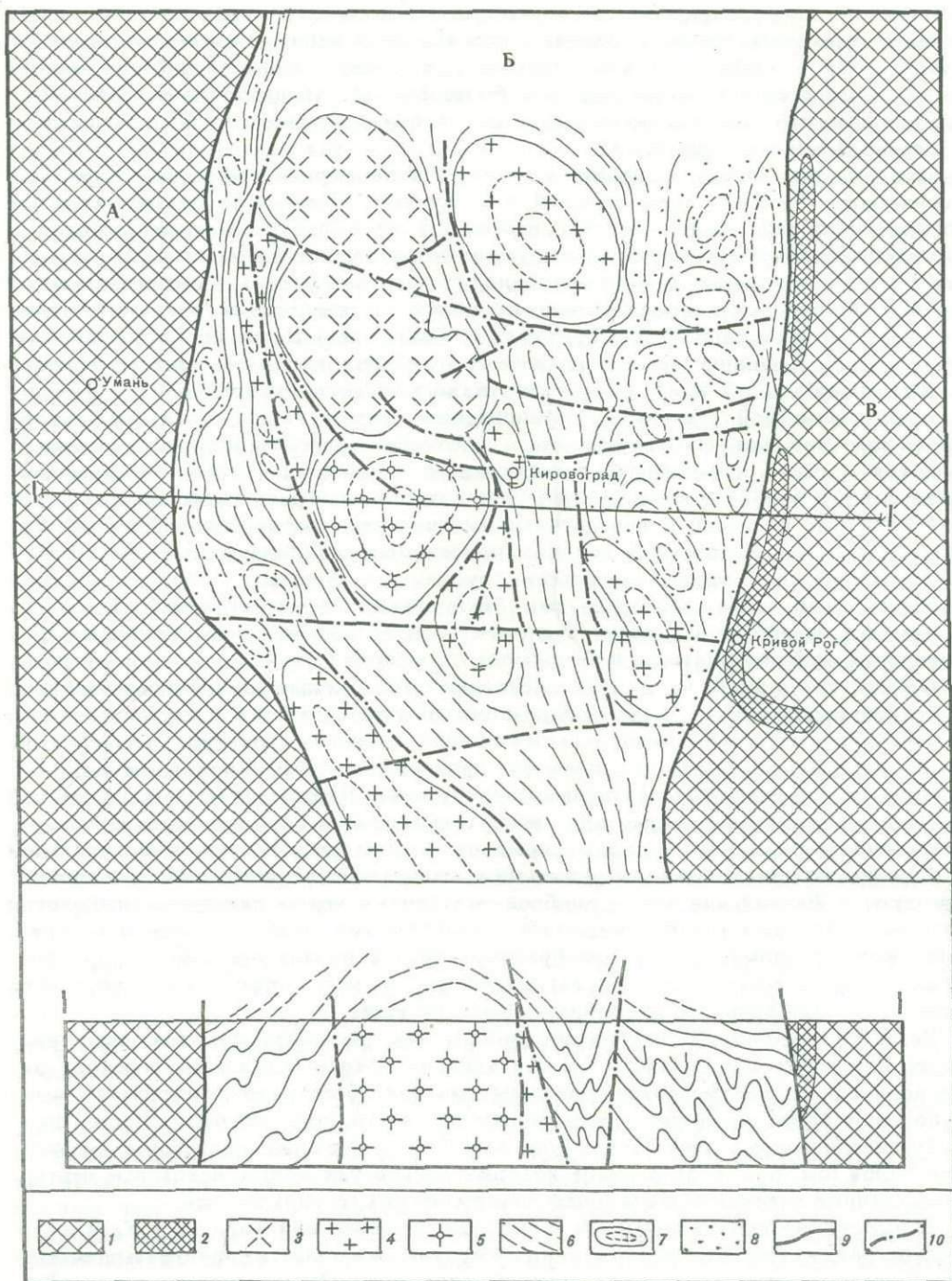


Рис. 4. Схема тектоники Кировоградского блока ([46] с упрощениями)

1 — территории, смежные с Кировоградским блоком; 2 — криворожская серия; 3 — коростенский комплекс; 4 — новоукраинский трахитонный комплекс; 5 — граниты кировоград-житомирского комплекса; 6 — мигматито-гнейсовая толща; 7 — купола и брахиантиклинали; 8 — конседиментационные глубинные разломы; 9 — разломы поздних и конечных этапов развития; 10 — разломы платформенного периода. Буквы на схеме: А — Белоцерковско-Одесская зона; Б — Кировоградский блок; В — зона Большого Кривого Рога

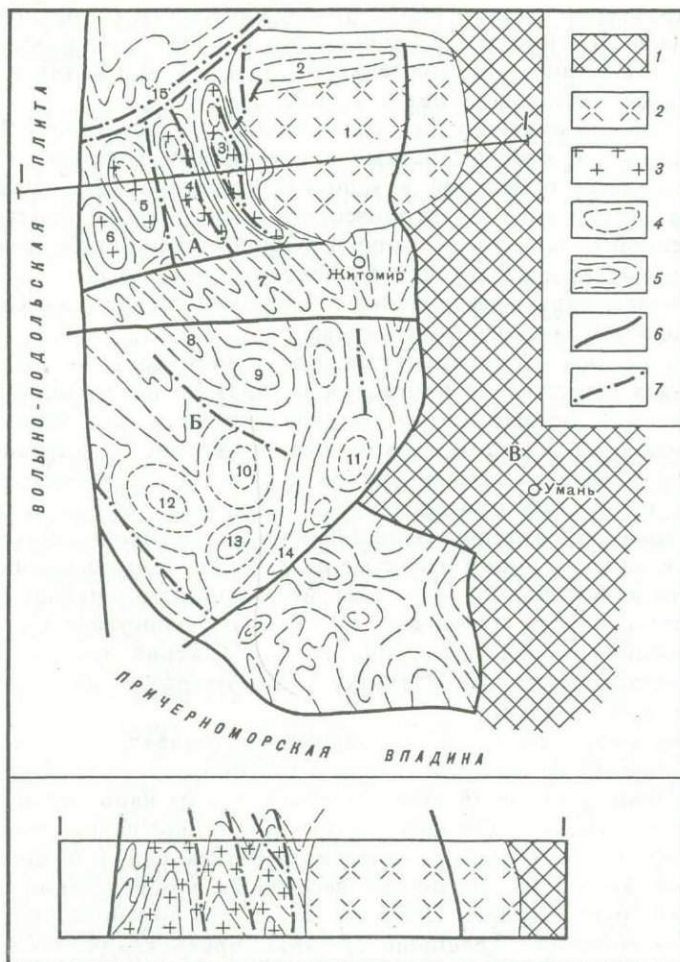


Рис. 5. Схема тектоники Волыно-Подольского блока ([46] с упрощениями)

1 — геосинклинальный блок; 2 — коростенский комплекс; 3 — граниты кировоград-житомирского комплекса; 4 — мигматито-гнейсовый комплекс; 5 — купола и брахиантиклинали; 6 — глубинные разломы; 7 — региональные разломы

Буквы и цифры на схеме: А — Волинская часть блока, Б — Подольская часть блока, В — Белоцерковско-Одесский геосинклинальный блок; 1 — Коростенский куполовидный массив, 2 — Овручская грабен-синклиналь, 3 — Красногорско-Житомирский гранитизационный вал, 4 — Новоград-Волинский гранитизационный вал, 5 — Кореская антиклиналь, 6 — Шепетовская антиклиналь, 7 — Припятский прогиб, 8 — Ухановская синклиналь, 9 — Бердичевский купол, 10 — Литинский купол, 11 — Липовецкий купол, 12 — Шергородский купол, 13 — Днестровский купол, 14 — Приднестровская синклиналь, 15 — Осницкая структурная зона

территорию Финляндии, где она достигает наибольшего тектонического и металлогенического развития в составе Свекофеннской протогеосинклинали или протогеосинклинальной системы.

В тектоно-магматическом отношении селецкий цикл унаследовал от ребольского основные черты тектоники и магматизма. Особенно важно отметить сопоставимость свойственных архейскому (ребольскому) и селецкому циклам состава и последовательности чередования отвечающих этим циклам формаций, которые по своим характеристикам заслуживают названия геосинклинальных. Действительно, доорогенные офиолитовые формации, начинающие ряд магматических формаций некоторого цикла и отвечающие стадии прогибания подвижной области, геологически должны как бы в той или иной мере непрерывно сменять предшествующие

отложения, а структурно.. нести черты унаследованности от предшествующего структурного плана. Именно это и свойственно как офиолитам верхнего лопия (т.е. лежащим в основании пород селецкого цикла. — В. Ч.), так и офиолитам суйсария" (начало свекофеннского цикла — В. Ч.) [51, с. 37].

Вместе с тем породы инициального магматизма, или офиолитовой формации, в обычной ассоциации с конгломератами и кварцитами сами по себе являются показателями коренных изменений в условиях геологического развития: перестройки геоморфологического и тектонического плана региона, соответствующей времени завершённой складчатости и определенной степени стабилизации земной коры. Развитие процессов послепарейской—допротерозойской денудации подтверждается наличием коры выветривания в основании предположительно сумия в разрезе синклиналиев Кольского полуострова.

Параллельно с общим изменением строения земной коры на рубеже архея и раннего протерозоя существенно изменился и характер последующих процессов складкообразования и метаморфизма. В ряде типичных для региона разрезов нижнего протерозоя на Костомукшском месторождении в Карелии наглядно проявилась смена характера метаморфизма и складчатых деформаций при переходе от архея к нижнему протерозою (2,7—2,6 млрд лет). Для первого, т.е. для ребольских пород, характерны "изоклинальные пластиноподобные сорванные складки... крутые падения пород и крутые погружения тектонических осей, почти совпадающие с падением пород" [51, с. 33]. Метаморфизм зональный, с резкими колебаниями интенсивности. Селецким же породам свойственны пологие углы падения, покровный тип залегания, пологие погружения тектонических осей, линейные северо-северо-восточные структуры. Метаморфизм их зеленосланцевой фации однороден и не зонален.

Однако ориентировка структур, по-видимому, оставалась здесь все же не вполне выдержанной. Ю. М. Лазарев, говоря о тектонических структурах селецкой складчатости, отличных от ребольских, отмечает, что их наиболее яркая черта — выдержанное северо-западное или западно-северо-западное направление с пологим погружением тектонических осей на запад и развитием син- и позднекладчатых нарушений надвигового типа. Подобные несогласия в определении направлений складок приводят другие авторы. Представляется, что причиной этих несогласий служат в основном частично сохранившийся с архея брахискладчатый тип структур, следы глубинного типа складчатости и, возможно, пологий наклон пластов, допускающий большие колебания в замерах условий залегания пород даже на коротких расстояниях.

Перерыв между реболидами и селецкидами в восточной части Балтийского щита прослеживается и в западной части региона, изученной менее детально. Некоторые отклонения в определении времени и характера перерыва возможны вследствие неодинаковой изученности отдельных районов и большой трудности расчленения по возрасту сильнометаморфизованных, близких по составу вулканических пород в конце ребольского — начале селецкого времени.

Примерно аналогичные соотношения устанавливаются между породами селецкого и свекофеннского циклов на уровне 2,1—2,2 млрд лет. Геологические границы между ними достаточно надежно устанавливаются главным образом по коре выветривания, залегающей на породах селецкого возраста в спрямленных прогибах (синклинорных зонах) преимущественно меридионального и северо-западного (до субширотного) направлений. Зоны разделяются крупными полигональными, иногда оваловидными в плане массивами, сложенными древними гранито-гнейсовыми породами [51].

Время проявления свекофеннского тектоно-магматического цикла примерно в интервале 2,1—1,7 млрд лет до 1978 г. относилось геологами частично к среднему протерозою. В настоящее время средний протерозой вводится в состав раннего протерозоя, а сам термин исключается из употребления.

Разрез свекофеннских образований напоминает разрез пород ребольского и селецкого времени. Прогибы, в которых накапливались свекофенниды Карелии, представляют собой либо широкие мульды, приуроченные к разломам северо-западного и субширотного направлений, либо приразломные безинверсионные синклинии субмеридионального и северо-восточного простирания. Первые образовались в селецкое и, возможно, ребольское время, вторые по ориентировке структур соответствуют позднеребольским образованиям [46]. Прогибы обоих типов заполнялись в свекофеннское время закономерно чередующимися отложениями (снизу вверх): базитами, конгломератами, песчаниками, кремнистыми, местами с прослоями гематитовых руд, графитистыми и шунгитовыми сланцами. В основании свекофеннид в Карело-Кольском блоке установлена кора химического выветривания, выяснен брахиальный тип складчатости [46].

Особенностью свекофеннского развития земной коры являлись, во-первых, повышенная интенсивность основного магматизма в эффузивной и интрузивной фациях, во-вторых, появление в Карелии и на Кольском полуострове габбро-щелочных интрузий, а в конце цикла — микроклиновых гранитов (1,7—1,8 млрд лет). Отмечается сходство состава, а также последовательность образования между проявлениями однотипных терригенных и вулканических свекофеннид Карелии и Кольского полуострова. Особый интерес вызывает аналогия во времени и в условиях образования таких специфических пород, как углеродистые сланцы, оолитовые гематитовые песчаники, известняки, доломиты.

Классический разрез свекофеннид Южной Финляндии известен на юге цита в так называемой сланцевой зоне Тампере широтного простирания, составляющей часть почти полного внешнего обрамления вулканогенно-осадочными породами Центрально-Финляндского гранитоидного массива. Породы по своему составу, положению в разрезе и взаимосочетанию близки к отложениям, развитым в Карело-Кольском блоке. В структурном отношении их сланцевые пояса и локальные элементы залегания одинаково подчинены залеганию упомянутого гранитоидного массива и более мелких гранитоидных тел, конформно облекаемых складчатыми синклиналями. Отличительная особенность разреза сланцевой зоны Тампере заключается, пожалуй, в их огромной мощности, превышающей 7000 м [46], что свидетельствует о существенной разнице между степенью консолидации Карело-Кольского геоблока и большей частью Свекофеннского, выделенных на схеме блокового строения (см. рис. 2).

В качестве результатов эволюции тектонических структур селецко-свекофеннского времени следует особенно отметить развитие прямолинейных глубинных разломов в блоковом строении фундамента Балтийского цита. Разломы и связанные с ними прогибы, как внутриблоковые, так и особенно межблоковые, имели важное металлогеническое значение. Именно в них накапливались сопряженные с основными магмами сидеро- и халькофильные элементы, месторождения которых образовывали рудные пояса и зоны.

По своей насыщенности полезными ископаемыми и, главное, выдержанному пространственному распространению разломы резко отличаются от криволинейных офиолитовых синклиналей, облекающих брахиформные поднятия, свойственные "купольной" тектонике предшествовавшей геологической истории и не всегда правильно именуемых поясами и зонами [82]. Подлинными прямолинейными поясами появлялись, как правило, только в архее и продолжали свое развитие в протерозое. Они вмещают примерно такие же по составу толщи пород, как и до протерозоя, однако содержащиеся в них рудные элементы накапливались в существенно больших объемах и в более высоких концентрациях. На Русской платформе этим определяется в основном значительное количественное превосходство нижнепротерозойских рудонакоплений по сравнению с архейскими. По своему постоянству и распространению на континентах это превосходство, по-видимому, является общей закономерностью.

Крупным событием в раннем протерозое явилось оформление новой геотектонической структуры — Свекофеннской протогeosинклинальной системы, расположенной между Карельским и Южно-Скандинавским массивами [101], на месте Свекофеннской металлогенической провинции [116]. В ее южной части выделился бассейн с полно выраженной зональностью, характерной для фанерозойских геосинклиналей.

В северной части системы подобной зональности по результатам современных исследований, по-видимому, не наблюдается, но это не значит, что ее нет или ее отсутствие может в какой-то мере снижать тектоническое и рудное значение упомянутых особенностей новой структуры в эволюционном развитии земной коры в докембрии; в практике исследований неоднократно наблюдалось, как реликты прошлого удерживаются в современной обстановке.

Отложения нижнего протерозоя Балтийского и Украинского щитов во многом сходны по вещественному составу, тектонике и рудоносности; некоторые же черты различия часто отмечаются с оговоркой на трудности сопоставления вследствие недостаточного фактического материала главным образом по определению абсолютного возраста докембрийских пород и процессов.

Для Украинского щита, как и для Балтийского, характерно разделение его на блоки, происходившее, по-видимому, в конце архея, после архейского диастрофизма и гранитизации. Особенно заметно влияние неравномерной гранитизации земной коры, приводившее к неравновесному состоянию, а в сочетании с боковым давлением — к выделению на Украинском щите вытянутых в субмеридиональном направлении отдельных ее блоков.

Преобладание субмеридиональных линий отчетливо проявляется и в простираии главных линий складчатых структур, шовных прогибов и глубинных разломов на фоне слабо выраженных широтных направлений, вероятно, несколько более позднего происхождения.

На Украинском щите не наблюдается закономерного изменения возраста пород в каком-либо определенном направлении по поверхности в отличие от Балтийского щита, где более древние и сильнее в среднем метаморфизованные породы развиты в блоках северо-восточной части щита, тогда как наиболее молодые тяготеют к юго-западной. Украинский щит в конце архея расчленился субмеридиональными глубинными разломами на ряд чередующихся между собой протоплатформенных и протогeosинклинальных блоков, причем два блока (расположенных один на западной, другой на восточной окраине щита) сложены наиболее древними и наиболее метаморфизованными породами. Контрастность здесь можно видеть в различии состава пород, слагающих северные и южные участки Вольно-Подольского и Кировоградского протоплатформенных блоков Украинского щита. Породы северных участков представлены более молодыми и менее метаморфизованными образованиями по сравнению с южными. Характерно также, что к северным участкам блоков приурочены и более молодые гранитоидные интрузивы — Кировоград-Житомирский и Коростенский. В протогeosинклинальных блоках это "омоложение" пород в северном направлении менее заметно, но, видимо, оно существует, что позволяет предполагать некоторую слабо выраженную тектоническую приподнятость южной части Украинского щита относительно северной.

Особенность геологического строения блоков Украинского щита проявляется в широком развитии архейско-нижнепротерозойских куполовидных поднятий и формирующихся на их базе брахиантклинальных складок с разделяющими их также брахиальными синклиналями. Они хорошо выделяются на рис. 4 и 5, где в их взаиморасположении не наблюдается линейной ориентировки.

Близким по характеру источником сил, приводивших к перестройке брахиальных структур от беспорядочного распределения отдельных куполов к связанному (не спрямленному), служит куполовидный Коростенский массив (см. рис. 5); не-

сущий на себе признаки сжатия в широтном направлении. Под действием вертикальных сил с приближением к западной окраине массива относительно мелкие купола более раннего происхождения в результате сжатия преобразуются в валообразные поднятия, ориентированные вместе с расположенными между ними прогибами конформно по отношению к бортам массива. Так образовались локально-линейные складки (Волыно-Подольский протоплатформенный блок), сильно вытянутые под влиянием сжимающих и раздвигающих сил со стороны массива. Складки более крупного объема (Приднепровский протогоеосинклинальный блок) приобрели региональную прямолинейность под действием тангенциально направленного давления на весь складчатый комплекс блока (см. рис. 5).

О времени проявления рассматриваемых процессов можно судить пока только со значительной долей условности. На территории Волыно-Подольского блока довольно точно определяется конечный возраст Коростенского интрузива — ~1,6 млрд лет, отвечающий примерно посторогенной стадии свекофеннского цикла, последнего в истории развития фундамента Русской платформы. К селецкому и архейскому циклам относится, очевидно, образование мелких куполов и прогибов, конформных относительно Коростенского плутона. В срединной части Приднепровского блока в раннем протерозое сформировались гранитоиды кировоград-житомирского типа с возрастом ~2 млрд лет, соответствующим по принятой в работе периодизации, скорее всего, времени селецкого орогения, с которой было связано общее поднятие блока и заполнение осадками образованных по его окраинам предгорных прогибов. Следовательно, интервал времени между орогенными стадиями селецкого и свекофеннского циклов должен был составлять примерно 300—400 млн лет.

На Волыно-Подольском протоплатформенном блоке в досвекофеннское время развивалась мелкая купольно-концентрическая, а в средней части Приднепровского протогоеосинклинального блока — более крупная купольно-линейная складчатость. Разница в эффекте воздействия внешних сил на образование тектонических структур, характерных для блоков протоплатформенного и протогоеосинклинального типов, обусловлена главным образом разным физическим состоянием земной коры, зависящим, в свою очередь, от геологических условий ее развития в блоках разного типа. Приднепровский блок в архее и раннем протерозое погружался на большие глубины земной коры по сравнению с протоплатформами и находился под частичным воздействием сил бокового сжатия со стороны поднимающихся на западе Кировоградского, а на востоке Приазовского блоков. Поэтому слагающие Приднепровский блок породы в архее и раннем протерозое обладали повышенной способностью к пластическим деформациям, выразившимся в развитии сублинейных форм складчатости.

Судя по преобладающему распространению гранитоидов древнейшего возраста (~3 млрд лет), надо полагать, что основные складкообразовательные процессы происходили здесь в допротерозойское время и уже в архее складки приобрели линейной и сублинейной распространение, согласное с линейной ориентировкой осей волнообразно вытянутых куполов и обрамляющих их разломов. Можно предположить, что селецкий диастрофизм имел здесь второстепенное значение, однако он очень показателен и потому требует дальнейшего изучения.

Породы верхней оболочки земной коры на протяжении раннего протерозоя примерно уже с глубины 10 км, а возможно и меньше, продолжали сохранять пластическое состояние, допускавшее куполообразование, глубинное строение складок с крутыми прогибами пластов в межкупольных синеклизах. Однако пластическое качество пород не препятствовало хотя бы кратковременному распространению разрывных нарушений. Наиболее ранними и устойчивыми из них были архейские разломы, связанные с тектоническими силами широтного направления и имевшие субмеридиональное развитие, близкое к простиранию главной складчатости. Значение этих разломов особенно важно, поскольку они

разделяли Украинский щит на основные тектонические блоки и служили выводными каналами для протерозойских интрузий и эффузий разных условий образования и состава. Именно к меридиональным глубинным разломам приурочены крупнейшие прогибы геосинклинального типа, из которых Криворожско-Кременчугская геосинклиналь (палеоавлакоген) в Приднепровском блоке характеризуется нижнепротерозойскими отложениями с залежами высококачественных железных руд. Меридиональные разломы сыграли также большую роль и в развитии Белоцерковско-Одесского протогеосинклинального блока, а также Орехово-Павлоградской и Западно-Ингулецкой зон (см. рис. 3).

Сопряженные с меридиональными широтные разломы, параллельные направлению сил бокового давления, по своему развитию и роли в тектонике имели сугубо подчиненное значение. Они хорошо выделяются на тектонических схемах блоков Украинского щита, причем большую часть их геологи относят к наиболее молодым образованиям, заложенным в конечную стадию гранитизации, "поскольку почти повсеместно (речь идет о Белоцерковско-Одесской синклинальной зоне. — В. Ч.) к ним приурочиваются тела аплит-пегматоидных гранитов и пегматитов возрастом до 1,8 млрд лет" [46, с. 94]. Представляется, что указанный возраст соответствует времени не заложения, а раскрытия этих разломов в процессе внедрения гранитов и пегматитов. Зарождались же они, возможно, и раньше, оставаясь некоторое время в потенциальном состоянии. По крайней мере, в одном широтном разломе (Девладовском в Приднепровье) установлено наличие многочисленных тел ультрабазитов, распространенных здесь, по-видимому, в архее и в первой половине протерозоя [46]. Можно допустить также, что именно с широтными разломами связывалось развитие Коростенского плутона, слегка вытянутого по длинной оси в широтном направлении.

Диагональные по отношению к силам бокового сжатия разрывные нарушения проявлялись, вероятно, позже широтных в связи с приобретением блоками жесткого состояния. Они имеют северо-западное и северо-восточное простирание, секут все складчатые структуры и обычно служат вмещителем даек диабазов и диабазовых порфиров. К ним же приурочиваются и проявления палеозойского магматизма, представленного телами кварцевых порфиров, трахиандезитов и ортофиров с возрастом 520—605 млн лет [46].

Что касается генезиса разрывных нарушений, то все высказывания по этому поводу имеют пока характер предварительных соображений и выводов. Некоторые геологи считают, что формирование разрывных дислокаций связано с историей развития смежных геосинклинальных зон [46]. По-видимому, этим намечаются возможности трещинообразования только для платформенных блоков и только в зависимости от развития смежных зон геосинклинального типа, которым принадлежала активная роль. Сразу же возникает вопрос: а как быть с трещинными дислокациями в зонах геосинклинального типа, имеющими те же структурные характеристики, что и аналогичные нарушения на платформах, и разве отрицательные знаки вертикальных движений геосинклинальных зон в течение геотектонического цикла не могут смениться положительными, присущими зонам платформенного типа, и таким образом из пассивных преобразоваться в активные. Такие изменения знаков и, следовательно, тектонических взаимодействий возможны в соотношениях между Кировоградским протоплатформенным и Приднепровским протогеосинклинальным блоками на протяжении селецкого и свекофеннского циклов.

Очевидно, одними внутренними силами в физико-механическом поле нельзя объяснить на Украинском щите ни развития единой системы разрывных дислокаций, ни образования ряда блоков субмеридионального и субгеосинклинального типов, разделенных разломами, одинаково ориентированными в пространстве и покрытыми сетью также одинаково направленных трещинных нарушений. Наличие и характер таких деформационных структур приводят к выводу о связи их

с экзогенной по отношению к Украинскому щиту силой, которая действовала в течение архея—протерозоя. Ею могло быть, по-видимому, одностороннее боковое давление, проявлявшееся в данном регионе в широтном направлении.

Выше рассматривались морфологические особенности развития пластических и разрывных деформаций, характерных для купольно-линейных структур. Оси гранито-гнейсовых валов и смежных синклиналей ориентируются перпендикулярно направлению сил тангенциального или бокового давления или согласно с направлением меридиональных разрывных нарушений. Сочетание тангенциального давления и вертикальных сил, порождавших пластические (растягивающие) и разрывные (трещинные) деформации в течение миллионов лет, могло привести к таким результатам, как развитие меридиональной Криворожско-Кременчугской зоны геосинклинального типа по западной окраине Приднепровского блока протяжением в сотни и шириной в несколько километров. Огромные масштабы деформационных структур Криворожско-Кременчугской зоны определяются тем, что при их образовании поднимались не отдельные диапиры или состоящие из них валоподобные антиклинали, а целая кордильера, о чем свидетельствует соответствующее местное утолщение земной коры [46].

В связи с изложенным интересно отметить особенности деформационных структур фундамента на периферии КМА Воронежского кристаллического массива. Тектоническая структура площади КМА представлена сводовым поднятием, внешние черты которого определялись главным образом действием сил бокового давления. Их внутренние трещинные структуры обуславливаются вертикальным поднятием оваловидного свода, связанным с боковым давлением, которые вызывают разрывные напряжения в своде [8] (рис. 6, 7).

В пределах сводового поднятия КМА выделяются комплексы пород двух тектоно-магматических этапов — архейского и раннепротерозойского. Архейские (вместе с катархейскими) комплексы представлены гранито-гнейсовыми породами, вытянутыми в две зоны северо-западного простирания. Сводовые части гранитоидных массивов характеризуются куполовидным залеганием покрывающих пород. Окраинные участки сильно переработаны складками протерозойских образований северо-западного простирания, огибающими массивы. Складчатость выражена синклинальными зонами с некоторыми чертами брахиального типа, к которым приурочены железорудные толщ КМА. Для них характерны углы падения пластов от 5 до 45—50°. Антиклинальные структуры слагаются в основном породами курской и михайловской серий, а в глубоко эродированных срезах — и более древними гранито-гейсами. Днища осевых частей синклиналей погружаются на глубину до 7 км от современной поверхности, пласты железистых кварцитов прослеживаются в них до 1,5 км и глубже. Большой интерес представляет собой Воронцовская синклинальная зона (на востоке Воронежской антеклизы), ограниченная на западе региональным разломом. Она характеризуется развитием никеленосных базит-гипербазитовых тел среди песчано-сланцевых пород нижнего протерозоя.

В.А. Казанцев и другие геологи рассматривают подобные синклинории как зоны осадконакопления, связанные с длительно развивавшимися глубинными разломами. Примерно такого же мнения придерживается Б.М. Петров [84], подтверждающий закономерность локализации разрывных нарушений по окраинам древних массивов, приводившей к образованию прогибов авлакогенного типа. На приуроченность синклинальных зон к глубинным разломам указывает также Н.И. Голивкин [33], отмечая по их окраинам наличие допротерозойских основных пород.

В зонах глубинных разломов наблюдаются интенсивное смятие, дробление и брекчирование пород, определявших положительную роль в развитии мобильности и проницаемости этих зон для газоводных растворов. С последними связаны окварцевание, серицитизация, хлоритизация, турмалинизация, местами

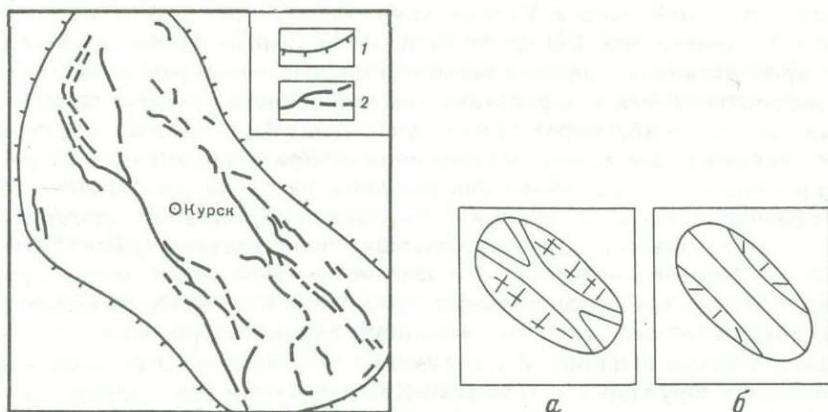


Рис. 6. Схема разрывных нарушений в районе КМА (по Б.М. Петрову [84])

1 — обобщенный контур мозаичного свода КМА; 2 — верхнеархейские—нижнепротерозойские разрывные нарушения

Рис. 7. Схема расположения трещин, полученных М.В. Гзовским при моделировании сводных поднятий (а) и наблюдавшихся нами в Якутии на гидролакколитах (булгуннях) (б)

оруденение Ni, Au, Mo, Cu, Zn, Pb, Mn и т.д. К разрывным нарушениям приурочиваются иногда интрузии основных и ультраосновных пород, свидетельствующие о вероятности глубинных заложений разломов и источников оруденения.

Геологическое строение докембрия Белорусского кристаллического массива изучено еще очень слабо вследствие сложности состава докембрийских пород, представленных в основном архейскими, сильнометаморфизованными образованиями, относительно глубокого залегания под последокембрийскими породами, сложной тектоники и недостаточности определений абсолютного возраста, значение которых в данных условиях особенно важно. Основой геологического изучения региона служит применение буровых работ, геофизических методов и сравнительного анализа всех получаемых данных. Познать геологию региона помогает изотопный анализ возрастных соотношений пород, а также изучение особенностей метаморфизма и металлогении. В настоящее время выделенные ранее нижнепротерозойские породы отнесены к образованиям архея (околовская серия), ниже которых залегает катархей (неманская, или щучинская, серия) [62, 92].

В тектоническом отношении Белорусский массив характеризуется складчато-блоковым строением, близким к строению Украинского щита. Блоки ограничены разрывными нарушениями в основном северо-западного и северо-восточного простирания. В сложении блоков выделяются валоподобные структуры поднятия, в которых прямолинейные элементы сочетаются с криволинейными реликтами купольной тектоники. Эти черты (они описывались выше для Балтийского и Украинского щитов) могут рассматриваться в качестве переходной специфической формы купольно-линейного тектогенеза. Поднятия разделяются разновеликими блоками погружения, или грабен-синклиналиями. В наиболее поднятых и глубоко эродированных блоках обнажаются интенсивно гранитизированные или мигматизированные гранулитовые породы щучинской серии, или гнейсы основания [28]. Вулканогенно-осадочная формация, слагающая верхнюю часть условно щучинской серии, сложена биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и двупироксеновыми сланцами. Однако вопрос о стратиграфических соотношениях между этими двумя частями серии не решен окончательно [62].

Околовская серия сложена сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формацией, содержащей магнетитовые кварциты, сходные с железистыми кварцитами Карелии и КМА [28].

Рудоносность

Архейско-раннепротерозойская история относится ко времени наиболее мощного развития железорудных накоплений на всем земном шаре. Это соответствует геохимии железа как тяжелого элемента в семействе сидерофилов, связанных, подобно халькофилам, с осадочными и близкими к ним по составу базальтоидными магматическими породами, особенно широко распространенными в докембрии. Количественное превосходство железных руд над рудами других сидерофилов объясняется также и тем, что по своему распространению в земной коре и незначительности величины кларка промышленной концентрации железо уступает только алюминию.

Предпочтительная связь железа с основными породами предопределяет приуроченность главнейших запасов железных руд к поясам глубинных разломов, связывающих супракрустальные комплексы геологических образований с подкоровыми недрами. Глубинные же разломы, как отмечалось выше, чаще всего, по крайней мере, в докембрии, обуславливали развитие зон, где происходила интенсивная деятельность гидротермальных растворов, служивших проводником тепловой энергии, а также средством привноса и перераспределения рудных компонентов, в том числе и железа.

Следует еще раз напомнить о существовании определенной закономерности развития салических и мафических минеральных ассоциаций в процессе их рудообразования. "Начальные стадии этого процесса (гранитизации железистых кварцитов. — В. Ч.) характеризуются появлением в пироксен-магнетитовых кварцитах мелких зерен межгранулярного плагиоклаза, корродирующих цветные минералы и кварц. Резко уменьшается содержание магнетита в породе вследствие интенсивного выноса железа; железистые кварциты замещаются полевошпатовыми мало-железистыми и безрудными, а железисто-силикатные сланцы — пироксен-плагиоклазовыми... кристаллическими сланцами". И далее: "В химическом отношении процесс гранитизации железистых кварцитов характеризуется существенным привносом алюминия и щелочей и сравнительно небольшого количества кремния. Интенсивно выносятся железо, а кальций и магний ведут себя практически инертно. Выносимое железо накапливается (т.е. привносится. — В. Ч.) в приконтактных участках, граничащих с кварцитами основных кристаллических сланцев, а в результате этого процесса формируются богатые пироксен-магнетитовые руды" [28, с. 44, 45]. Из этой выдержки можно заключить, что устанавливается закономерная связь между фазами привноса щелочей, алюминия, кремния и выноса железа, с одной стороны, а также фазами выноса первых трех минеральных компонентов и привноса железа — с другой. Эта закономерность неоднократно подчеркивалась ранее [29, 85, 126]. Она будет рассматриваться ниже в качестве одной из основных особенностей развития рудного процесса. Главным действующим механизмом в этом процессе предполагается газоводный раствор магматического или метаморфического происхождения, главной движущей силой раствора — тепловая эндогенная энергия недр, источником участвующих в процессе элементов — магматическое вещество и вмещающие породы. Определить степень участия того или иного источника элементов, действующих в рудном процессе, пока невозможно. По-видимому, в начальные стадии рудообразования преобладают элементы, источником которых является первичная магма, позднее возрастает значение рудоминеральных компонентов, заимствованных из окружающих пород.

Промышленные месторождения железистых кварцитов Карело-Кольского блока, описанные выше, литологически входят в состав железисто-кремнистых формаций. Реже встречаются архейские магнетитовые сланцы. Их проявления установлены, например, в форме прослоев в биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах на северо-западе Кейвской зоны Кольского полуострова. Однако возраст этих пород может оказаться и раннепротерозойским [101].

Из известных, возможно, раннепротерозойских руд титана на Балтийском щите наибольший интерес представляют Пудожгорское и Койкарское титанисто-железные месторождения в Карелии. Некоторые из них, подобно украинским, могли дать начало образованию промышленных россыпей титанистых минералов.

Пудожгорское месторождение приурочено к дайкообразной пологопадающей пластообразной залежи полосчато-дифференцированных габброидов в крупном разломе. Рудные минералы представлены главным образом титаномагнетитом в ассоциации с небольшим количеством ильменита, халькопирита, пирита, пирротина, борнита и сфалерита, нерудные — амфиболом, пироксеном, биотитом, хлоритом [99]. Оруденение образует шпирь, вкрапленность в лежащем боку габбро-диабазовой залежи на большом протяжении по простиранию и падению. Руды содержат в среднем (в вес. %): Fe — 28,7; TiO_2 — 5,5—8,5; P_2O_5 — 0,44; Co — 0,004—0,01; Cu — 0,07—0,15; S — 0,07—0,16; W_2O_5 — до 0,5.

Пудожгорское месторождение является типичным для ряда других месторождений титанистых железных руд Карелии (Велемякское, Койкарское и др.) и Кольского полуострова (Сальных тундр, Марьёоское, Цагинское). Судя по составу вмещающих пород, прорывающие их рудоносные интрузивы формировались в ранние стадии эвгеосинклинального развития региона. Время образования этих месторождений, соответствует, по-видимому, свекофеннскому циклу геотектонического развития.

Аналогичные по составу карело-кольские кварцито- и сланцево-железистые руды наблюдаются в Северной и Восточной, смежной с Карело-Кольским блоком, а также в Южной Финляндии; они составляют как бы продолжение с севера на юг кольских, карельских и беломорских рудообразований. Возраст этих руд определяется недостаточно надежно: близкая аналогия их части с железными рудами Карелии свидетельствует, скорее, в пользу архея, финские же геологи считают их раннепротерозойскими.

В Центральной Финляндии рассматриваемые руды сходны с железистыми кварцитами спилито-диабазовой формации лопия. Их относят к сортавальской серии, состоящей из основных вулканитов, гранитоидных сланцев, известняков и доломитов, установленных на границе Финляндии и СССР [16]. С графитистыми сланцами, скорее всего в верхней части серии, ассоциирует и сульфидное оруденение. В том же районе (пояс Кайнуу) отмечается толща ятулийских кварцитов, аналогичная известной в Панаярвинском синклинии СССР. В ней содержатся горизонты графитистых сульфидоносных сланцев, кварцитов, карбонатных и силикатных сланцев. Сходство двух описываемых толщ (серий) вызывает предположение об их одновозрастности, однако, основываясь на определениях абсолютного возраста пород и других соображениях, Ю.И. Лазарев считает, что в поясе Кайнуу развиты две разновозрастные, литологически сходные группы рудоносных пород, которые можно назвать вулканогенной углисто-карбонатной формацией. Средне-верхнеятулийская формация оказывается моложе 2 млрд лет, тогда как возрастные пределы нижней — доятулийской — формации оцениваются в 2,5—2,8 млрд лет, т.е. близкими к лопию [46].

Можно предполагать, что в Центральной и Южной Финляндии существуют два рудоносных комплекса вулканогенно-осадочных пород: архейский (ребольский) и селецко-свекофеннский, для металлогении которых показательно присутствие как железных, так и сульфидных руд. Постоянными спутниками пород обоих комплексов являются вулканиты, характерные для начальных стадий развития геосинклинальных прогибов, а углистые (графитистые) и иногда карбонатные — для средних.

Аналогичные металлогенические черты вулканогенно-осадочных толщ наблюдаются и в Северной Финляндии, а также в смежных с ней районах Лапландской зоны Швеции и Норвегии. Так, в Северной Финляндии, по Ю.И. Лазареву, в районе рек Кеми и Торнео, разрез железорудной толщи содержит основные эффузивы,

синхронные с интрузивными диабазами (зеленокаменная толща лаппония), и залегающие на них туффитовые сланцы, в которых, особенно в их верхней части, развиты известняки, кварциты и филлиты, переходящие в известняки, доломиты с прослоями кварцитов, в том числе железистых и графитистых сланцев. Породы описанного разреза, по данным структурного анализа, коррелируются с сортавальской серией Северного Приладожья. В Лапландской же зоне, в пределах площади Така-Кайнуу, отмечаются структурно-литологические условия, идентичные с уже упоминавшимися для зон Кайнуу в Финляндии и соседней Панаярвинской в СССР. Это позволяет допускать присутствие в Лапландской зоне также и ятулийских пород.

В Северной Финляндии известно типичное для Лапландской зоны месторождение железисто-кремнистых руд — Яуратсинселькя, значительно обогащенное марганцем. Геологический разрез пород железисто-кремнистой формации (джеспилиты, карбонатные и графитистые сланцы), слагающие это месторождение, по формационному типу и последовательности образования идентичен разрезу гимольской серии [46], которую в СССР относят к архею. Финские геологи считают упомянутые железорудные проявления свекофенно-карельскими, "подъятулийскими", по-видимому, раннепротерозойскими.

В Финляндии известен ряд месторождений собственно магматических титано-магнетитовых руд, характеризующихся присутствием значительных количеств ванадия. О наиболее известном из них, ильменит-магнетитовом — Отанмяки (Центральная Финляндия) — упоминалось выше.

В Северной Финляндии, близ г. Кеми находится хромитовое месторождение, приуроченное к пластовому габбро-норитовому массиву в зеленокаменном комплексе Киттиля (2150—1800 млн. лет). Рудоносный массив протяженностью в несколько километров слагается габбро, норитами, анортозитами, серпентинитами. Хромитовая руда содержит рутил, магнетит, ильменит, гематит, пирит, халькопирит, миллерит [88, 146].

В Швеции имеются два крупных однотипных, много средних, а также мелких месторождений и рудопоявлений. Следует вкратце остановиться на месторождениях Кируна (Северная Швеция) и Гренгесберг (Центральная Швеция).

П.М. Горяинов [38] по возрасту и структурно-стратиграфическим условиям сопоставляет железисто-кварцитовые руды Кируны с гимольскими (Костомукшское месторождение), которые в настоящее время считаются архейскими; Л.Н. Салоп относит месторождения типа Кируна к раннепротерозойским на основании определений возраста более поздних интрузий, секущих железорудные формации, и некоторых других, главным образом косвенных соображений [101]; Ю.И. Лазарев считает их предположительно позднепротерозойскими.

Руды месторождения Гренгесберг входят составной частью в лептит-геллефлинтовый комплекс (серию, формацию), который слагают вулканогенные породы липарит-риолит-дацитового состава с подчиненными метабазами в ассоциации с многочисленными маломощными залежами карбонатных и железисто-кремнистых пород, а также графитистых сульфидных сланцев. Над лептит-геллефлинтовой формацией залегают (иногда с перерывом) терригенные флишвидные метапороды и графитистые сланцы с редкими пачками известняков, доломитов и вулканитов (серии Сахо и Грютюттан). Метаосадочные породы в районе месторождения Гренгесберг лежат на древних гранитах и гнейсах натриевого ряда и прорываются более молодыми субщелочными калиевыми гранитами.

Месторождение Кируна также подчинено порфиристо-лептитовой формации — аналогу лептит-геллефлинтовой в Центральной Швеции. Самые древние породы представлены здесь спилитами, шаровыми лавами, диабазами и базальтами зеленокаменной толщи с небольшими линзами магматитовых кварцитов. В верхних частях толщи залегают кислые, богатые щелочами вулканиты (сиенит-порфиры) с заключенными в них главными рудными залежами апатитоносных джеспилитов,

несогласно перекрытые мощными пластами терригенных пород серии Вакко. К северу от Кируны зеленокаменная толща подстилается гранитами и гнейсами [38].

По минеральному составу руды месторождения Кируна делятся на три типа: первый, наиболее важный — магнетит(гематит)-апатит-актинолитовый со средним содержанием фосфора до 2%; второй — фосфористый — гематит(магнетит)-апатит-кварц-кальцитовый со средним содержанием фосфора 2—5%; третий — гематитовый — гематит-кварц (серицит)-(кальцит)-(баритовый) [145].

В последнее время появились данные, свидетельствующие в пользу позднедокембрийского возраста месторождения Кируны. К ним прежде всего относятся определения абсолютного возраста руд — 1,6 млрд лет и чуть больше — вмещающих их вулканитов [46, 145, 146]. Вероятно, справедливое заключение П. М. Горяинова об удивительном сходстве разрезов Кируны и архейских железорудных месторождений Примандровского района на Кольском полуострове не может все-таки служить бесспорным доказательством архейского происхождения руд Центральной и Северной Швеции. В данном случае следует, очевидно, согласиться с доводами в пользу их позднепротерозойского возраста; наблюдаемое же сходство оруденения лишь подчеркивает циклический характер осадконакопления и магматизма в земной коре докембрия. Что касается повышенной щелочности магматитов Кируны, то она объясняется переходом коры региона в новое качественное состояние, отвечающее наступлению платформенного или субплатформенного режима.

Р. Фрич [145] привел ряд доказательств интрузивно-магматического генезиса руд месторождения Кируна вопреки принятой большинством геологов эксгаляционно-осадочной точке зрения. Согласно его концепции, руды формировались гидротермальным путем в конце собственно магматической стадии развития материнского расплава, представляя собой пример постмагматических или, как считалось раньше, гистеромагматических месторождений.

Доказательства Р. Фрича строятся на таких данных, как наблюдения скарных, штокверковых и жильных тел, типичных для основной части месторождения магнетит-гематитовых руд, окolorудных изменений вмещающих пород и последовательности проявления ряда минеральных ассоциаций в едином цикле рудообразования. Вместе с тем Р. Фрич и др. [146] отметили ряд веских данных некоторых геологов, свидетельствующих о вулканогенно(эксгаляционно)-осадочном происхождении руд Кируны; однако они не считают их убедительными. Очевидно, изучение руд типа Кируны пока не дает однозначного ответа на вопрос об их генезисе. Необходимы дальнейшие полевые и лабораторные исследования, которые смогли бы уточнить представления о происхождении руд данного типа, а также о возможных переходах между магмотогенным и осадочным оруденением. Приведенные в упомянутой работе материалы [146] свидетельствуют о том, что правомерны предположения о двойственном происхождении руд типа Кируны — вулканогенно-осадочном и позднемагматическом.

В Центральной Швеции, недалеко от Гренгсберга, находятся месторождения вулканогенно-осадочных или вулканогенно-метасоматических марганцево-силикатных руд, возраст которых, определенный свинцово-модельным методом, составляет 1,84 млрд лет [146]. К ним, вероятно, относятся богатые марганцевые руды Кальнинсберга, Кланбергета, Лангбана, а также некоторые слабомарганцевоносные железные руды провинций Вермланда и Далекарлия, о которых упоминал Н. С. Шатский [133].

Выше кратко излагались основные сведения о наиболее известных месторождениях железных руд в пределах Балтийского щита. Большинство из них относятся к вулканогенно-осадочным, а менее значительные по масштабу — к гидротермальным, магматическим и собственно осадочным образованиям, которые в той или иной мере подвергались периодически возникавшим процессам метаморфизма. По типу метаморфизма их можно отнести в основном к месторождениям про- или параметаморфического класса.

В раннепротерозойское время на Балтийском щите сформировалось большое количество месторождений халькофильных элементов. Их также в подавляющем большинстве принято считать вулканогенно-осадочными; количественное и качественное значение собственно осадочных и гидротермальных магматических месторождений, по-видимому, является подчиненным. По типу испытанного ими метаморфизма они принадлежат не столько к параметаморфическому, сколько к реометаморфическому классу.

Месторождения окисно-железных и сульфидных руд образовались в зонах геосинклинального типа, выделяющихся на современной поверхности в виде рудных поясов, или синклинорных структур с разномасштабными концентрациями сидеро- и халькофильных руд. В составе этих руд различную роль играет железо, а также ряд элементов, обладающих свойствами сидеро- и халькофилов: Ni, Co, Au, Pt и др. Из литофильных элементов к ним иногда присоединяются Sn, W, Mo — металлы, также отличающиеся двойственными признаками, но уже халько- и литофильности.

По геохимическим показателям С.И. Турченко [116] делит сульфидорудные формации на три группы: 1) сидерофильную, 2) халькофильную (Ni, Cu, Co, Au, Pb, Zn, Ag, As, Hg, Sb, Bi), 3) литофильную (Sn, Mo). К первой группе он относит серноколчеданную формацию, ко второй — медноколчеданную, колчеданно-полиметаллическую, свинцово-цинковую, медно-никелевую и золото-сульфидную, к третьей — редкометалльно-сульфидную формацию. К ним можно добавить переходную железисто-окисно-сернистую формацию, включающую наряду с колчеданным оруденением железисто-кварцитовое (Карелия, Центральная Финляндия и др.). И сульфидное, и железистое оруденение нередко выступают не только в одной и той же формации, но и в одном и том же месторождении и даже рудном теле. Выделение железисто-окисно-сернистой формации целесообразно еще и потому, что она служит как бы соединительным звеном между архейской металлогенией, где ей в фундаменте Балтийского щита принадлежит главенствующая роль в рудообразовании, и протерозойской, где эта роль постепенно и, пожалуй, во все возрастающей степени переходит к сульфидорудным формациям.

В Карельском блоке известен ряд месторождений и проявлений сульфидных руд, из которых наиболее изучены Хаутоваарское, Парандовское и другие, образованные в результате вулканогенно-осадочной деятельности и последующего метаморфизма. Формирование их начиналось в архее и продолжалось в раннем протерозое.

Хаутоваарское и смежные с ним сульфидорудные месторождения расположены в Хаутоваарско-Койкарском рудном поясе (Южная Карелия), выделенном исследователями Балтийского щита и представляющем собой сложную систему разломов и кулисообразно сменяющих друг друга в более или менее прямолинейном направлении синклинальных прогибов. Прерывистый, невыдержанный характер распространения последних можно, видимо, рассматривать как реликтовые следы существовавших ранее куполовидных гранитоидных структур с узкими, облекающими купола синклиналями, выполненными вулканогенно-осадочными породами. Кольцевые прогибы спрямлялись под действием бокового давления, но все же сохраняли элементы "купольной тектоники", проявляющейся на современной поверхности в форме главным образом разобщенных, кулисообразно расположенных фрагментов прямо- и криволинейных синклиналей с содержащимися в них сульфидорудными залежами. Разломы и системы разломов обуславливали развитие мобильно-проницаемых зон и давали выход базит-гипербазитовым телам, прорывавшим вулканогенно-осадочные породы и привносящим иногда сульфидно-никелевое оруденение.

Начавшееся в архее рудообразование на современной территории Хаутоваарско-Койкарского рудного пояса с теми или иными перерывами продолжало развиваться многие сотни миллионов лет в течение селецкого и свекофенского геотектонических циклов. В синклинальных структурах пояса известны

близкие по составу и образованию серноколчеданные рудопроявления и месторождения: Ведлозерское, Няльмозерское, Хаутоваарское, Чалкинское, Койкарское, Шуйское. Очень характерен для них пример рудной минерализации в Чалкинском рудном поле, примыкающем с севера к Хаутоваарскому. Его описание приводится по данным С.И. Турченко [116].

Как и другие архей-раннепротерозойские месторождения сульфидных, в основном серноколчеданных руд, Чалкинское месторождение сформировалось в широко распространенных метаморфизованных вулканитах андезито-дацитового состава, графитистых и кварц-мусковитовых сланцев хаутоваарской серии лопия. По мнению С.И. Рабакова, о вулканогенно(гидротермально)-осадочном происхождении руд свидетельствуют: 1) постоянная приуроченность к вулканогенно-осадочным породам, 2) связь пиритовых руд с кремнистыми туфами, хемогенными кварцитами и графитистыми сланцами, 3) конформность залегания руд с вмещающими породами, 4) слоистая текстура рудных залежей, 5) хорошо выраженные реликты первичных пиритовых оолитов с концентрически зональным строением. К этим признакам можно прибавить аналогичную гидротермальному процессу последовательность образования рудных концентраций разного состава по мере снижения температур минерализации (стадийность).

Самые ранние руды Чалкинского поля сохранились лишь в виде реликтов пирита, характеризующихся массивной тонко- и скрытокристаллической текстурой. Помимо этого пирита, серноколчеданные залежи сложены массивными перекристаллизованными пиритовыми и более поздними пирротиновыми рудами. Первичный пирит является продуктом раннего этапа рудообразования, развивавшегося в амфиболитовой фации метаморфизма, с которой связана перекристаллизация исходных, по С.И. Турченко, хемогенно-осадочных рудных тел пластообразного залегания.

Следующий по времени этап метаморфизма в Чалкинском рудном поле отвечал эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям зонального метаморфизма от высокотемпературных зон минеральных ассоциаций в западной и центральной частях поля до более низкотемпературных — в восточной и южной. В зонах метаморфизма наблюдаются сланцевые текстуры, разлинзование пластообразных пиритовых руд, образование крупно- и среднезернистых масс пирита второй генерации или полосчатых пирито-пирротиновых выделений по окраинам зон. Эти проявления метаморфизма характерны для высокопроницаемых участков пород в заключительные стадии метаморфизма. Особенно примечательно, что они сопровождались интенсивным окварцеванием, эпидотизацией и мусковитизацией с отложением вкрапленных и жильных пирротиновых руд, развитие которых происходило и позднее в аналогичных условиях регрессивного метаморфизма со свойственными ему метасоматическими процессами.

Вблизи ультраосновных пород Хаутоваарского месторождения в связи с понижением температуры, параллельно возрастанию активности серы и насыщению минерализующих растворов медью, никелем и полиметаллами железо-окисно-сульфидная стадия минерализации переходила в полиметаллическую, обогащенную кварцем и щелочами. "Происходило образование жильных пирротиновых руд с халькопиритом, сфалеритом, галенитом и пентландитом благодаря мобилизации рудогенных элементов из породообразующих минералов и мобилизации серы из пиритовых руд при преобразовании их в пирротиновые руды как в прогрессивную, так и регрессивную стадии метаморфизма. Процессы регионального метаморфизма и метасоматические явления регрессивного этапа имеют также существенное значение в образовании сульфидно-никелевого оруденения, связанного с телами гипербазитов" [116, с. 40, 41].

Вывод об исключительной роли мобилизации рудных компонентов, в том числе никеля из вмещающих пород, представляется недостаточным. Приуроченность медно-никелевого оруденения к гипербазитовым интрузиям Хаутоваарского место-

рождения может быть объяснена не только выщелачиванием меди и никеля из ультраосновных пород, но и привнесом этих металлов флюидами магматического происхождения. Это подтверждается данными изучения медно-никелевых месторождений Кольского полуострова, в которых, как и в данном случае, ассоциации никеленосных минералов проявляются обычно в самих гипербазитовых телах и в их экзоконтактах под действием внутримигматических растворов, развивавшихся в интрузивном теле в условиях его застывания. Специфика этих условий, обстановка кристаллизационной дифференциации и образование позднемигматических высокоактивных растворов описаны Е.А. Кузнецовым [63].

Базит-гипербазитовые интрузии с сульфидно-никелевой минерализацией Хаутоваарско-Койкарских серноколчеданных месторождений формировались в начальные фазы селецкого геотектонического цикла. Оруденение ультраосновных интрузий связано здесь с процессами высвобождения из серпентинитов магния и никеля, замещаемых кремнием, кальцием и алюминием; сера образуется в результате замещения пирита пирротинном. Высвобождаемые таким образом никель из силикатов и сера из ранних сульфидов становятся основным материалом для образования полигенных (магматических и метаморфических) сульфидно-никелевых руд Хаутоваары.

Итак, в Хаутоваарско-Койкарском рудном поясе вначале проявилась ранняя железисто-окисно-сернистая стадия пирит-пирротиновой и железисто-кремнистой минерализации, связанной с архейским (ребольским) магматизмом основного состава и последующим метаморфизмом параметаморфического класса. Позднее наступила стадия медноколчеданного, а также (в участках развития габбро-перидотитового магматизма) медно-никелевого оруденения, относящегося к селецкому циклу тектоно-магматизма и метаморфизма реометаморфического класса в его прогрессивном и регрессивном выражениях.

Кроме того, в северной части Хаутоваарско-Койкарского рудного пояса с андезито-базальтовыми и трахибазальтовыми вулканитами связано большое количество проявлений медно-полиметаллического оруденения, представленного вкрапленностью борнита, халькозина и кварцевыми, кварц-карбонатными и альбит-кварцевыми жилами с теми же медьсодержащими минералами и редкими зернами сфалерита и галенита. С. И. Турченко относит этот тип оруденения к продуктам наиболее позднего здесь медноколчеданного оруденения, связанного со свекофенским циклом тектоно-магматизма и метаморфизма.

Восточно-Карельский рудный пояс с мобильно-проницаемой зоной того же наименования по строению и характеру рудоносности вполне аналогичен Хаутоваарско-Койкарскому. Он протягивается по современной поверхности от кряжа Ветреный Пояс на юго-востоке через синклинии Выгозера, Шомбозера, Кукасово к Панаярвинскому синклинию, откуда продолжается в Лапландский блок Финляндии.

К центральной части пояса приурочено одно из наиболее изученных здесь Парановское серноколчеданное месторождение, сходное с месторождениями Хаутоваарско-Койкарского пояса по условиям развития в тектонически подвижной зоне, времени образования и минерализации. Рудные тела этого месторождения приурочены к последовательно дифференцированной базальт-андезит-липаритовой формации и сложены преимущественно пиритовыми рудами с прослоями графитистых сланцев, кварцитов, иногда железистых [101], а также анкеритсодержащих пород. К участкам интенсивного рассланцевания, развитого главным образом по окраинам линзовидных рудных тел, приурочена в основном пирротинная минерализация. Она сопровождается окварцеванием, карбонатизацией и хлоритизацией, а также карбонатно-хлоритовыми, кварцевыми и кварц-альбит-карбонатными жилами с халькопиритом, сферолитом и галенитом.

Большое сходство общего геологического строения Хаутоваарско-Койкарского и Восточно-Карельского рудных поясов, рудоносных структур, состава и после-

довательности минерализации приуроченных к ним месторождений свидетельствует также об аналогии их происхождения и условий развития.

В Восточно-Карельском поясе выявляются три этапа рудообразования и метаморфизма.

Для первого характерно формирование пластообразных залежей пиритовых руд, все признаки которых подтверждают предположение об их вулканогенно-осадочном (хемогенно-осадочном, по С.И. Турченко) происхождении. Ко времени завершения этого, по-видимому, ребольского, этапа относится также зелено-каменное перерождение вулканогенно-осадочных пород и ранняя перекристаллизация метаколлоидных, или первично-хемогенно-осадочных, масс пирита.

На втором этапе, соответствовавшем селецкому циклу метаморфизма, происходило образование порфиробластических структур в основных вулканитах и перекристаллизованных полосчатых крупнозернистых пиритовых рудах.

На третьем, заключительном этапе рудообразования и метаморфизма формировались пластические и разрывные структуры с интенсивной рассланцовкой пород и разлинзованием первоначально пластовых рудных тел, приобретающих в связи с деформационными процессами и метаморфизмом гнейсовидное и брекчиевое сложение. Минеральный состав руд изменялся в сторону повышенного участия пирротина и халькопирита в общей массе пирит-пирротиновых руд. Изменения происходили под действием термальных растворов в мобильно-проницаемой зоне при регрессивном метаморфизме аналогично развитию сульфидорудных залежей Хаутоваарского рудного поля и в том же, по-видимому, свекофенском геотектоническом цикле.

Действие термальных растворов на третьем этапе минерализации приводило в благоприятных условиях подвижности и фильтрации сред к интенсивному проявлению прожилково-вкрапленного оруденения, распространению серии кварц-карбонатных, кварц-альбит-карбонатных прожилков с пиритом, халькопиритом, борнитом. Медь, никель, кобальт, цинк, свинец, мышьяк, а в Воицком и Шуезерском рудопроявлениях Восточно-Карельского пояса также редкие зерна молибденита привносились термами в зоны переотложения, главным образом в пиритовые залежи, являющиеся для этого элемента геохимическим барьером.

Судя по возрасту плагиоклаз-микроклиновых гранитов, прорывающих рудоносные тела, первый этап метаморфизма в конце первой стадии рудной минерализации датируется абсолютным возрастом более 2,7 млрд лет. Второй этап, проявление которого устанавливается по времени приуроченности его к тунгудской серии (сумий) из диабазов и кварцевых порфиров (~ 2,5 млрд лет), соответствует селецкому циклу. Самый молодой, третий этап метаморфизма и геологически примерно синхронная с ним золото-полиметаллическая стадия рудной минерализации имеют возраст в среднем около 2 млрд лет, т.е. свекофенский. Таким образом, полная продолжительность процессов рудообразования в месторождениях Восточно-Карельского и Хаутоваарско-Койкарского рудных поясов достигает 700 млн лет.

На Кольском полуострове рудообразование характеризуется главным образом развитием сульфидного оруденения с резко выраженным медно-никелевым содержанием. Основой металлогенической специализации региона служит специфика магматизма в главных рудных поясах, характеризующихся широким распространением базит-гипербазитовых интрузий анортозитов, габбро, габбро-норитов и оливиновых габбро с повышенным содержанием меди и никеля. Наиболее изученными и типичными в отношении особенностей распространения на Кольском полуострове являются Беломорско-Лапландский и Печенгско-Варзугский рудные пояса, близкие между собой по металлогеническим показателям.

В Беломорско-Лапландском поясе выделяется Кандалакшко-Колвицкая рудная зона [116]. Здесь первичное оруденение связано с повышенным содержанием рудогенных элементов в базит-гипербазитовых магматитах, главным образом

в силикатной форме. Метаморфические и тектонические процессы, которые последовали за развитием рудогенных пород, способствовали широкому распространению будинированных магматических тел, подвергшихся вместе с вмещающими породами гранулитовому метаморфизму и структурным деформациям. С.И. Турченко приводит таблицу термодинамических условий формирования гранулитизированных пород, происходившего в пределах соответственно температуры и давления 650—800°С и 7,5—10,5 кбар. По-видимому, этими показателями определяются также и границы существования в силикатной форме таких рудогенных элементов, как медь, никель, кобальт.

Позднее, в связи с развитием гидротермальных растворов на регрессивном этапе метаморфизма, при соответствующем снижении температуры и давления осуществлялась мобилизация этих элементов и их перетолжение в форме сульфидов, образующих вкрапленность, прожилки и линзы. Растворам, действовавшим в регрессивном этапе, С.И. Турченко приписывает метаморфогенное происхождение (хотя и называет их гидротермальными, что предполагает их связь с магматическими процессами). Однако, как уже говорилось, нельзя исключать возможность участия в них газов и вод, генетически связанных с магматическими очагами в основном базит-гипербазитового состава.

Описанный тип минерализации С.И. Турченко называет метаморфогенно-гидротермальным в отличие от метаморфогенно-седиментационного, для которого характерно осадочное или вулканогенно-осадочное накопление рудного вещества. Второй тип минерализации отличается обильной вкрапленностью пирротина, пирита и халькопирита, распространенной в кристаллических сланцах. Оруденелые сланцы переслаиваются с бессульфидными кислыми гранулитами. В регрессивную стадию метаморфизма, как и в рудных поясах Карельского блока, формировались прожилково-вкрапленные и гнездовые медно-никелевые руды.

В рассмотренных типах рудообразования ясно проявляется тождественность составов рудоминеральных ассоциаций и последовательность их развития в месторождениях независимо от вмещающих руды пород и структур. В то же время замечается определенная закономерность, контролирующая возникновение того или иного состава рудной минерализации в зависимости от присутствия в разрезе рудного поля магматических пород определенного химизма и от закономерного снижения температуры и давления в системе при процессе рудообразования. Присутствие определенного типа магматических тел важно не только потому, что повышено содержание свойственных им ценных рудогенных элементов, но и потому, что эти тела могут служить показателем глубин залегания, а также природы источников гидротермальной деятельности.

Последовательность проявления различных минеральных ассоциаций в течение одного рудного процесса подтверждается и на примере свекофеннского сульфидного оруденения в Печенгско-Варзугском рудном поясе (Кольский полуостров). Здесь обнаружено большое количество основных и ультраосновных магматических пород с подчиненными им медно-никелевыми месторождениями и рудопоявлениями, известными в ряде рудных зон, важнейшими из которых являются Печенгская и Аллареченская.

По данным С.И. Турченко, в Печенгской рудной зоне, как и в ряде других районов Карельского блока, связанных с базит-ультрабазитами, процесс изменения ультраосновных пород начинался с их автометаморфических преобразований: амфиболитизации пироксена, деанортитизации плагиоклаза, проявления сфена. Они связаны с развитием двухэтапного регионального метаморфизма. На первом этапе в гипербазитах происходили серпентинизация и хлоритизация, т.е. регрессивные процессы при значительном поступлении воды из вмещающих пород, которые сами при этом претерпевали прогрессивный метаморфизм, сопровождавшийся графитизацией и пиритизацией первично-осадочных сульфидов. Кроме того, во вмещающих породах и гипербазитах проявлялись новообра-

зования кварца, хлорита, альбита, пренита, пумпеллиита, что свидетельствует о переносе кремнезема и щелочей в газодонных растворах из гипербазитов в осадочную толщу (правило В.Н. Лодочникова). В конце первого этапа в гипербазитах формировалось бедное оруденение из пирита, магнетита и никельсодержащего пирротина, вероятно, за счет обменных реакций между магматическими и осадочными породами, метаморфизованными до зеленосланцевой фации (около 400°С).

На втором этапе метаморфизма в условиях высокотемпературной зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций в туфогенных осадочных породах рудонесной толщи происходило образование серицита, хлорита и по плоскостям сланцеватости — графита, пирит замещался пирротинном, возникли редкие зерна халькопирита. В ультрабазитах же метаморфизм выразился в отальковании, хлоритизации, в "возникновении обильной вкрапленности сульфидов, никелистого пирротина, халькопирита и мелких зерен пентландита" [116, с. 71]. Оруденение, наиболее интенсивное в зонах рассланцевания, проявлялось одновременно с развитием складчатых деформаций и сопровождалось "резко выраженными обменными реакциями между веществом гипербазитов и окружающих пород. Именно в этих зонах происходили главнейшие метаморфические преобразования минералов и сопутствовавшие им обильный вынос воды из вмещающих пород и привнос ее в гипербазиты, перераспределение петрогенных элементов, мобилизация серы и рудогенных элементов (медь, никель) из вмещающих пород и гипербазитов" [116, с. 72].

Из приведенного трудно понять, где, когда и как могла происходить мобилизация серы и рудогенных элементов из вмещающих пород в гипербазиты и в зоны рассланцевания. Представляется, что все упомянутые процессы метаморфизма и рудообразования могли развиваться примерно в такой последовательности: вначале магма, будучи "сухой", действительно поглощала большое количество воды из окружающих пород вместе с мобилизованными в них рудогенными элементами; последние смешивались с минеральными производными магматической кристаллизации и при достаточном насыщении магмы водой, повышающей ее (магмы) внутреннее давление, начинали перераспределяться газодонными растворами как в самом интрузиве, так и во вмещающих породах. Примерно так же В.В. Белоусов [8] излагает аналогичный процесс рудообразования, связанный с застытием потенциально рудонесной ультраметаморфической магмы. Разделять здесь первичную природу рудогенных элементов невозможно и в данных условиях не имеет смысла: она представляется результатом совмещения в едином очаге минерализации компонентов магматического и метаморфического происхождения в соотношениях, меняющихся между собой (рис. 8).

Таким образом, устанавливался или мог установиться обратный ток газодонных растворов из материнской гипербазитовой магмы и перенос ими серы, меди и никеля во вмещающие, особенно в графитизированные и подвергшиеся рассланцеванию и брекчированию породы Хаутовааро-Койкарского пояса. Подобные процессы минерализации и обменных реакций могли неоднократно происходить и вследствие неустойчивого равновесия давления газодонных растворов в системе магматит—вмещающая порода, изменяющегося пульсационно в пользу то изверженных, то вмещающих пород.

Естественно, что смешение магматических и метаморфических растворов может происходить как в самой магме, так и вне ее [78], причем в докембрии особенно наглядно представляется связь между магматизмом и метаморфизмом через обширное поле промежуточных процессов, объединяемых емким понятием метаморфизма и могущих идти как от расплава к метаморфизму, так и от метаморфизма к расплаву.

Наиболее богаты медно-никелевым оруденением брекчиевидные жилы Печенг-

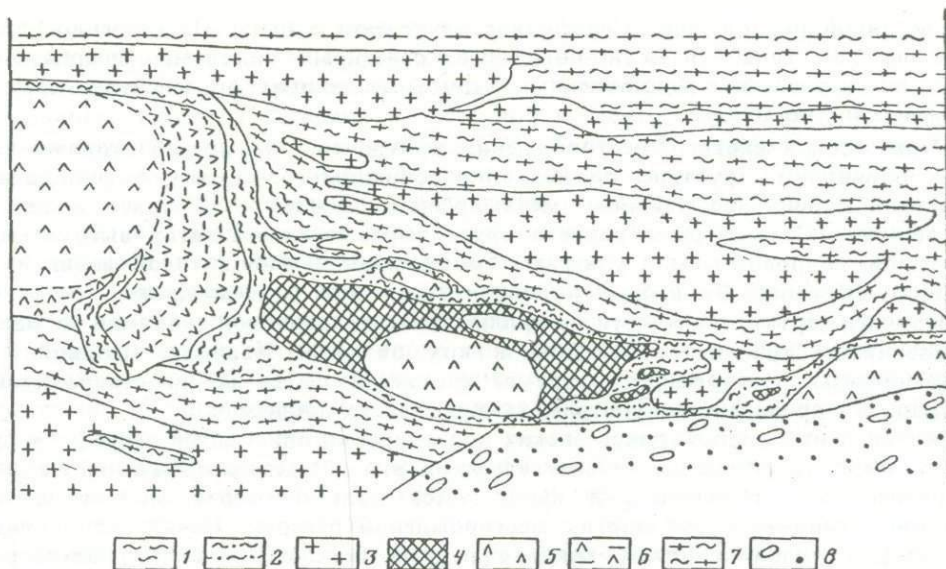


Рис. 8. Соотношения в разрезе сульфидных медно-никелевых руд, метаперидотитов и метасоматических пород на Аллареченском месторождении [116]

1 — биотитовые и биотит-гранатовые метасоматические породы; 2 — сульфидсодержащие биотитовые и биотит-гранатовые метасоматиты; 3 — гранит; 4 — медно-никелевые руды; 5 — массивные амфиболитовые гарбургиты; 6 — биотитизированные метагипербазиты; 7 — мигматизированные биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы; 8 — породы отвала

ской зоны, расположенные в контакте гипербазитов с вмещающими туфогенными породами. Их развитие относится к наиболее позднему этапу рудообразования, представленному здесь сульфидными рудами из халькопирита и пирротина с мелкими зернами пентландита и жильных минералов — кварца, кальцита, доломита и хлорита. Повторные тектонические движения приводили к преобразованию брекчиевых текстур в полосчатые с выделениями тех же сульфидов и образованием тонких кварц-хлорит-карбонатных жил.

Итак, на рассматриваемых месторождениях Печенгской зоны последовательно происходило формирование трех групп рудообразований: 1) первично-вулканогенно-осадочных и магматических руд параметаморфического класса, 2) широко распространенных бедных вкрапленных руд, 3) жильных, сплошных и брекчированных, реометаморфических руд. В образовании двух последних групп большое участие принимали газодные растворы метаморфического и магматического происхождения.

Многочисленные определения температур образования различных руд Печенгской зоны показали для пирит-пирротинных (вкрапленных) руд в среднем $\sim 500^\circ\text{C}$, для гидротермальных медно-никелевых — от 360°C и ниже [116].

Абсолютный возраст медно-никелевого оруденения, совпадающего в районе Печенги со временем развития гипербазитовых тел и интенсивного регионального метаморфизма, составляет 1,9—1,8 млрд лет по изотопно-свинцовому и калий-аргоновому методам [116]. Он соответствует "широкому распространению... вкрапленных метаморфогенно-гидротермальных сульфидных медно-никелевых руд" [116, с. 79]. Трудно допустить, чтобы этот максимум в развитии рассматриваемого оруденения мог быть достигнут при отсутствии гипербазитов и порождаемых ими рудоносных растворов.

Приведенные соображения находят подтверждение в практике изучения условий формирования Аллареченского месторождения (к юго-востоку от Печенги) в

одноименной рудной зоне. Сульфидное оруденение в ней С.И. Турченко разделяет на два типа: 1) медно-никелевый, связанный с телами гипербазитов, и 2) безникелевый, представленный серноколчеданным оруденением в метаморфических породах.

Руды Аллареченского месторождения приурочены к гипербазитовому телу в куполовидной структуре, сложенной в основном гнейсами и амфиболитами кольской серии, испытавшими метаморфизм дважды — в архее и раннем протерозое. Метаморфизм раннего архея выразился в развитии высокотемпературной, сопровождаемой ультраметаморфизмом амфиболитовой фации пониженных давлений. Во второй половине архея и в раннем протерозое в нем проявились черты зональности от силлиманит-мусковитовой субфации на месторождении до гранулитовой фации к югу от него. Наиболее поздний этап метаморфизма (свекофенское время) характеризовался кианит-ставролитовой субфацией с проявлениями ультраметаморфических процессов.

Минеральный состав аллареченских руд подробно описывался ранее [99 и др.]; он сходен с аналогичным составом сульфидно-никелевых месторождений Печенги. Образование и развитие руд имеет здесь долгую (около миллиарда лет) историю, типичную для многих месторождений региона. Начало ее нисходит ко второй половине архея, когда в рудных поясах Кольского полуострова стали формироваться глубинные разломы, с которыми связано внедрение гипербазитовых тел с никеленосными силикатами. Позднее, с образованием Печенга-Имандра-Варзугской и других мобильно-проницаемых зон, а также с развитием постмагматизма и метаморфических процессов начался переход силикатной формы оруденения в сульфидную в связи с извлечением никеля из силикатов и поступлением серы как с метаморфогенными, так и с постмагматическими флюидами. Об этом, как и в ранее описанных месторождениях, свидетельствует совпадение в пространстве и времени проявлений медно-никелевого оруденения с возникновением гипербазитового магматизма и отсутствие их там, где последний не проявлялся.

Нельзя представить себе, чтобы массовое развитие меде- и никеленосных гипербазитов не сопровождалось распространением растворов, обогащенных никелем, медью и серой, как невозможно предположить образование руд литофильных элементов без участия рудоносных растворов, связанных с гранитоидной магмой. При сравнении надо лишь учитывать, что развитие руд сидеро- и халькофильных элементов в докембрии происходило в среде, менее хрупкой, чем в последокембрийское время образования месторождений литофильных элементов. Слабое развитие хрупких деформаций затрудняло распространение газоводных рудных растворов от их магматических источников. В то же время малая проницаемость коры в докембрии способствовала интенсификации метаморфических процессов со многими вытекающими отсюда последствиями для рудообразования.

Наиболее интенсивные метаморфические процессы, тектоно-магматизм и рудообразование в Аллареченском узле относятся по калий-аргоновому методу определения возраста (от 2,9 до 1,5 млрд лет) к селецкому и свекофенскому времени. Они выразились в образовании зон расщелачивания и смятия, в развитии габбро-перидотитового магматизма и подчиненных реометаморфическим постмагматическим процессам богатых медно-никелевых руд, эпигенетических по отношению к собственно магматическим. Эти руды, по С.И. Турченко, приурочиваются к тектонически нарушенным зонам, будинированным телам амфиболитизированных перидотитов, в когорых образуются межбудинные залежи или гнезда магнетит-пирротин-халькопиритовых и халькопирит-пентландитовых руд (см. рис. 8).

Помимо руд, тесно связанных с метасоматизированными зонами, на Аллареченском месторождении известны аналогичные по составу руды, слагающие

обособленные тела жильного типа, в контакте с которыми происходили карбонизация и хлоритизация гипербазитов и вмещающих их пород.

Территорию Свекофеннского геоблока (Свекофеннской складчатой области), занимающего площадь Финляндии, Северной и Центральной Швеции и относительно небольшую часть Норвегии, С.И. Турченко назвал Свекофеннской сульфидорудной металлогенической провинцией по ее четко выраженной специализации на медноколчеданное, колчеданно-полиметаллическое, медно-никелевое и редкометалльно-сульфидное оруденение, относящееся в основном к свекофенскому циклу геосинклинального развития.

В селецко-свекофенское время рассматриваемый геоблок представлял собой обширную геосинклиальную систему, которая объединяла ряд синклинорных зон и разделяющие их антиклинорного типа массивы (блоки), ориентированные в северной части системы в субмеридиональном, а в южной — субширотном направлении. К синклинорным зонам приурочена наибольшая мощность нижепротерозойских вулканогенно-осадочных пород, испытавших неоднократные проявления складкообразования и метаморфизма. Именно в синклинорных зонах сосредоточена основная часть сульфидорудных месторождений Свекофеннской геосинклинали (блока), связанных с основными и ультраосновными магмами.

Антиклинорные массивы сложены терригенно-вулканогенными породами кристаллического фундамента и гранитоидами [116]. По своему положению и соотношению с окружающими породами синклинорив они разделяются на две геоструктурные группы. К первой относятся структуры, для которых характерны неправильные, слегка изометричные формы выходов на современную поверхность. Таковы Лапландский, Центрально-Финляндский, Смоленский и другие массивы. С.И. Турченко присваивает им название блоков. Представляется, что в их структурных формах и составе слагающих пород проявляются уже некоторые черты срединных массивов, подвергшихся значительным нарушениям и дроблению в процессах геосинклинального развития. Вместе с тем им свойственны некоторые особенности, характерные для структурных форм второй группы, которые С.И. Турченко выделяет как антиклинорные зоны без названия. В конфигурации их выходов на поверхность заметно выражена ориентированность вдоль простирания отдельных участков геосинклиальной системы (см. рис. 2).

Однако в распространении рассматриваемых структур второй группы недостает четкой выдержанности фанерозойских антиклинорных зон на всем протяжении геосинклинали. Здесь еще в той или иной форме сохраняются реликты более древней купольной тектоники; она проявляется в прерывистости, криволинейности, крутых изгибах складок с резким погружением их осей, которые придают окончаниям складок куполовидный характер. Общая же совокупность структурных форм создает представление о наборе в Свекофенском геоблоке к концу раннего протерозоя всех основных структур, свойственных фанерозойским геосинклиналям. Некоторая неполнота линейного развития анти- и синклинориев и недостаточная выразительность проявления каждой структуры отражают стадию перехода тектонического режима от протогоосинклинально-платформенного к геосинклинально-платформенному.

Свекофеннская провинция очень богата месторождениями и проявлениями сульфидных руд, среди которых выделены две группы: колчеданно-полиметаллических (медно-свинцово-цинковых) и медноколчеданных руд (рис. 9). Месторождения первой группы, известные в Швеции и Финляндии, характеризуются типом месторождения Фалун и типом Шеллефтео; вторая группа представлена месторождениями Оутокумпу (Центральная Финляндия).

Месторождение Шеллефтео находится в Северной Швеции на продолжении Ладожско-Ботнической металлогенической зоны, пересекающей Центральную Финляндию в северо-западном направлении и включающей в свою территорию

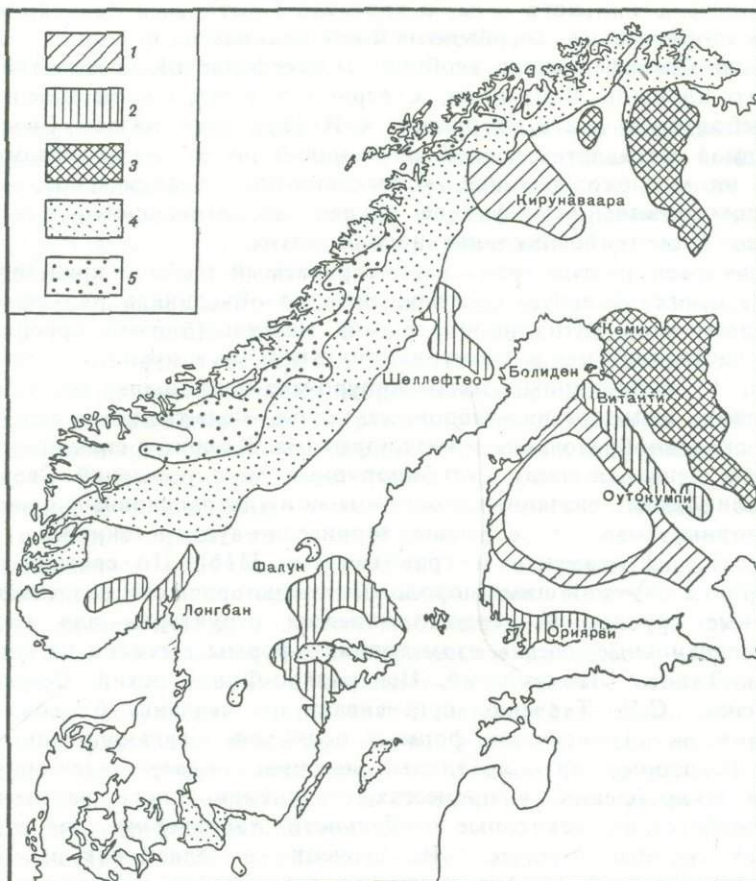


Рис. 9. Главнейшие металлогенические поля Свеккофеннской провинции

1 — поля окисно-железных руд и медно-никеле-сульфидных руд; 2 — поля медных, цинковых и свинцовых руд; 3 — архейские породы; 4 — фанерозойский чехол и каледониды; 5 — рудные районы в каледонидях

большое количество близких по составу и происхождению сульфидных месторождений. Рудное поле Шеллефтео объединяет ряд мелких месторождений в метаморфизованных вулканогенных породах, граувакках, аргиллитах, сульфидно-графитовых сланцах, редко в известняках. Породы сложены в сжатые изоклинальные складки в среднем широтного простиранья.

Складчатые структуры относятся к двум генерациям, характеризующимся двумя последовательно возникавшими проявлениями кислого магматизма: синорогенными гранодиоритами и послеорогенными калиевыми гранитами и мигматитами (1,9—1,8 млрд лет). Можно предположить, что они соответствуют двум также последовательно развивавшимся циклам метаморфизма, известным на других месторождениях колчеданно-полиметаллических руд. Ранний метаморфизм, судя по минеральным ассоциациям, сохранившимся в реликтовом виде [116], относится к андалузит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации, а более поздний, к проявлениям которого, как полагает Е. Грип, приурочены почти все полиметаллические месторождения Северной Швеции, — к хлоритовой субфации зеленосланцевой фации [116]. Последняя наблюдается в участках интенсивных тектонических движений, где процессы второго цикла метаморфизма, по предположению С.И. Турченко, выражены преобразованиями на уровне только регрессивной стадии в зонах подвижек вдоль рудных зон.

Для колчеданно-полиметаллических месторождений Северной Швеции типа Шеллефтео (Болиден, Менстреск, Кристинберг и др.) характерна последовательность стадий рудообразования: 1-я — арсенопиритовая, 2-я — пиритовая, 3-я — халькопиритовая, 4-я — сфалеритовая, иногда в рудах встречается золото (месторождение Болиден). В связи с такой последовательностью минерализации, обусловленной прежде всего понижением температуры минерализующих растворов, устанавливается и соответствующая зональность в отложении металлов вокруг минерализующего центра магма- или мигматита: в наибольшей близости к нему располагается медь, затем цинк и далее — свинец.

В пределах Ладожско-Ботнической металлогенической зоны в Центральной Финляндии известен ряд колчеданно-полиметаллических вольфрамо- и никелевых месторождений рассматриваемого типа. Месторождение Виханти, предположительно эксгалиационно-осадочного генезиса, является наиболее крупным из них. Его рудные тела залегают согласно с вмещающими породами на контакте кварцитов с карбонатными отложениями в синклинальной складке, изоклинально опрокинутой на север. Породы Виханти представлены слюдяными сланцами, кварцитами, сульфидно-графитовыми сланцами и доломитами, метаморфизованными в отличие от Шеллефтео в амфиболитовой фации. Однако рудные ассоциации и связанные с ними зональности ничем не отличаются от соответствующих показателей месторождения Шеллефтео; отмечается лишь незначительное количество халькопирита и, по-видимому, отсутствует или слабо представлен галенит.

Месторождение Фалун в Центральной Швеции по литологии, метаморфизму и особенностям оруденения существенно отличается от месторождений типа Шеллефтео. Для Фалуна характерно широкое распространение синорогенных гранитов, залегающих среди сохранившихся участков лептитовой формации в составе метаморфизованных вулканитов с прослоями скарнированных карбонатных пород. Лептиты месторождения состоят из микроклина, плагиоклаза, кварца, появление которых позволяет предполагать здесь привнос метаморфизующими растворами кремнезема и щелочей за счет выноса магния и железа. К такому же выводу склоняет и геохимический тип андалузит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма, характерной для пород рассматриваемого района. В других месторождениях типа Фалун отмечается наложение на минеральные проявления метаморфизма преобразований, вызванных интенсивным развитием магнезиального и несколько менее заметного железистого метасоматоза; с последним связаны процессы превращения лептитов с реликтами минералов андалузит-ставролитовой субфации в кордиерит-андалузит-альмандиновые и кордиерит-антофиллитовые метасоматиты. Известняки при этом замещались доломитами, а доломиты — скарнами.

Параллельно с приведенной сменой характера метаморфизма изменяется и характер оруденения, свойственный месторождениям типа Фалун. П. Гейер полагает, что с андалузит-ставролитовой фацией связана сфалерит-галенитовая, а халькопирит-пирит-пирротинная, более поздняя, соответствует развитию магнезиального метасоматоза, отличающегося по сравнению с первым большей интенсивностью и более высокой температурой проявления. Обе разности оруденения хорошо прослеживаются на месторождениях в районе Оммеберга. Здесь же установлена и рудная зональность, соответствующая температурному режиму минерализующих растворов относительно предполагаемого магматического источника минерализации [116].

Судя по характеру и температурным условиям оруденения, можно предположить, что в данном случае имеются два цикла рудообразования, разделенных промежутком времени от завершения раннего (синхронного со складчатостью) до начала нового (вероятно, посторогенного) проявления магматической деятельности и метаморфизма. С первым циклом была связана сфа-

лерит-галенитовая, со вторым — халькопирит-пирит-пирротиновая и более слабо выраженная, но несомненно существовавшая менее высокотемпературная сфалерито-галенитовая стадия минерализации. Именно вследствие развития последних двух стадий в районе Оммеберга (колчеданно-полиметаллического месторождения) развивается упомянутая выше зональность, сопряженная, по-видимому, только с одним, более поздним циклом метаморфизма и одновременного с ним магматизма и мигматизации. В таком понимании связи магматизма, метаморфизма и рудообразования представляется более правильным сопоставлять проявления и последовательность минерализации типа Шеллефтео и типа Фалун: в первом случае минерализация протекает только в одном цикле, во втором — в двух, неодинаково развитых.

Литологическими и рудными аналогами залежей типа Фалун являются финские месторождения Айала, Ориярви и Метсаменту в Центрально-Шведской—Южно-Финляндской металлогенической зоне, образующей южное обрамление Центрально-Финляндского массива (блока). Месторождения сложены вулканогенно-терригенными осадочными толщами, в которых во взаимном переслаивании между собой находятся лептиты, слюдяные сланцы, гнейсы и амфиболиты, местами скарнированные. Аналогия с описанным выше месторождением Шеллефтео выражается в том, что и здесь высокотемпературная андалузит-кордиерит-ортоклазовая субфация амфиболитовой фации в зоне развития рудных концентраций сменяется более низкими ступенями метаморфизма.

Колчеданно-полиметаллические руды Центральной Швеции и Южной Финляндии образуют залежи в магнезиальных метасоматитах и на контакте их с лептитами или амфиболитами. В рудах присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, редко встречаются пирит и пирротин. Приуроченность рудных концентраций к горизонтам карбонатных пород, контактам последних с лептитами С.И. Турченко считает важными условиями, благоприятствовавшими оруденению. Особенно подчеркивается постоянство связи медного оруденения с процессами магнезиального метасоматоза, для которых, как было сказано, характерна более высокая температура рудообразующих растворов, чем для тех, с которыми связано свинцово-цинковое оруденение последующей стадии общего цикла минерализации [116, рис. 18].

Типичным для группы медноколчеданных месторождений является месторождение Оутокумпу в Ладожско-Ботнической металлогенической зоне. Оно слагается серпентинитами, кварцитами и так называемыми черными сланцами калевийской серии (ятулий), отличающейся большим содержанием графита и пирита. Руды Оутокумпу, как и другого крупного полиметаллического месторождения Виханти, по радиометрическим определениям [101] относятся к свекофеннскому времени (2,3—1,9 млрд лет).

Минеральный состав руд Оутокумпу представлен в основном пиритом, наряду с которым присутствуют пирротин, халькопирит, сфалерит. Два последних минерала часто наблюдаются в составе жильных тел в качестве минералов второй генерации. В массивных, в основном пирротиновых рудах близ контакта с серпентинитами отмечаются магнетит, пентландит.

Руды Оутокумпу, помимо упомянутых массивных залежей, на контакте с серпентинитами образуют вкрапленные пирит-пирротиновые тела в кварцитах, переходящих к контакту в полосчатые, сложенные в складки вдоль плоскостей надвига между кварцитовыми слоями и серпентинитом. Геологи, изучавшие месторождение, отмечают здесь характерную для месторождений всего Свекофеннского блока последовательность образования рудных минералов: медноколчеданная ассоциация сформировалась позже пирит-пирротиновой с магнетитом и пентландитом. Последовательность проявления различных рудных ассоциаций во времени определила зональность размещения их и в пространстве

по отношению к очагу рудной минерализации, каким служила интрузия ультраосновного состава.

Оруденение пород происходило в условиях андалузит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма, осложнявшегося слабо выраженными диафоритовыми процессами хлоритизации и серицитизации. С удалением от рудного поля к юго-западу температура метаморфизма повышается до уровня ультраметаморфизма, а к северо-западу понижается до зеленосланцевой фации. Это свидетельствует о том, что руды, представленные приведенными выше минеральными ассоциациями, отлагались флюидами при температурах, снижавшихся в грубом приближении от 600 до 400°С, характерных для данного оруденения. Наиболее высокотемпературными минералами, вероятно, являлись магнетит, пирит, пирротин и пентландит. Давление, по крайней мере на рассматриваемой территории Свекофеннского блока, предопределяло главным образом минеральную форму рудных составляющих, но не химический состав.

Основным источником тепловой энергии при описываемых процессах рудообразования служили интрузии основного и ультраосновного состава; они же являлись, как было сказано, источником рудогенных элементов, содержащихся как в материнских, так и во вмещающих породах. В постмагматические стадии рудные вещества могли мобилизовываться полигенными растворами и переотлагаться с зональным размещением различных типов оруденения.

Между Ладожско-Ботнической и Центрально-Шведской— Южно-Финляндской металлогеническими зонами располагается Центрально-Финляндская металлогеническая зона, отвечающая по территориальному положению одноименному антиклинорному (протосрединному) массиву, ядром которого является многофазный и многовершинный гранитоидный интрузив с вмещающими его породами.

Судя по изотопным определениям возраста пород, можно предположить, что наиболее ранним продуктом магматической деятельности в системе Центрально-Финляндского массива были ультраосновные тела; их возраст, соответствующий, по Р. Фричу и др. [146], ранней стадии свекофеннского орогенеза, оценивается в 1,9 млрд лет и больше. За гипербазитовой интрузией последовали внедрения кислых магм, большая часть которых размещалась главным образом в окраинной зоне массива и имела преимущественно аллохтонный характер.

Состав интрузирующих масс изменялся в сторону пойкилотексиса примерно до состава гранодиоритов и плагиогранитов. Дальнейшая эволюция кристаллизующейся магмы синхронизируется, очевидно, с наступлением в посторогенное время новой фазы тектоно-магматического и метаморфического цикла. Она характеризуется новым притоком тепла, широким развитием в земной коре трещинных нарушений и внедрением в нее теперь уже послескладчатых аллохтонных масс с образованием лейкократовых субщелочных гранитов, мигматитов и зонального метаморфизма.

Одновременно с изменением химизма и магматических источников минерализации менялся и состав рудных элементов, среди которых большое значение получали литофильные металлы: Li, Be, W, Sn, Mo. Эволюция состава аллохтонных гранитоидов происходила в антидромной последовательности, т.е. с постепенным повышением их основности, сближавшем составы рудных производных гранитоидных и базальтоидных магм в свойственных им конечных стадиях минерализации. Показательна также и смена морфологии рудных тел: от литие- и бериллиеносных (более ранних) пегматитов к более поздним трещинным жилам с вольфрамовым и оловянным оруденением. Последнее особенно специфично для фазы описываемого магматизма, возраст которой (~1450 млн лет) выходит за верхний предел раннего протерозоя. Район

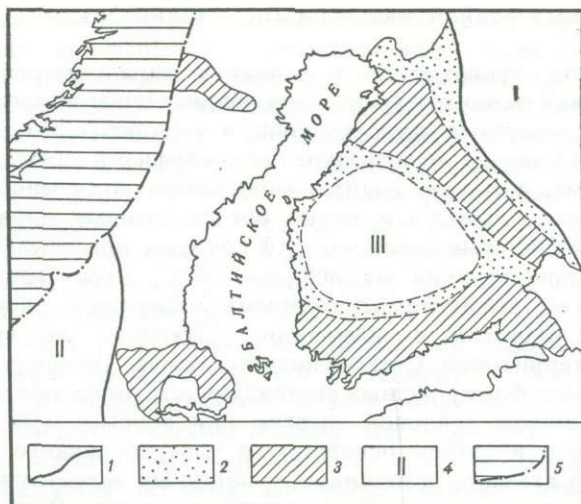


Рис. 10. Схема расположения рудных зон вокруг Центрально-Финляндского и по окраине Карельского массивов [101, 116, 146]

1 — граница Свеккофеннской геосинклинальной зоны; 2 — зоны медно-никелевых и окисно-железных руд; 3 — зоны полиметаллических руд; 4 — блоки и массивы (I — Карельский, II — Дальсландский, III — Центрально-Финляндский); 5 — Каледонская геосинклинальная область

распространения олово-вольфрамоносных проявлений подобного типа известен юго-восточнее Пори (Южная Финляндия), где оруденение представлено пегматитовыми жилами, кварцевыми жилами, скарнами и грейзенами с оловом, вольфрамом и бериллием; встречается галенит [146].

Сохранившиеся участки ультраосновных пород локализуются по периферии гранитоидного многофазного интрузива, создавая вокруг Центрально-Финляндского интрузива серию медно-никелевых сульфидных месторождений — "никелевого кольца", по выражению финских геологов (рис. 10). К числу таких месторождений принадлежат Хитура, Коталаhti, Ваммала со средним содержанием никеля до 5,5% [146].

На территории Украинского щита в пределах нижнепротерозойских пород выделяются криворожские месторождения железных руд. Центральная часть щита между Кировоградским и Приазовским блоками названа Украинской железорудной провинцией. Наряду с нижнепротерозойскими здесь известны архейские железорудные месторождения, о которых говорилось выше. Они занимают внутреннюю часть Приднепровского блока и по промышленному значению резко уступают криворожским. Кроме железорудных, на территории провинции известны месторождения марганца и россыпного титана, относящиеся к платформенной эпохе развития щита; имеются также месторождения алюминия, никеля, циркона, многочисленные рудопроявления меди, полиметаллов и др. [90].

Криворожские железорудные месторождения образовались на месте раннепротерозойской геосинклинали (палеоавлакогена) в тектонической зоне сочленения Кировоградского и Приднепровского блоков. В металлогеническом отношении она соответствует Криворожско-Кременчугской металлогенической зоне, расположенной на западной окраине Украинской железорудной провинции. В зоне сосредоточены наибольшие запасы железных руд провинции, связанные с джеспилитовой формацией, представленной железисто-кремнистыми, сменяющимися друг друга прослойками "чистого" кремнезема и железистых минералов, чередующимися с пластами глинистых и туфогенных сланцев, в той или иной мере обогащенных железисто-кремнистым и углеродистым веществом. Мощность железисто-кремнистой (джеспилитовой) формации в Саксаганском, Желторечен-

ском и Галещинском участках достигает 2000 м. В них локализована подавляющая часть общих запасов железисто-кремнистых богатых и бедных руд на Украинском щите в целом. Пласты пород смяты в сильно сжатые и разбитые разломами и дайками основных пород брахиформные складки, вытянутые в субмеридиональном направлении.

В границах Криворожско-Кременчугской зоны выделяются: 1) Криворожско-Кременчугский железорудный пояс, в котором сосредоточены все основные железорудные месторождения Криворожья; 2) сульфидно-железорудный пояс, содержащий осадочно-метаморфические месторождения железных руд и проявления полиметаллической и редкометалльной минерализации верхней свиты криворожской серии; 3) сульфидно-циркониевый пояс аксессуарий минерализации с проявлениями циркона, сульфидов железа и меди среди песчаников и конгломератов нижней свиты; 4) ингулецкий пояс сульфидной и железно-титановой минерализации [90]. Из этих поясов особого внимания заслуживают первый по своему промышленному значению, разнообразию типов, характеру и условиям развития, а также по высокой степени изученности и четвертый по положению во время рудообразования не в геосинклинальных условиях, как первый пояс, а в субплатформенных. Сопоставление первого и четвертого поясов расширяет основу для суждения о металлогении Криворожско-Кременчугской зоны и в то же время позволяет не рассматривать здесь рудоносности второго и третьего рудных поясов, характеристика которых известна [90].

Границами Криворожско-Кременчугского железорудного пояса на востоке служат древние куполовидные массивы плагиоклазовых гранитов, интродуцированных более поздними гранитоидами днепровско-токовского типа, а на западе — Кировоградский блок протоплатформенного строения. Для тектонических структур пояса характерно кулисообразное взаиморасположение входящих в его состав антиклиналей и синклиналей, их брахиформный характер, реликтовые черты связи между контурами синклиналей и купольными формами прилегающих гранитоидных массивов. Это отразилось в конфигурации куполов, а также в количественном и качественном развитии рудоносности.

В Криворожско-Кременчугском железорудном поясе особенно выделяются три рудных участка (или зоны) с наибольшей мощностью джеспилитовых формаций — Саксаганский, Желтореченский и Галещинский, где "установлено погружение складок на глубину, превышающую 2000—2500 м" [90, с. 79].

Участки богатых руд приурочиваются к местам круглого изгиба осей складок, облекающих выступы смежных гранат-мигматитовых куполов [90]. Так, Саксаганский и Желтореченский участки развития джеспилитовой формации приходятся на место сложного сочленения Саксаганского, Демурина и Пятихатского куполов, вызвавшего резкое двукратное отклонение осей складок от их среднего субмеридионального простирания. Такой же поворот складок, согласный с изгибом контакта Пятихатского гранит-мигматитового купола в месте резкого погружения его северного окончания, прослеживается и в районе Галещинского участка. В интервале же Криворожско-Кременчугского пояса между Саксаганским и Желтореченским участками, где субмеридиональное простирание складок отличается прямолинейностью, железисто-кремнистая формация развита гораздо слабее [90, рис. 8, 10, 11].

Связь между разломом, определившим основное положение Криворожско-Кременчугского пояса, и характером развития его рудоносности можно объяснить тем, что разлом представляет собой структуру, развивавшуюся длительно и в определенный отрезок времени синхронно с формированием купольных структур, влиявшим на его морфологию и проницаемость для рудных растворов, способствовавших вторичному эндо- и экзогенному обогащению руд. Поднятие куполов и их расширение являлось долгим и сложным процессом, в течение которого на контакте поднимавшихся масс в участках разлома возникали

дополнительные напряжения. Они разрешались усложнением деформационных структур, дроблением пород, что повышало мощность, проницаемость мобильных зон и, следовательно, интенсивность процесса оруденения.

Аналогичные связи тектонических структур и магматизма с распределением рудных концентраций наблюдаются и во внутренних (архейских) полях Приднепровского блока [90, рис. 16, 17]. Ниже приводится краткое описание отдельных участков пояса в направлении с юга на север.

На южном фланге находится богатая железными рудами часть железорудного пояса, отвечающая в структурном отношении сильно выгнутым к западу и юго-западу полукружиям Саксаганского и Демуринаского массивов. Участок пояса характеризуется большой мощностью рудных залежей и наиболее полным разрезом последовательно развивавшихся формаций геосинклинального цикла. В его среднюю стадию проявились железорудные отложения, представленные здесь, как и во всем рудном поясе, главным образом минералами окислов железа — гематитом и магнетитом; карбонаты имеют резко подчиненное значение.

Позднее широко распространились сульфиды, кварц и карбонаты. Первые характеризуются преимущественно пиритом, значительно реже встречаются пирротин и халькопирит; распределение сульфидов в рудном теле невыдержанное, форма проявления — прослой, линзы, ветвящиеся прожилки, вкрапленность как согласная со слоистостью, так и секущая ее, гнездообразные и иной формы неправильные скопления. В некоторых случаях наблюдаются мельчайшие зерна апатита.

Таким образом, развитие рассмотренных руд происходило в две фазы минерализации. Большинство геологов [85, 103 и др.] считают, что в первую, основную, фазу (стадию) первичные железные руды развивались гидротермально-осадочным путем, отлагались в водном бассейне и имели пластообразное, согласное с вмещающими породами залегание. Что касается второй фазы, то связанные с ней кварцево- и карбонатно-сульфидные руды могли образоваться как гидротермально-осадочные или гидротермально-магмато-метаморфогенные. О последнем свидетельствуют характерные для них жильное распространение и приуроченность к зонам разлома, а также повышенная минерализация вмещающих пород. Так, на ряде участков пояса (Западный и Тараповский разломы) наблюдаются окварцевание, пиритизация, карбонатизация, крокидолитизация, проявления щелочного метасоматоза [90].

На южном фланге Криворожско-Кременчугского пояса особого интереса заслуживают Первомайская и Желтореченская рудные зоны. Характерные для них стратиграфия и структура подробно описаны в ряде книг, вышедших в последние годы [7, 46 и др.]. Следует лишь подчеркнуть повышенный метаморфизм пород этих зон по сравнению с наблюдаемым в других рудных зонах пояса: аркозы заменяются слюдяными кварцитами, филлиты — биотитовыми сланцами, аспидные сланцы — куммингтонитовыми, слюдяные — альбититами. Отмечаются также неоднократные проявления основных и ультраосновных пород, преобразованных в результате метаморфизма в амфиболиты и сланцы.

Показательно, что и в условиях повышенных температур процессы метасоматоза вызывают ту же последовательность в смене ритмов рудной минерализации (железисто-магнезиальных и кремнещелочных) в развитии гидротермально-осадочного и вообще рудного процесса.

В метасоматическом процессе на площади Первомайской и Желтореченской зон выделяются следующие стадии метасоматоза [90]: 1) магнезиально-железная, 2) щелочная (натриевая), 3) углекисло-кальциевая, 4) процессы окварцевания. Последние три стадии вместе эквивалентны упомянутому кремнещелочному ритму в гидротермальном процессе, следующему за ферро-магнезиальным.

Разумеется, стадии можно подразделять на подстадии с теми или иными вариациями геохимически однородного минерального состава, но основная линия в развитии метасоматических и гидротермальных процессов заключается в ритмической смене железисто-магнезиальных, или мафических, стадий минерализации кварцево-щелочными, или салическими, и наоборот. Такая тождественность объясняется, по-видимому, тем, что основным фактором в рассматриваемых процессах (рудном и метасоматическом) служил гидротермальный пульсационно действующий раствор магматического или метаморфического происхождения и постоянно снижающаяся в едином цикле температура рудообразования.

Время образования первичных железных руд определяется разными авторами неодинаково. Наиболее вероятна величина абсолютного возраста, превышающая 2 млрд лет, но она также не является общепринятой [26]. Дата метаморфизма, включая и метасоматоз, определилась (по образцам биотита) как синхронная со временем складкообразования (и разрывных дислокаций) в 1,85 млрд лет [90].

Саксаганская железорудная зона располагается в северном отрезке обрамления нижнепротерозойскими породами Саксаганского гранит-мигматитового купола. В ней сосредоточены основные залежи богатых и бедных руд Криворожского бассейна. Главная часть разрабатываемых руд приурочена к нескольким (до семи, по схеме Я.Н. Белевцева) железистым горизонтам средней свиты криворожской серии, разделенным горизонтами различных по составу непромышленных кварцитов и сланцев.

Здесь, как и в ранее описанных рудных зонах, широко распространены зоны щелочного метасоматоза, выраженные в проявлениях рибекитизации, окварцевания и карбонатизации. Они наблюдаются на отдельных участках в седьмом железистом, седьмом сланцевом и шестом железистом горизонтах [90]. В результате метасоматических процессов возникли новообразования эгирина, рибекита, микроклина, кварца, т.е. производных кварцево-щелочной минерализации, а также магнетита, гематита, пирита и апатита. Развитие этого процесса по времени и последовательности проявления стадий минерализации вполне сопоставимо с тем, что известно для Первомайского и Желтореченского рудных полей.

Особенностью Саксаганской зоны служит присутствие мелких кварцевых и кварцево-карбонатных жил ковеллина, халькозина, арсенопирита. В породах криворожской серии отмечается также широкое распространение сульфидных, преимущественно пиритовых жил небольшой мощности.

Минеральный состав железорудных тел Саксаганской рудной зоны представлен в основном теми же ассоциациями, что и в залежах Первомайской и Желтореченской зон: из рудных минералов участвуют магнетит, гематит, сидерит, из нерудных — кварц, хлорит, куммингтонит, биотит и др. Предполагается, что основным источником железа прежде всего были дифференциаты магмы основного состава, преобразованные под действием кремнещелочных (салических) флюидов в метациты, гнейсы, мигматиты и граниты. Освобождавшееся при этом железо со спутниками переносилось уже магнезиально-железистыми растворами в бассейн отложения первичных железных руд.

Вновь образованные залежи после литификации пород, проявлений магматизма, складчатых и разрывных дислокаций подвергались метаморфизму под действием магмато- и метаморфогенных газодонных растворов, частью привнесших новые количества минерального вещества, частью перемещавших или перекристаллизовавшихся уже отложенное. Особенно заметно участие магматогенных растворов в качестве рудоподводящих агентов там, где сульфидные проявления содержат никель и кобальт, как, например, в глубинном Тараповском надвиге с его мощной гидротермальной минерализацией, или в Тарновском бурожелезняково-кобальто-никелевом рудном поле, где первичное оруденение непосредственно связано с ультраосновными породами [90]. Ана-

логичные примеры приводились по данным геологических исследований на Балтийском щите; они известны в Эстонии, где участие в рудонакоплении магматогенных растворов никем не оспаривается.

При благоприятных условиях в участках повышенной проницаемости перетложение рудоминерального вещества и выщелачивание нерудного могли приводить к накоплению богатых по содержанию и мощных магнетитовых и гематит-магнетитовых залежей [7, 90]. В приповерхностных условиях развивались гипергенные процессы, в результате которых плотные магнетитовые и гематит-магнетитовые руды превращались в рыхлые богатые мартиновые, гётит-гематитовые и в сыпучую руду — "щелестуху"

Залежи богатых железных руд Саксаганской зоны располагаются на крыльях и особенно в замке рудоносной синклинали, где образовывались крупные "замковые", или шарнирные, залежи. В результате высокого механического давления со стороны поднимавшихся масс Саксаганского интрузива развивались дополнительные складчатые и разрывные нарушения, определившие в отдельных участках мощные раздувы первичных и вторичных руд, разделенных интервалами безрудных или слабооруденелых кварцитов и сланцев. Замковые залежи согласно наклону шарнира синклинали Саксаганской зоны погружаются с юга на север под углом от 5 до 25°, прослеживаясь до глубины 2—4 км.

Кременчугская железорудная зона находится на северном окончании Криворожско-Кременчугского рудного пояса. В ней выделяются две рудоносные синклинали — Горишнеплавинская и Галещинская — с разделяющей их Белавинской антиклиналью. Богатые руды Кременчугской зоны приурочены к железисто-кварцитовым породам джеспилитовой формации и залегают в восточном крыле Галещинской синклинали с крутым падением пластов. Верхние приповерхностные участки месторождения слагаются линейной корой выветривания в кровле магнетитовых и магнетито-сидеритовых кварцитов — метаморфических производных морских осадков железисто-карбонатной и окисно-железистой фации. Условия выветривания способствовали высокой концентрации железа, достигающей в среднем 59%; они здесь очень сходны с условиями образования так называемых остаточных руд КМА, о которых говорится ниже.

Важной особенностью галещинских руд является развитие стратиформных колчеданных руд. Состав и генетическая сопоставимость этих руд с железосульфидными архейскими рудами Приднепровья свидетельствует об их сходстве и наибольшей вероятности одинакового гидротермально-осадочного происхождения [85]. В фациальном ряду осадков колчеданные руды Кременчугской полосы представляют собой образования железосульфидной фации, которая почти одновременно парагенетически сочетается с железисто-карбонатной и окисно-железистой фациями [85, 90], что свидетельствует о единстве гидротермально-осадочного происхождения окисно-железистой и железосульфидной фаций. Однако некоторые геологи [2, 26 и др.] принимают концепцию нормально-осадочного происхождения для железных руд северных районов Криворожско-Кременчугского рудного пояса и гидротермально-осадочного — для южных районов этого пояса. Представляется, что пример галещинских руд аналогичен наблюдаемому в настоящее время образованию железистых и сульфидных осадков в районе вулканических островов Санторинской группы в Эгейском море [41].

Ингулецкий рудный пояс в металлогеническом отношении приурочен к внешней окраине Криворожско-Кременчугской металлогенической зоны, в тектоническом — к восточной окраине Кировоградского антиклинория (субплатформы), в структурном — к внешней зоне предгорного прогиба, образованного перед фронтом поднявшегося во второй половине раннего протерозоя гранитоидного вала на окраине Приднепровского протосинклинория. В металлогеническом профиле Ингулецкого пояса отразилось его структурно-тектоническое положение, резко

отличное от смежного с ним Криворожско-Кременчугского пояса и сходное с Орехово-Павлоградской зоной на западной окраине Приазовского антиклинория, в которой пока неизвестна внутренняя зона прогиба, аналогичная Криворожской [90].

Изучение отложений и kernового материала буровых скважин на территории Ингулецкого пояса показало наличие в его разрезе толщи железистых роговиков нижней свиты криворожской серии и доломитов, тремолито-карбонатных пород, кварцево-биотитовых, углистых сланцев, кварцито-песчаников верхней свиты этой серии. Мощности отдельных формаций сильно сокращены по сравнению с наблюдаемыми во внутренней зоне Криворожско-Кременчугского прогиба. Складки характеризуются прерывистым развитием, пологим залеганием слагающих толщ [90].

Особенно резко выделяется высокая степень метаморфизма пород Ингулецкого пояса, выраженная в проявлении ультраметаморфизма и гранитизации гнейсовых и пироксен-магнетитовых кварцитов, тогда как степень метаморфизма внутренней зоны прогиба, прилегающей к Приднепровскому блоку, обычно не выше развития филлитов, слюдисто-магнетитовых и роговообманковых магнетитовых кварцитов [90]. Промышленное значение руд Ингулецкого пояса в общем балансе руд Криворожского бассейна весьма ограничено. Железистые породы представлены магнетит-пироксеновыми, амфибол-магнетитовыми, магнетитовыми, мартит-гематитовыми роговиками. В Зеленореченской железорудной зоне (к западу от Желтореченской) развиты небольшие залежи магнетитовых, мартитовых и бурожелезняковых руд.

Богатые железные руды, железистые кварциты и сланцы Криворожско-Кременчугского рудного пояса содержат некоторые редкие и рассеянные элементы. Существенное различие между внутренней и внешней зонами Криворожско-Кременчугского пояса по минеральному составу и тектоническим структурам является в значительной степени следствием положения этого пояса на стыке двух различных по вещественному составу блоков земной коры — Кировоградского и Приднепровского, неодинакового содержания в них нижепротерозойских гранитоидных масс, в прямой зависимости от которых находится интенсивность метаморфизма пород и степень консолидации образованных ими блоков.

Максимальное значение мощности гранитного слоя на Украинском щите выявлено в протоплатформенных блоках, в частности в Кировоградском, где она достигает 18—20 км. Это согласуется с тем, что здесь установлены гравитационные минимумы, приходящиеся на самые крупные в Украинском щите массивы гранитоидов — Корсунь-Новомиргородский и Новоукраинский.

Помимо Приднепровского блока, железные руды известны в Белоцерковско-Одесской металлогенической зоне одноименного блока, где они также представлены железистыми кварцитами. В Сквирском рудном районе (северная часть Белоцерковско-Одесской зоны) они образуют пластообразные залежи, имеющие некоторое распространение в амфиболитовых, гнейсовых и скарновых породах. В минеральном составе железистых кварцитов присутствуют кварц, магнетит с тем или иным участием гиперстена, оливина, куммингтонита, роговой обманки, биотита и граната. В виде вкрапленности и тонких прожилков встречаются пирит, пирротин, халькопирит, из аксессуаров в рудных телах установлены апатит и циркон. В коре выветривания распространены окисленные руды — бурый железняк, гидрогематит-мартит. В основных и ультраосновных породах наблюдается сульфидная минерализация — пирит, пирротин, халькопирит, иногда пентландит и никелин.

Богатые руды обнаружены в железистых кварцитах на Володарской и Северо-Березнянской магнитных аномалиях Белоцерковско-Одесской зоны, где ими сложены небольшие залежи мощностью 1,5—3,5 м в замковых частях

синклинальных структур. Во многих местах можно наблюдать постепенные переходы богатых руд в бедные железистые кварциты, а также в крупнозернистые пироксен-гранатовые скарны. Главным минералом рудных залежей является магнетит (75—85%), из нерудных — амфиболы, пироксены, реже оливин. Из рудных, кроме магнетита, присутствуют сульфиды — марказит, пирротин, реже халькопирит. В случае больших скоплений сульфидов образуются магнетит-сульфидные руды, причем сульфиды замещают магнетит, что указывает на их более позднее происхождение [90].

В описываемом районе, как и в Криворожье, отмечается одинаковая последовательность стадий минерализации рудного процесса. Развитие магнезиально-железистого (метасоматического) процесса приводит к образованию богатых залежей железных руд, очевидно, в связи с выносом щелочей и кварца, тогда как замещение мигматитами железистых кварцитов сопровождается выносом магния и железа, т.е. как раз тех компонентов, которые привносились в железистые кварциты при образовании в них магнетитовых руд. Повторяется основная закономерность, выраженная в чередовании железисто-магнезиальных и кремнещелочных ритмов рудной минерализации.

В Белоцерковско-Одесской зоне наиболее изучен Побужский рудный район. Он сложен породами бугской серии, подразделяемой (снизу вверх) на сеницовскую (гнейсы), кошаро-александровскую (ритмическое чередование полевошпатовых кварцитов и биотитовых, силлиманитовых, графитовых гнейсов) и хащевато-завальевскую (карбонатные породы) свиты.

М.Н. Доброхотов на основании изучения докембрия юго-западной части Украинского щита считает, что железистые кварциты в Побужье встречаются на трех стратиграфических горизонтах, подобно рудам Приднепровья и Приазовья, где они также известны на разных стратиграфических уровнях. На самом высоком из них залегают кварциты кошаро-александровской свиты, которую М.Н. Доброхотов с определенной долей условности, по данным свинцово-изотопного анализа аутигенных цирконов, относит к раннему протерозою. Мощность пластов железистых кварцитов достигает здесь 150 м. Нередко они тонко переслаиваются с амфиболитами, гранат-биотитовыми гнейсами и кальцифирами. Не исключено, что самый нижний горизонт по времени образования соответствует архею (?).

В Белоцерковско-Одесской металлогенической зоне, как и в Приднепровье, на разных стратиграфических уровнях проявляется связь железистого оруденения с интенсивным развитием вулканической (или поствулканической) деятельности. Это подтверждается примерами, аналогичными железорудным проявлениям на Балтийском щите, причем типы рассматриваемого оруденения также могут варьировать: на Украинском щите они меняются от киватинского (железисто-кремнисто-вулканогенного) до криворожского железисто-кремнисто-сланцевого, на Балтийском, где период рудообразования продолжается до рифа включительно, — от киватинского до типа Кируна, лепитового [23, 119]. В Приазовье к раннепротерозойским железорудным проявлениям криворожского типа весьма условно относят железистые породы, слагающие корневые части двух синклинальных складок Корсаковского синклиория. В ультраосновных породах Капитановского интрузива Белоцерковско-Одесской зоны обнаружены хромиты в форме вкрапленности и сплошных масс. В пределах района с корой выветривания известняков вблизи с. Хощеватого связаны железо-марганцевые руды, образующие гнезда и линзы в глинисто-охристых продуктах выветривания. Рудное вещество слагает конкреции из лимонита, пиролюзита, гематита и псиломелана. Марганец, видимо, накапливался в процессе первичного осадконакопления в докембрии при отложении карбонатных пород. В руде содержится: железа — 2,64—40,64%, марганца 0,39—29,37%. В этом же районе издавна ведется разработка выветрелых зон графитовых гнейсов крупного графитового

месторождения. Титановое оруденение в районе связано с габбро-анортозитами и их корой выветривания. Титан присутствует в составе ильменита, реже — ильменита—магнетита и титаномагнетита. Наибольшие содержания рудных минералов (до 25%) приурочиваются к меланократовым разностям габбро, габбро-норитов и оливиновых габбро.

В сложном составе пород Корсунь-Новомиргородского плутона (Кировоградский блок) обнаружены проявления титана, циркония, никеля, цинка и других металлов. В основных породах содержание TiO_2 достигает 3,45%, в коре выветривания концентрации ильменита составляют от 10 до 236 кг/т [46, 72, 90].

Сульфидорудные месторождения на Украинском щите характеризуются большим распространением, но обычно их значения не выходят за рамки рудопроявлений или зон повышенной минерализации. Намечается приуроченность наибольшего развития их в зонах надвигов, разломов, дополнительных складчатых нарушений, т.е. к участкам, особенно благоприятным для привноса и накопления рудного материала. К ним же приурочены и участки интенсивного распространения железистого оруденения. Парагенетическая связь между сульфидной и железистой минерализацией прослеживается на разных стратиграфических горизонтах архея и нижнего протерозоя в зонах повышенной интенсивности магматизма и разрывной тектоники.

К некоторым проявлениям сульфидного оруденения, возможно, приурочивается золото. Галька жильного кварца и кварцитов с сульфидами встречена в конгломератах нижней свиты криворожской серии, сходных по своему типу и составу с месторождениями золотоносных конгломератов [22]. Сульфиды во вкрапленниках и жильном кварце представлены главным образом пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом и галенитом [90].

Находки золота в кварцевой гальке конгломератов на разных уровнях архея—нижнего протерозоя в фундаменте Русской платформы отнюдь не случайны, о чем свидетельствуют неоднократные указания исследователей Балтийского щита [71]. Особо следует отметить приуроченность золота к парагенезам, обязательными компонентами которых являются кварц, сульфиды, нередко альбит. Вместо кварцевых жил с альбитом или вместе с ними иногда наблюдаются зоны окварцевания и альбитизации, наложенные на метабазиты в зонах глубинных разломов [71]. Здесь еще раз необходимо обратить внимание на связь золота не только с кварцем, но и с щелочами (натрий в альбитах), т.е. на приуроченность его вместе с полиметаллами к кремнещелочной (салической) ветви минерализации, закономерно сменяющей в рудном процессе железо-магниевую (мафическую).

Аналогия в характере морфологических черт и в стратиграфическом положении колчеданных (не полиметаллических) залежей, с одной стороны, и железистых кварцитов, с другой, свидетельствует о вероятной сингенетичности их образования и, кроме того, дает основание говорить о возможности развития единой окисно-сернисто-железистой стадии минерализации с взаимопереходами между окисно-железистой и железо-сульфидной фациями, иногда парагенетически сочетающимися с железисто-карбонатной фацией. В связи с возможными изменениями состава сульфидов по простиранию И.Н. Бордунов предполагает наличие в Кременчугской зоне участков с повышенной концентрацией никеля, кобальта, меди и других металлов в колчеданах. Возможность такой минерализации особенно реальна в полях развития основного и ультраосновного магматизма.

Тесная связь окисно-железистых и сульфидных концентраций в одном и том же месторождении, горизонте и даже пласте может свидетельствовать только в пользу их одинакового происхождения из одного и того же источника оруденения. И если для сульфидов в данных условиях нельзя предполагать какой-либо иной генезис, кроме гидротермально-осадочного, то и образованию

железных руд необходимо приписывать такую же, т.е. гидротермально-осадочную, природу. Под гидротермами здесь, как и раньше, подразумеваются эндогенные как магматогенные, так и метаморфогенные растворы.

Многочисленные, в основном непромышленные сульфидные рудопоявления жильного типа установлены вдоль р. Ингульца в Карачуновско-Лозоватской зоне сульфидной и железорудной минерализации (средняя часть Криворожско-Кременчугского рудного пояса). В пределах зоны обнаружены месторождения и проявления железных, титановых и медных руд метасоматического и гидротермального генезиса. В железных рудах, помимо магнетита (до 50%), ильменита (до 15%), биотита (10—39%), роговой обманки (до 25%), обнаружены кварц, карбонат, единичные зерна турмалина, спорадически наблюдаются пирит, халькопирит (до 10%).

Сульфидные рудопоявления представлены прожилками, вкрапленностью и зонами брекчирования. В минеральном составе руд содержатся в основном халькопирит и пирит, в халькопиритовых рудах, кроме них, присутствуют магнетит, сидерит, ильменит, пирротин, халькозин, кубанит, марказит, в небольшом количестве — валлерит, борнит, ковеллин, из жильных — кальцит, кварц.

Интересная сульфидная минерализация установлена в Орехово-Павлоградском рудном поясе. Здесь в начальной стадии геосинклинального развития "происходила интенсивная вулканическая деятельность и шло внедрение ультрабазитов; с этими породами связаны сульфиды магматического происхождения, косвенным доказательством этого является наличие включений пентландита в пирротине... В случае жильной формы выделения таких сульфидов их можно, вероятно, отнести к гидротермальным образованиям" (курсив мой. — В. Ч.) [90, с. 154]. И далее: "В конечной стадии гранитизации (т.е. в орогенные этапы геосинклинального развития. — В. Ч.) проявились процессы, имитирующие гидротермальное образование... Процессы ультраметаморфизма приводили, как это представляет Н.Г. Судовиков, к мобилизации рудных компонентов, обогащению ими растворов и перераспределению в стадии постгранитизации" [90, с. 154].

Приведенный пример еще раз подтверждает реальность описанных выше процессов "формирования ряда крупнейших метаморфогенных месторождений под действием гидротермальных растворов ультраметаморфической магмы, насыщенных сульфидами магматического происхождения" [90, с. 154] и рудогенными элементами из вмещающих и гранитизированных пород. Следует напомнить, что медно-никелевое оруденение в докембрии Карелии наблюдается в колчеданных рудных телах только там, где среди слагающих пород имеются ультрабазитовые интрузии обычно с явным медно-никелевым оруденением. Подобные магматические рудопоявления довольно обычны и в Белоцерковско-Одесской металлогенической зоне, где магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды установлены на полях Володарской и Северо-Березнянской магнитных аномалий. Главным минералом руд является магнетит; кроме него, в рудах присутствуют марказит, пирротин, реже халькопирит. Сульфиды, как правило, образуют вкрапленность; иногда их содержание повышается до 30—40% и они выделяются в магнетито-сульфидные залежи, где сульфиды замещают магнетит. Такое замещение отмечалось и в окисно-сернисто-железистых рудопоявлениях, что указывает на постоянство развития рудного процесса от окисно-железистой минерализации к сульфидной.

В качестве минералогических находок халькопирит в ассоциации с пиротином и, реже, с пентландитом встречен в районе г. Гайсина и немного западнее от него, на р. Южный Буг в связи с собитами — вулканогенными породами, испытавшими метаморфизм и гранитизацию. Сульфиды никеля, меди и железа известны в габбровых породах района Дашева и Голованевска, а силикатный никель — в среднем Побужье, между Завальем и Первомайском.

Пегматиты раннепротерозойского происхождения, связанные с гранитами кировоград-житомирского комплекса, встречены на всей территории Украинского щита и локализованы главным образом в гнейсах и мигматитах. Некоторые из них содержат редкометалльную акцессорную минерализацию, сходную с рудными проявлениями в пегматитах Балтийского щита. Отмечается увеличение содержания и разнообразия рудных компонентов в форме акцессорной минерализации от древних к более юным и метаморфизованным комплексам.

Территория Курской магнитной аномалии (КМА) с ее железорудными месторождениями, сложенными породами курской серии нижнего протерозоя, в геологическом отношении служит прямым продолжением Криворожского бассейна, с геологией и металлогенией которого она имеет много сходных черт. Железные руды представлены здесь железистыми кварцитами, требующими обогащения, так как содержат 30—40% железа и 35—45% кремнезема, и богатыми рудами — продуктами древней коры выветривания железистых кварцитов, содержащими до 60—65% железа и идущими в плавку без обогащения.

Д.С. Коржинский связывает образование богатых руд КМА с развитием палеозойской коры выветривания, отмечая при этом сходство богатых руд КМА и Кривого Рога. По-видимому, многие геологи КМА согласны с этим выводом и строят на нем представления о локализации богатых руд и развития кор латеритного выветривания. По мнению С.И. Чайкина, размещение и морфология залежей богатых железных руд определяются в основном текстурно-структурными особенностями пород железорудной свиты, причем наиболее интенсивное рудообразование при прочих равных условиях свойственно тонко-полосчатым магнетито-хлоритовым кварцитам. Слабее оно проявляется в грубо-полосчатых разновидностях магнетито-силикатных кварцитов [25].

В железорудном бассейне КМА выделяются четыре основных железорудных района: Белгородский, Ново-Оскольский, Старо-Оскольский и Курско-Орловский.

В Белгородском районе имеется ряд железорудных месторождений, в том числе такие известные, как Яковлевское и Гостищенское. Породы Яковлевского месторождения занимают синклинальную складку того же наименования, к крыльям которой приурочены две полосы железистых кварцитов северо-западного простирания — Яковлевская и Покровская; падение пластов моноклинальное крутое (до 70°) на северо-восток. Широко распространены разрывные нарушения, прослеживаемые по многочисленным зонам трещиноватости, дробления и брекчирования. Мощность осадочного чехла над рудными залежами увеличивается в южном направлении до 670 м, изменяясь в среднем от 480 до 550 м.

В упомянутых полосах железистых кварцитов соответственно их названию обособляются Яковлевская и Покровская залежи Яковлевского месторождения. На лучше изученном Яковлевском участке рудная залежь имеет среднюю мощность 30—60 м, пластовое или плащеобразное залегание на головах пластов железистых кварцитов, сходное, по мнению геологов КМА, с залеганием вторично обогащенных рудных тел Саксаганской рудной зоны Криворожского бассейна. Это остаточные руды, по терминологии геологов КМА [25].

В стратифицированном строении руд Яковлевского месторождения наблюдается чередование горизонтов мартит-железнослюдковых, мартит-гидрогематитовых руд и прослоев филлитовых сланцев, количество которых по простиранию залежи непостоянно. В коре выветривания железнослюдковые руды превращаются в богатые мартит-железнослюдковые и железнослюдковые. Наибольшей мощности они достигают вблизи контакта железистых кварцитов с верхней сланцевой толщей, что, по мнению С.И. Чайкина, обусловлено, во-первых, развитием в верхних горизонтах железисто-кварцевой свиты "силикатных" кварцитов вместо более стойких к выветриванию кварцевых прослоев и,

во-вторых, весьма обычным проявлением межпластовых подвижек на контакте двух разнородных по составу толщ. Впрочем, и без подвижек эти контакты представляют собой ослабленные зоны, которые при прочих равных условиях оказываются наиболее доступными путями распространения вторичной минерализации.

Строение рудной залежи характеризуется вертикальной зональностью, связанной с процессами эпигенетической минерализации и выраженной в образовании зон (сверху вниз): 1) карбонатизированных, 2) в той или иной степени хлоритизированных руд, 3) слабо измененных вторичными новообразованиями, 4) кремнеземистых руд. Мощность зоны карбонатизации непостоянна — от полного отсутствия до 60 м, зоны хлоритизации — до 100—120 м [25].

Покровская рудная полоса Яковлевского железорудного месторождения состоит из двух кварцито-железистых пачек, разобценных сланцами на расстояние в среднем около 200 м. Соответственно богаты железные руды слагают две рудных залежи: западную шириной 250—400 м и восточную шириной 50—200 м. Мощность западной залежи, составляющая в лежачем боку полосы железистых кварцитов около 20 м, к контакту со сланцами увеличивается в 7—8 раз.

На Яковлевском месторождении основную промышленную ценность составляют остаточные, т.е. гипергенные, руды, испытавшие на протяжении протерозойской геологической истории значительный метаморфизм. Кроме них, выделяются еще осадочные, или переотложенные, руды незначительного распространения [25]. Остаточные руды представляют собой в основном рыхлые тонкозернистые руды железослюдкового, железослюдково-мартитового состава, мартит-гематитовые, гидрогематит-гидрогётитовые, карбонатизированные (сидерит-железослюдково-мартитовые, сидерит-гидрогематит-гидрогётитовые) и хлоритизированные (железослюдковые, железослюдково-мартитовые и др.) руды в почти не изменившихся первичных условиях залегания.

В Яковлевской залежи наиболее распространены и наиболее богаты железом железослюдковые и железослюдково-мартитовые руды, мартитовые встречаются реже. В Покровском месторождении наблюдается обратное соотношение между количествами руд обоих типов. При хлоритизации руды становятся комковатыми, уплотненными, распространяются в основной массе рыхлого материала отдельными пачками и гнездами. Местами в рудной залежи сохраняется тонкая полосчатость, унаследованная от первичных железисто-кварцитовых руд. Мартит и железная слюдка часто встречаются совместно и иногда в равных количествах, образуя прослой смешанного состава. В верхних частях рудных тел отмечается незначительное содержание гидрогематита, окаймляющего зерна мартита или чешуйки железной слюдки. Хлоритизация резко выражена в мартит-железослюдковых рудах, где она развивается ниже зоны карбонатизации. Текстура хлоритизированных руд тонкополосчатая; толщина прослоек — от долей миллиметра до 1—2 мм и более.

Гостищевское месторождение железных руд Белгородского железорудного района находится в очень выгодных экономических условиях эксплуатации. Район месторождения слагается тремя свитами курской рудоносной серии пород. Нижняя свита состоит из филлитовидных сланцев, кварцитов и песчаников, средняя — из семи горизонтов различной степени оруденелых магнетитовых и железослюдковых кварцитов с прослоями филлитовидных, хлорит-мартитовых и силикатных сланцев [25]; общая мощность средней свиты ~ 800 м; верхняя свита слагается филлитовидными сланцами, карбонатными отложениями и кварцито-песчаниками. Толщина осадочного чехла, покрывающего породы кристаллического фундамента, 380—612 м [25].

На территории месторождения выделяются две крупные антиклиналы, разделенные гостищевской полосой железистых кварцитов, образующих ядро глубоко-

эродированной синклиальной складки. Богатые руды образуют семь разоб- щенных рудных тел; наиболее крупное из них, содержащее до 90% учетных запасов месторождения, связано с Гостищевской и частично с Покровской полосами железистых кварцитов.

В пределах Гостищевского месторождения руды слагают сильно вытянутые по простиранию горизонтальные залежи на головах пластов железистых квар- цитов. Здесь, как и на других месторождениях КМА, выделяются два типа железистых руд — остаточный и осадочный. Первые находятся на месте образования и являются продуктами процессов, относимых геологами КМА к гипергенным, вторые подверглись выветриванию, размыву и большому или меньшему перемещению с места первоначального залегания. Осадочные руды составляют не более 5% общего объема рудной массы месторождения.

Главные минералы месторождения — мартит, железная слюдка, сидерит, гидроокислы железа, гидрогематит, иногда магнетит и железистый хлорит типа шамозита. В качестве аксессуаров присутствуют пирит, марказит, халь- копирит, галенит. По минеральному составу выделяются мартитовые и же- лезнослюдково-мартитовые, хлорит-мартитовые, гидрогематит-мартитовые и гли- нисто-гидрогетит-гидрогематитовые типы руд.

В вертикальных разрезах рудных залежей устанавливается зональность распре- деления плотных и рыхлых руд. При большой мощности рудного материала в верхних горизонтах и у самой подошвы преобладают плотные сидерити- зированные руды, к средним и нижним горизонтам приурочиваются в основном рыхлые руды с ничтожным содержанием сидерита. Рудные тела малой мощности слагаются только плотными рудами. Содержание в последних общего и окисного железа всегда несколько ниже, чем в рыхлых. Спектральными анализами в железистых кварцитах Гостищевского месторождения установлены Mn, Cr, Cu, Ni, Ge.

Кроме месторождений железных и не рассматриваемых здесь бокситовых руд, на территории КМА в породах оскольской серии (ятулий) известны жильные, гнездово-вкрапленные и другие рудопроявления Ni, Mo, Cu, Zn, Mn, приуроченные к нижнепротерозойским породам и связанные с развитием гидротермальных изменений — окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией, турмалинизацией. Разломные нарушения нередко сопровождаются основными и ультраосновными породами, что свидетельствует о глубинной природе как самих разломов, так и подчиненного им оруденения. Все это чрезвычайно близко к показателям аналогичных рудных месторождений Украинского щита.

Однако следует учесть, что территория КМА изучалась лишь в отношении распространения, качества и условий минерализации железных руд. Геология и минералогия других полезных ископаемых в породах докембрия и в древних корах выветривания, несмотря на ряд благоприятных признаков, исследована еще слабо и лишь попутно с изучением и разведкой железных руд. Некоторые геологи приходят к выводу, что современные данные о составе магмати- ческих пород и тектонике докембрия КМА дают достаточно оснований для проведения здесь специальных работ по изучению медно-никелевых сульфидных руд в ультраосновных интрузиях и полиметаллических — в районах развития интрузий кислого состава и в карбонатных породах курской серии [25].

По результатам изучения геологических исследований с глубинным карти- рованием на Белорусском массиве выделяются два генетических типа руд — магматогенный и метаморфогенный. Первый тип, характеризующийся магне- титовыми рудами, связан с интрузиями габбро-норитов кореличского комплекса и оливнивого габбро Нечипоровского архейско-нижнепротерозойского массива у дер. Новоселки Гродненской области. Второй генетический тип представляет собой метаморфогенные формации железных руд, приуроченные к синклиальным зонам архея—нижнего протерозоя, имеющим здесь четкое линейное строение.

Магматогенные ильменит-магнетитовые руды наиболее изучены в синклинали Новоселковского месторождения Кореличского района; известны они и в других синклиналях. Главные рудообразующие минералы в габброидах кореличского комплекса — ильменит и магнетит заполняют в породе промежутки между зернами пироксена, амфибола, и плагиоклаза, образуя сидеронитовую структуру. Морфологически рудные скопления выражены в форме вкрапленных, а также гнездово-вкрапленных и сплошных руд, залегающих в виде согласных, пластовых и линзообразных тел. Из второстепенных минералов почти повсеместно наблюдаются пирит, халькопирит, пирротин, титаномагнетит, гематит. Часто встречаются шпинель, апатит, в единичных зернах — кварц, актинолит, эпидот, скаполит, кальцит [70].

Кроме кореличского комплекса, повышенные содержания ильменита и магнетита свойственны также магматическим основным породам березовского комплекса, обнаруженным главным образом в пределах Зельвяно-Лидской, Ружано-Ивьевской и Новогрудской синклинальных структур Белорусского массива. Здесь ильменит и магнетит кристаллизовались позже породообразующих минералов, но ранее пирита и халькопирита, составляющих прожилки, иногда просечки в зернах породы.

С Нечипоровским массивом оливиновых габбро пространственно и генетически связано титаномагнетитовое оруденение. Массив находится на юге Белоруссии, северном склоне Украинского щита, где штокообразное тело интрузива залегают среди гранитов осницкого и мигматитов кировоградского комплексов. Титаномагнетитовые руды, как и ильменит-магнетитовые, относятся к собственно магматическим образованиям; морфологически они представлены вкрапленными и гнездово-вкрапленными скоплениями, равномерно рассеянными в массиве. Главным рудным минералом является титаномагнетит; ильменит и магнетит присутствуют в форме редких отдельных зерен. Месторождение изучено недостаточно; дальнейшие исследования могут выявить руды промышленного значения [70].

Метаморфогенные руды Белорусского массива (второй генетический тип) связаны с железисто-кремнисто-метабазитовой формацией, близкой по составу и времени образования к аналогичной формации, широко развитой во внутренней части Приднепровского блока на Украинском щите. На территории Белорусского массива метаморфогенная железисто-кремнисто-метабазитовая формация вскрыта буровыми работами на протяжении около 75 км в Брестской и Минской областях. Она включает здесь среднюю (шашковскую) толщу околловской серии, подстилаемую амфиболитами метабазитовой формации и перекрытую кристаллическими сланцами яченской свиты.

Разрез железисто-кремнисто-метабазитовой формации лучше всего представлен и изучен на территории Околловского месторождения железистых кварцитов [70]. Оно прослежено буровыми скважинами глубиной 425—711 м и геофизической съемкой. Бурением установлены три толщи пород околловской серии: гуменовщинская амфиболитовая, шашковская железорудная и яченская. В шашковской толще имеется три горизонта: подстилающий, железорудный и перекрывающий.

Железорудный горизонт состоит из пачек железистых кварцитов, чередующихся с пачками метабазитов общей мощностью до 1400 м. В минеральном составе железистых кварцитов выделяются два типа руд: силикатно-магнетит-кварцевый и силикатно-магнетитовый: количественно преобладает первый. Главный рудный минерал — магнетит — присутствует в трех генерациях — ранне-, средне- и послеметаморфической, которые характеризуются различными минеральными парагенезами, формой и размером выделений. Ильменит крайне редок, по трещинкам и краям он лейкоксенизирован. Из сульфидов встречаются единичные зерна пирита и халькопирита, обычно развивающегося по пириту. В числе

нерудных наиболее распространен кварц (30—40%) и куммингтонит (10—22%), редко встречаются роговая обманка, апатит, биотит, гранат.

По данным В.А. Пуура и др. [92], в кристаллическом фундаменте на севере и северо-востоке Эстонии, изученном по выходам нижнего докембрия на островах Финского залива и по результатам бурения скважин на континенте, выделены: 1) ягалаская, вайвараская метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи, а также складчатые образования островов Гогланд и Большой Тютерс, 2) алутагусевская толща с ульястеской пачкой. Все толщи по современному геохронологическому делению относятся к нижнему протерозою. В Южной и Западной Эстонии они примыкают к складчатым комплексам гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма условно архейского происхождения.

В этих толщах установлено значительное количество проявлений железных, серно- и медноколчеданных, а также полиметаллических руд. Магнетитовые кварциты развиты в тесной связи с вмещающими породами — преимущественно основными и кислыми метадиференциатами магмы. Повышенные содержания меди, никеля и других металлов, редкая вкрапленность сульфидов меди обнаружены в основных породах Йыхвиской и Таллинской зон, в складчатом комплексе Западной Эстонии, а также в габбро скв. Тапа. В районе известны также жильные медно-полиметаллические и полиметаллические рудопрооявления послехогландского, но довендского возраста [71]. Рудопрооявления характеризуются средне- и низкотемпературным происхождением и приуроченностью к зонам тектонических нарушений, относящихся, вероятно, уже к платформенному этапу развития земной коры.

Изложенные данные, естественно, еще недостаточны, но все же позволяют говорить о том, что металлогения рассматриваемой территории близка к свекофеннской металлогении прилегающей части Свекофеннской протогеосинклинальной системы Балтийского щита.

Глава II

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Время формирования пород фундамента Русской платформы охватывало промежутки времени, равный примерно 3 млрд лет, т.е. около 3/4 всей геологической истории планеты. На Балтийском щите породы фундамента, по данным его исследователей, были расчленены на четыре крупные группы, характеризующие ряд последовательно развивающихся геотектонических этапов: катархейский, архейский, селецкий, свекофенский. Они разделяются между собой достаточно четко выраженными на Русской платформе периодами широкого развития тектоно-плутонических процессов в возрастных рамках 2,6—2,8; 2,1—2,2; 1,85—1,65 млрд лет [44]. Судя по приведенным данным, продолжительность упомянутых этапов от более древних к более юным имеет тенденцию к сокращению от 1 до 0,6 и до 0,4 млрд лет, приближаясь во времени к длительности фанерозойских тектоно-магматических циклов.

О проявлениях диастрофизма на рубежах рассматриваемых этапов можно судить по широкому развитию на Балтийском щите грубообломочных полимиктовых конгломератов, ассоциирующих с шаровыми лавами основного состава. Аналогичные по времени образования и составу конгломераты в том или ином масштабе известны также на территориях Украинского щита и Воронежской антеклизы; вероятно, они будут выявляться по мере дальнейших исследований и в других районах Русской платформы. Их следует, очевидно, принимать как свидетельства крупных орогений, разделяющих геотектонические этапы, близкие по своему рангу фанерозойским тектоно-магматическим циклам, если учесть замедленное развитие циклических процессов в докембрии по сравнению с фанерозоем [59].

КАТАРХЕЙСКИЙ ЭТАП

В стратиграфических разрезах катархейского этапа резко преобладали вулканические породы, подчиненными являлись хемогенные и обломочные. В генетическом отношении среди хемогенных пород особый интерес представляют кремнисто-железистые слои, среди обломочных — первичные глинисто-песчаные породы с тем или иным (иногда до десятков процентов) содержанием графита. Обилие углерода, как и кремния, — специфическая особенность докембрия и прежде всего катархея. Эти элементы связаны с широким развитием в докембрии магматических процессов, но, конечно, неодинаково. Связь углерода и кремния с магматизмом лучше всего подтверждается наличием прямой зависимости их распространения от развития вулканизма и его производных на протяжении всей истории Земли, хотя причины этой зависимости пока могут пониматься различно [45, 98]. А.П. Виноградов [17, 19], Н.С. Шатский [133], Г.С. Дзоцендзе [41] высказываются за генетический характер этой связи.

Углеродистые (графитистые) породы докембрия с содержанием углерода до нескольких десятков процентов занимают определенные горизонты в стратигра-

фических разрезах, закономерно повторяясь в связи с периодическим возобновлением интенсивной вулканической деятельности в качестве обязательных членов железисто-кремнистых формаций или самостоятельных формаций.

Давно стал известен важный факт количественного и качественного постоянства летучих, выделяемых в атмосферу как вулканами, так и нагреваемыми в вакууме вулканическими породами. В сущности в этом отражается то постоянство элементов, которое характерно для "дыхания Земли". В их составе главную роль играют H_2O и CO_2 . Вполне допустимо, что при наличии водорода в вулканических газах CO_2 может в верхних горизонтах земной коры окислять ("сжигать") водород до воды с образованием углерода ("копотн") и углеводородных соединений по многим реакциям. Приведем только некоторые из них (возможно, и не основные):



Роль окислителя водорода вместо CO_2 могло, по-видимому, играть и другое химическое соединение углерода, например CaCO_3 , при достаточно высокой температуре.

Обилие вулканогенной углекислоты в недрах, порождаемое, очевидно, интенсивной деятельностью глубинных высокотемпературных основных магм, создавало условия, которые способствовали течению приведенных реакций вправо, усиленному образованию самородного углерода в различных проявлениях углистых (графитистых) пород. По подсчетам американских геологов в аспидных сланцах одной лишь гренвильской формации (протерозой?) законсервировано углеродистого вещества больше, чем во всех каменноугольных месторождениях мира.

Примерно так же представлял себе процесс насыщения углеродом земной коры А.П. Виноградов [17, 19]. Он утверждал, что углерод, находящийся в дунитах и метеоритах в виде рассеянного элементарного углерода, графита, способен выделяться при дегазации в составе CH_4 . Тогда вполне естественна реакция:



Сравнительно недавно изотопные и другие определения подтвердили наличие в рассматриваемых породах биогенного углерода. Надо полагать, что углерод в катархее создавал почву для развития на Земле живого вещества, служил абиогенной питательной средой для первых фотосинтезирующих организмов (прокариотид), т.е. был первичен по отношению к биогенному углероду.

Появление первых фотосинтезирующих организмов (прокариотических протобионтов) относится к абсолютному возрасту 3,7—3,5 млрд лет [45], т.е. к концу катархей. С образованием же достоверных эукариотид (середина протерозоя) восстановительная внешняя оболочка планеты, играющая роль буферной системы для окислительных функций прокариотид, начала заметно обогащаться освобождающимся свободным кислородом [23, 45]. Однако количество биосферного кислорода в докембрийских бассейнах возрастало постепенно; глубинные зоны морей еще долгое время оставались насыщенными сероводородом.

Забегая несколько вперед, необходимо отметить, что накопление свободного кислорода в атмосфере имело важное значение в истории развития земной коры, в частности металлогении. С другой стороны, рост содержания свободного кислорода в биосфере способствовал окислению части углерода в углекислоту, т.е. обогащению биосферы углекислым газом с последующим использованием его фотосинтезирующими организмами. В то же время и по той же причине происходило окисление двухвалентного относительно легкорастворимого и потому подвижного железа в практически нерастворимую окись с вытекающими отсюда изменениями типа железорудных формаций и отделением железа от более подвижного марганца.

Другим специфическим элементом по количественному участию в породах является кремний в составе его обычной минеральной формы кремнезема. Он, как и углерод, пространственно и, очевидно, генетически связан с магматической деятельностью. Одной из важных черт геохимии кремния в породах фундамента Русской платформы служит его связь с развитием гранитизации и с гранитообразованием. Преобладающей формой гранитоидного магматизма в катархее являлось образование гранито-гнейсовых куполов и купольных структур в первично-базальтоидном слое земной коры. Они возникали, как уже говорилось, в форме обособленных, а зонально расположенных брахиантиклиналей разного размера, разделенных синклинальными прогибами. Последние выполнялись вулканогенно-осадочными породами, метаморфизованными в зеленокаменные комплексы.

Тесная пространственная связь базальтоидных (базито-гранулитовых) и гранитоидных (гранито-гнейсовых, олигоклаз-гранитовых) пород в докембрийской континентальной коре издавна вызывала дискуссии о том, какие из них проявились раньше — базитовые или гранитовые. Представляется, что вопрос о первородстве тех и других пород, скорее всего, может быть решен в пользу большей вероятности их взаимосвязанного анхисинхронного образования в результате единого, близкого к зонной плавке процесса в приповерхностных горизонтах земной коры. Именно этот процесс мог привести к развитию зеленокаменных и гранито-гнейсовых полей, или узлов, имевших важнейшее значение в размещении рудных элементов в докембрийском фундаменте Русской платформы.

Полвека назад В.Н. Лодочников писал [67, с. 192]: "Весьма часто, чтобы можно было назвать случайностью, при изучении интрузивных и эффузивных пород и их воздействия на вмещающие породы наблюдается и повторяется одно и то же явление, которое... можно назвать правилом полярности магматических и постмагматических минералов одной и той же магмы, и правило это можно сформулировать следующим образом: поствулканические процессы несут с собой те элементы или окислы, которыми бедна сама природа, обусловившая эти процессы". Впоследствии правило Лодочникова было теоретически обосновано в известных работах Д.С. Коржинского о биметасоматических процессах и подтверждено рядом других исследователей в области петрологии и рудогенеза, магматических и постмагматических процессов, получив от них характерные названия: антиподальность, антагонизм, противоборствование и др.

Мощному развитию основных магм должно было отвечать соответственно широкое проявление гранитоидного магматизма, которое выражалось в гранитизации вмещающих пород и формировании различного типа гранито-гнейсовых пород первичного гранитного слоя, которым присваивается название олигоклазовых, иногда "серых гнейсов". Учитывая изложенное, можно предположить, что происхождение этих пород близкосинхронно с веществом первичной базальтовой коры. С этим согласуются исследования ряда геологов [44], показавших эндогенный, мантийный генезис описываемых гранитоидов и высказавшихся за принадлежность их к одному этапу образования с нижними зеленокаменными толщами, которые они относят к катархею.

По В.Н. Лодочникову, контактирующие с гранитами породы обогащались биотитом, в контактовых зонах габбро и диабазов в породы привносились Na, K и в избытке Si, которые действовали в гранитизирующих растворах при метасоматическом образовании гранитов. "Подобные условия, — отмечает А.А. Беус [10, с. 127], — наиболее вероятны в раннем докембрии (разумеется, при определенных термодинамических показателях. — В.Ч.), когда метасоматическая гранитизация преимущественно развивалась по породам основного состава и предположительно на меньшей глубине, чем палингенетическая гранитизация, характерная для молодых подвижных зон земной коры. Данные для относительно низких температур метасоматической гранитизации (500—600°С) приводятся Л.Л. Перчуком".

В процессе широкомасштабной дифференциации базальтоидных магм Fe с примесью Mg, Mn, Ca могло выноситься из куполов и привноситься горячими кремнийсодержащими растворами в межкупольные прогибы (зеленокаменные узлы), создавая неповторимо благоприятные условия для широкого распространения в фундаменте Русской платформы железисто-марганцовистых формаций с обязательным присутствием ряда элементов, свойственных основным и ультраосновным магмам (Cr, Ni, Co, Cu и др.). В то же время кремнещелочные растворы обусловили постоянное содержание в этих породах Si в качестве обязательного элемента формации в составе кремнистых сланцев, карбонатов, вулканитов, а также кварцитов и яшм [133]. В ряде случаев наблюдается прямая пропорциональность между количественным развитием вулканитов, с одной стороны, окремнением и железо-марганцевым орудением — с другой [26].

Древнейшими гранитоидными породами на Русской платформе образованы мощные залежи брахиантиклинорных или купольных структур, хорошо известных в фундаментах древних платформ и на щитах. Это близкосинхронные антиформы разделяющих их прогибов — брахисинклиналей, заполненных в настоящее время зеленокаменными породами. Гранитоидным куполам принадлежит ведущая роль в развитии раннедокембрийских тектонических структур. Кучный, или "стадный", характер расположения куполов и криволинейные, изогнутые, кольцевые и полукольцевые очертания межкупольных брахисинклиналей составляют, очевидно, отличительную особенность катархейской тектонической геоструктуры, которую по ее морфологии и значению в процессах рудообразования можно назвать купольно-концентрической.

Представляется, что необычный характер рассматриваемой геоструктуры объясняется весьма своеобразными условиями ее развития и прежде всего относительно тонким слоем земной коры и субпластическими ее свойствами. Такая обстановка не способствовала развитию линейных структур даже при наличии сил тангенциального давления, которые, вообще говоря, могли существовать и в то время по современным концепциям развития земной коры. В действительности основную роль в структурообразовании играли вертикальные силы, обусловленные главным образом эндогенной энергией летучих и жидких дифференциатов застывающей базальтоидной магмы. Отсюда "беспорядочность" в плане развития куполов и связанных с ними зеленокаменных прогибов.

Эра господства купольно-концентрической тектоники продолжалась, вероятно, сотни миллионов лет. Возможно, ее верхним пределом служит время появления гранитоидных плутонов в конце катархея (около 3,3 млрд лет) — первых, как полагает Е.В. Павловский [82], соскладчатых интрузий в докембрии. Очевидно, это было время проявления самых ранних глубинных разломов, по которым могли проникать сильно перегретые порции подкоровых магм, необходимые, по Ю.М. Шейнманну [134], для начала гранитообразования в пределах гранито-гнейсовых куполов, как это прослеживается на примере сложных интрузивно-ультраметаморфических гранитов Украинского кристаллического щита. И если в раннем докембрии гранитизация при описанных выше условиях могла, подобно зонной плавке, протекать постоянно, то проявление соскладчатого и послескладчатого магматизма, сопровождавшего рост континентов, происходило, по Е.В. Бибиковой, периодически, в интервалы 3,8—3,5; 2,9—2,6; 2—1,8 млрд лет. Интересно, что точно такие же даты О.А. Беляев и В.П. Петров называют для трех региональных циклов метаморфизма в фундаменте Русской платформы [144].

Что касается более ранних гранитных интрузий, то отрицать их существование, может быть, и нельзя, однако сомнительно, чтобы массы их были достаточными для образования к архейскому времени гранитного слоя земной коры. Имеются серьезные основания отвергать значительную роль в накоплении гранитных магм путем "всплывания" легких магматитов из подкоровых глубин. Ю.М. Шейнманн

[134] показал, что процесс накопления и поднятия кислых магм из глубин практически невозможен. По его мнению, граниты, образованные за последние 3 млрд лет, представляют собой продукты регенерированных пород. Примерно аналогичные данные приводятся Е.В. Павловским [81], считающим, кроме того, что базальтоидная кора образовалась до появления гранитоидов и что до этого современные зеленокаменные породы имели сплошное распространение.

Е.В. Павловский отмечает [81, с. 10], что "по мере удаления от соседних куполов снижается интенсивность деформации". Он приводит описание характера складчатости, а также механизма ее образования при ведущей роли "роста куполовидных структур гранитоидов, группирующихся в нелинейные скопления" [81, с. 10]. Там же указывается, что с удалением от куполов с ядрами гранитоидных пород степень метаморфизма от высоких ступеней амфиболитовой фации уменьшается до фации зеленых сланцев. Это утверждение очень важно. Во-первых, оно подчеркивает активную роль гранитоидных масс как более поздних образований по сравнению с базальтоидной (анортозитовой) корой, давая в то же время представление о специфике складчатости в рассматриваемое время. Во-вторых, складывается убеждение, что купольные граниты служили основными концентраторами тепловой энергии в распространении метаморфизующих рудоминеральных растворов, способных мобилизовывать и перемещать материал в том же направлении, т.е. от купольных поднятий к межкупольным прогибам. Источником их могли быть породы основных магм, в той или иной степени испытывавшие дифференциацию, метаморфизм и гранитизацию. Часть их была исторгнута на современную поверхность, часть проявилась в форме больших и малых интрузий также основного состава.

Необходимо оговориться, что на Русской платформе рудные месторождения, которые можно было бы уверенно отнести к катархею, пока неизвестны, что, вероятно, обусловлено трудностями отделения катархейских пород от архейских и, главное, общим рассеянным распределением рудных компонентов. Причин этому, по-видимому, несколько. Во-первых, в раннем катархее осаждение продуктов магматизма на поверхности происходило главным образом в условиях отсутствия воды — основного фактора миграции и концентрации химических элементов. Во-вторых, концентрические, изогнутые в плане и плохо связанные между собой тектонические структуры препятствовали образованию достаточно крупных разломов и зон трещиноватости, легко гасившихся в данных условиях по простиранию и в глубину. Слабое же развитие трещин уменьшало проницаемость коры для рудных растворов, что, естественно, ограничивало возможности вулканогенно-осадочного и гидротермально-метаморфического рудообразования.

Ряд авторов [46, 116] справедливо считают, что в катархейских образованиях в рассеянном состоянии могут содержаться значительные обцие количества рудных полезных ископаемых, представлявших собой потенциальный источник последующих генераций. Судя по преобладанию среди катархейских пород региона магматических тел основного состава, этими ископаемыми на территории Русской платформы могли быть элементы сидеро- и халькофильной групп и только в очень малом количестве элементы литофильной группы. Общим вместилищем катархейских рудогенных компонентов всех трех групп могли служить исключительно или почти исключительно породы зеленокаменных прогибов, гранито-гнейсовые же купола того времени оставались практически безрудными. Сказывалась роль понижения интенсивности метаморфизма и повышения активности рудообразования в направлении от куполов к зеленокаменным прогибам.

Вместе с тем, судя по определению возраста, рудные месторождения, по крайней мере позднего катархея (3,7—3,3 млрд лет), все же образовывались причем формирование их могло происходить в условиях, приближавшихся к обстановке развития аналогичных по составу и сложению описанных выше архейских вулканогенно-осадочных месторождений. Известный геологам и, по-

видимому, редкий пример катархейского месторождения представляет собой Исуа в Западно-Гренландском рудном поле вулканогенных и, что очень важно, невысокометаморфизованных пород. Абсолютный возраст его определен достаточно надежными методами [44]. Значит, в позднем катархее имелись уже водные бассейны, где могли отлагаться тем или иным путем продукты гидротермально-осадочной деятельности. Рудные компоненты поступали из глубин земной коры в среду, которая постепенно утрачивала пластическое состояние и делалась доступной трещинообразованию и относительно свободной циркуляции рудоминеральных магматогенных и метаморфогенных горячих растворов. С ними связывались приток тепловой энергии, возбуждавший метаморфические преобразования, а также привнос и перемещение полезных ископаемых.

Нельзя не обратить внимания на некоторую противоречивость мнений геологов относительно возможности образований в катархее глубинных разломов и расколов в земной коре. М.В. Муратов, например, считал, что земная кора до конца катархей отличалась "небольшой толщиной, значительной подвижностью и легко разламывалась, давая выход огромным массам магматических продуктов" [76, с. 135]. Другие геологи утверждают, что даже в архее "разломы имели нечеткое выражение, что находит возможное объяснение в малой мощности архейской коры и общей пластичности гнейсовых толщ вследствие реоморфизма и гранитообразования" [44, с. 5].

Вторая точка зрения ближе отвечает только что изложенным данным, объясняющим отсутствие или слабое развитие значительных рудных концентраций в катархее. И все же представляется, что предположение М.В. Муратова о том, что интенсивный вулканизм катархей обусловлен малой мощностью и высокой подвижностью земной коры того времени, является также оправданным, как и основанное на тех же положениях "нечеткое выражение разломов". Синтез этих, казалось бы противоположных, выводов заключается в признании малой живучести разрывных дислокаций вследствие вязкости и подвижности среды, в которой они развивались. Вероятно, образование разломов в катархее действительно имело место и было интенсивным, но существование этих разломов носило эфемерный, быстротечный, неустойчивый во времени характер, чем и объясняется их "нечеткое выражение".

Г.А. Кейльман, С.Г. Паняк утверждают, что первичный гранитный слой (имеется в виду катархейское время) формировался в обстановке высокой температуры геотермически-статического метаморфизма при ведущей роли кондуктивной теплопередачи, определяющей медленное распространение глубинного тепла при низком градиенте метаморфизма по латерали и высокому по вертикали, что затрудняло развитие метаморфической зональности [44]. Эти условия хорошо согласуются с нелинейным характером тектонических структур и слабым влиянием тектонических структур на распределение теплового потока.

Купольно-концентрические структуры, или купольно-концентрическая складчатость, характерны для тектоники, которая одними геологами считается пангеосинклинальной, другими панплатформенной. М.В. Муратов [76] полагал, что в действительности по своим качествам они не соответствуют ни платформенным, ни геосинклинальным образованиям. Обоснованность такого мнения и то, что время развития купольно-концентрических структур характеризуется необычайной продолжительностью, дают основание для выделения рассматриваемого тектонического режима под специальным названием. Возможно, в данном случае в качестве одного из подходящих для такого режима названий было бы "пермобильная, или протоконтинентальная, тектоника" или "пермобильный, или протоконтинентальный, режим" земной протокоры, отличительными чертами которой служат купольно-концентрические структуры с многочисленными мелководными, лишенными четких ограничений и потому не прогибающимися на большую глубину синклиналями. Антиформой для такого режима могла бы быть "пред-

океаническая тектоника”, однако для обсуждения этого вопроса современные знания о развитии и характере океанических структур еще недостаточны.

Обобщая крайне скудные сведения о распределении рудных компонентов в катархейских породах Русской платформы и некоторые примеры зарубежных месторождений, можно заключить, что отличительными чертами катархейской (вероятнее, позднекатархейской) металлогении, являются:

1) относительно медленные темпы развития земной коры, ограниченного главным образом проявлениями магматических и постмагматических процессов корообразования с сопутствующим им метаморфизмом. Выражением низких темпов литологической дифференциации является удивительная однородность состава и строения катархейской коры, мало изменявшихся на протяжении почти миллиарда лет; в развитии гранитоидных пород основную роль играют метасоматические процессы гранитизации первичной земной коры;

2) вулканогенно-осадочный тип рудных концентраций, связанный генетически с развитием производных магматизма основного состава и с отложениями этих концентраций в водных бассейнах;

3) состав рудного вещества, представленный железисто-кремнистыми кварцитами с очень небольшим содержанием сульфидов и свидетельствующий о высокотемпературных условиях рудообразующих растворов; в небольшом количестве в составе руд присутствуют сульфиды, надо полагать, более позднего происхождения;

4) вмещающие породы рудных концентраций, которыми служат хемогенные кварциты, а также кремнистые и графитистые сланцы, граувакки, перемежающиеся с вулканитами основного состава, характерные для зеленокаменных прогибов и для пород зеленосланцевой фации.

АРХЕЙСКИЙ ЭТАП

Архейские комплексы и слагаемые ими структуры пока еще трудно отличить от катархейских. До сих пор для их разделения, помимо определений абсолютного возраста, пользовались сравнением интенсивности метаморфизма и деформационных структур, хотя оба последних показателя не всегда приводили к однозначным и достоверным заключениям.

В архее литологический состав осадочных пород качественно почти не изменился по сравнению с литологией в катархее, заметно изменились только соотношения между объемами одинаковых групп пород в архейских и катархейских разрезах. Так, в архее значительно сократился объем эффузивных пород за счет повышения роли главным образом терригенных и менее хемогенных пород. В количественном составе лав сохраняется господство основных пород, присущих ранним стадиям развития подвижных поясов. Резко возросло распространение вулканогенно-кремнистых формаций с железистыми кварцитами, образующими в архее промышленные железорудные месторождения на Балтийском, Украинском щитах и крупные концентрации на Белорусском кристаллическом массиве, что свидетельствует о вероятном распространении архейских железных руд и во всем фундаменте Русской платформы.

Заметно повышается роль терригенных формаций — песчано-глинистых метаморфизованных пород, обычно в той или иной степени окремнелых и углеродистых (графитистых). В качестве наследственной связи с катархейским этапом отмечается широкое развитие кремнезема и углерода в литологическом составе осадочных и вулканогенных пород. На приуроченность их наибольшего распространения к проявлениям магматической и постмагматической деятельности указывают большинство геологов. Карбонатные породы архея на Русской платформе развиты в резко подчиненном количестве по отношению к общему составу осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Их участие в архейских (возможно,

нижнепротерозойских) породах наблюдается в ряде блоков Украинского щита, где известняки и доломиты и их метаморфические эквиваленты нередко обогащены марганцем и графитом (возможное при повышении температуры образование графита осуществляется по реакции: $\text{CH}_4 + \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{C} + \text{CaSiO}_3$). Осаждение карбонатных пород, по-видимому, хемогенное, что свидетельствует о начале постепенного повышения величины рН в водах седиментационных бассейнов, а также о наступлении условий возможного отделения марганца от железа в связи с переходом хлоридных вод седиментационных бассейнов в хлоридно-карбонатные [109].

В развитии архейского магматизма намечаются тенденции, мало отличающиеся от магматической деятельности в катархее. В целом отчетливо проявляется ослабление как интрузивной, так и эффузивной активности базальтоидных магм; на этом фоне как будто намечается количественный рост ультраосновных интрузий и эффузий, имеющих большое значение в развитии металлогении платформ. Для них характерно повышенное содержание таких элементов, как Cr, Ni, Co, Cu, которые первоначально проявлялись главным образом в силикатной форме, кристаллизуясь при застывании расплава в качестве составных элементов магм при температуре 800°C и выше. Это основной источник полезных ископаемых в процессе позднейшего рудообразования.

Другая ветвь магматических пород воплощается в сериях гранитоидных формаций. Время их возникновения относится к окончанию архея (2,6—2,8 млрд лет), т.е. к завершению архейского этапа. По составу и последовательности развития участвующих в их сложении формаций они обнаруживают черты сходства со складчатыми и послескладчатыми гранитоидами фанерозоя. Поле их проявления обычно приурочивается к купольным поднятиям, в границах которых устанавливаются более четко выраженная по сравнению с катархеем дифференцированность магматических образований, увеличение объемов наиболее кремнекислых гранитоидных разновидностей, в том числе альбититов и пегматитов иногда с редкометалльной минерализацией.

Соскладчатые и послескладчатые граниты объединяются в два главных типа — гранитоиды плагиогранитной серии и граниты нормального ряда с различными особенностями генезиса и геохимической специализации. Образование соскладчатых и послескладчатых интрузий вместе со связанными с ними проявлениями тектоники, метаморфизма и оруденения представляется серьезным шагом на пути эволюционного развития архейской земной коры. Изучение последовательности этого развития в направлении к фанерозою может дать хороший материал для понимания металлогении вообще и докембрия в частности.

Существенные изменения по сравнению с предыдущим этапом выявляются в характере тектонических структур. Разобщенные между собой купольные поднятия с разделяющими их и также не связанными между собой на современной поверхности и не ориентированными в пространстве дугообразно изогнутыми зеленокаменными прогибами постепенно сменялись линейными трогами, которые вытягивались в относительно прямом направлении.

По своему строению прогибы делятся на два типа: 1) карельский и 2) украинский. В более консолидированных жестких массивах, подобных Карельскому блоку или блокам Воронежской антеклизы [84], формировались относительно узкие целевидные прогибы большой протяженности — это прогибы первого (карельского) типа. В них начиная по крайней мере с архея накапливались вулканогенно-осадочные, хемо- и терригенные толщи мощностью в несколько тысяч метров. Прогибы обычно ограничиваются глубинными разломами, согласными с линиями основных для региона тектонических направлений. Другой особенностью прогибов первого типа являлась несоразмерность их ширины на современной поверхности с шириной разделяемой ими цепи купольных гранитоидных или гранито-гнейсовых поднятий. Объяснять это сильно пониженным уровнем эро-

зионного среза нельзя, хотя известное значение его допустимо. Неполнота же такого объяснения подтверждается тем, что в толщах зеленокаменных пород ряда прогибов первого типа сохранились от размыва самые юные породы докембрия, характерные для данной структуры.

Второй тип зеленокаменных прогибов (украинский) наблюдается в Приднепровском блоке Украинского щита. В строении этого блока участвуют породы, очень близкие по составу и возрасту породам Карельского массива, но они слабее метаморфизованы и менее консолидированы. Выполненные ими прогибы сходны с прогибами первого типа выдержанностью среднего простирания, а также большой мощностью пород аналогичного в целом состава и возраста. Отличительными же особенностями их являются заметно более высокая, чем у первых, величина отношения ширины к длине. К особенностям прогибов второго типа можно отнести и более сложные по сравнению с прогибами первого типа контуры их границ с купольными поднятиями; в строении бортов, или крыльев, прогибов лучше сохранились фрагментарные следы изогнутых дугообразных линий катархейских купольно-концентрических структур. Залегание пород в этих прогибах явно подчинено формам купольных массивов: на сводах оно обычно спокойное, а на крыльях становится более нарушенным, что подчеркивает активную роль последних в развитии складчатости.

Среди описываемых структур на Украинском щите резко преобладают меридиональные направления тектонических линий, на Воронежской антеклизе — северо-восточные и северо-западные, на Балтийском щите наблюдается широкий веер различных направлений, среди которых более выражены северо-западные. Все они хорошо выделяются на тектонической карте М.В. Муратова [76] (см. рис. 1) и, вероятно, отражают в обобщенном виде очертания геоблоков древних консолидаций.

При рассмотрении украинского и карельского типов тектонических структур хорошо прослеживаются черты перехода от нелинейных, или концентрических, форм тектоники к линейным, или авлакогенным. Особый интерес в данном случае представляет собой внутреннее строение прогибов, выраженной системой отдельных более мелких по размеру синклиналей — реликтов, облекавших первичные мелкие купола-концентры. Со временем ряды последних все более спрямляются, приобретая линейную форму новой тектонической структуры, которую можно назвать палеоавлакогенной.

Процесс спрямления купольных структур в течение архея и раннего протерозоя, вероятно, мог осуществляться только в условиях повышения жесткости верхних слоев земной коры, когда в ней стали проявляться ориентированные складчатые и разрывные нарушения под действием одностороннего бокового давления. Такая обстановка просматривается на Украинском щите (см. рис. 4, 5) в общем расположении куполов и прогибов, обусловленном воздействием на еще не вполне консолидированную среду как вертикальных сил поднятия куполов, так и тангенциальных — сжатия. Первые имели локальный характер и действовали, видимо, периодически, подчиняясь еще мало известным глубинным процессам, близким, как можно полагать, по масштабу тем, которые более известны в орогенные стадии развития фанерозойских геосинклиналей. Периодические проявления вертикальных сил вызывали в полупластической массе пород очень сложную складчатость глубинного типа с резкими изменениями основных элементов складок.

Каждый последующий импульс воздымания купольных масс вызывал новый пароксизм давления в вертикальном и боковом направлениях, все более усложнявший складчатые деформации. Возможно, при благоприятных условиях, особенно при взаимодействии ряда куполов, сочетавшихся в прямолинейные валы, могли возникать глубокие разрывные дислокации, выведившие массы преимущественно основных магм, служивших первичным источником рудоносности.

Аналогичные проявления зональной интенсивности складчатых деформаций устанавливаются также соотношениями между куполами с ядрами гранитоидных пород и метаморфизмом вмещающих их пород, интенсивность которого понижается с удалением от ближайших куполов, колеблясь от высоких ступеней амфиболитовой фации до зеленосланцевой.

Купольно-линейные структуры характерны для Приднепровского блока на Украинском щите. К нему близок, но не тождествен тип аналогичных структур Карело-Жольского блока (или геоблока) на Балтийском щите. На Балтийском щите они больше приближаются к формам палеоавлакогенов и характеризуются более широким развитием глубинных разломов по крыльям межкупольных прогибов, содержащих гипербазитовые, часто рудоносные интрузии. То же можно сказать и о купольно-линейных структурах Воронежского кристаллического массива, которые Б.М. Петров [84] считает типично палеоавлакогеновыми.

К концу катархея (3,2—3,3 млрд лет) М.В. Муратов относил разделение земной коры на участки стабильного поднятия и такого же опускания (от 5—6 до 10 км). Основой разделения могла служить неравномерность проявления рассмотренной выше гранитизации как в региональном, так и в локальном масштабе. Участки земной коры, подвергшиеся более интенсивной гранитизации, превращались в более жесткие блоки и вместе с тем (и отчасти поэтому) приобретали тенденцию к вертикальным движениям положительного знака. Участки земной коры, гранитизированные слабее, характеризовались меньшей жесткостью и большей тенденцией к опусканию. Примером первых участков или блоков являются Карельский, Кольский (Балтийский щит), Кировоградский (Украинский щит), массив Курской магнитной аномалии, примером вторых — Приднепровский, Одесско-Белоцерковский блоки.

Можно представить себе, что и развитие зеленокаменных прогибов в блоках разного типа происходило по-разному. В блоках второго (приднепровского) типа преобладающее погружение земной коры сопровождалось спрямлением простиранья линий куполов и прогибов в условиях бокового сжатия. В результате формировались примерно прямолинейные цепи гранитоидных поднятий, играющих роль антиклинорий, и зажатые между ними зеленокаменные прогибы с ясно выделяющимися фрагментами реликтовых изгибов купольно-концентрических складок. Блоки первого (карельского) типа при воздымании испытывали растягивающие напряжения в обстановке расширения масс при переходе от сильно сжатых горизонтов внизу к менее сдавленным латеральными стрессами сверху. В результате здесь возникали грабен-синклинальные структуры четко выраженного авлакогенного типа с крутыми разломами, по которым поднимались базитовые и ультрабазитовые магмы и их дифференциаты (см. рис. 2, 6, 7).

Возможно, таким путем в геоструктурах первого типа и в условиях достаточно интенсивного растяжения могли формироваться также и палеорифты. Примером подобного рифтообразования, по данным Б.А. Попова и др. [86], может служить развитие в раннем—среднем палеозое палеорифта на месте Уральской геосинклинали (Средний и Южный Урал). Как показано в упомянутой работе [86, фиг. 2], рифтогенез формировался в зонах растяжения и доорогенного рудообразования между ранее образованными областями сжатия. В фундаменте Русской платформы явных свидетельств рифтогенеза пока, по-видимому, не установлено, но существование их возможно. Так, В.Н. Гусельников [40] указывает на наличие палеорифтовых образований среди тектонических структур Воронежского кристаллического массива, строение которого, как уже говорилось, очень сходно с Карельским массивом.

Описанные архей-протерозойские тектонические структуры сохранились на Украинском щите до настоящего времени в форме протоплатформ и протогеосинклиналей [46]. На Балтийском щите образования карельского типа называют массивами, относя начало их развития в современных формах к архей-

скому времени. Аналоги Приднепровского блока (приднепровский тип) при дальнейшем изучении могут быть установлены в структурах Белорусского кристаллического массива.

Сопоставляя и обобщая изложенные данные, можно прийти к выводу, что структурно-тектоническая дифференциация в архее привела к образованию блоков протоплатформенного и протогеосинклинального типов с рядом промежуточных форм, или подтипов. Общее развитие их на протяжении сотен миллионов лет позволяет проследить закономерности эволюции основных элементов будущих фанерозойских платформ и геосинклиналей со свойственными им структурно-тектоническими и металлогеническими зонами.

Для суждения о развитии элементов геосинклинального типа, естественно, большого интереса заслуживают блоки с преобладанием относительных вертикальных движений отрицательного знака, крайним представителем которых является Приднепровский блок. В его строении хорошо выражены антиклинорные и синклинорные структуры — прямолинейно вытянутые валоподобные поднятия, перемежающиеся с параллельными им зеленокаменными прогибами. Их литология и строение содержат характерные признаки будущих подвижных поясов фанерозоя, что не требует пояснений. Особо следует остановиться на металлогенических параллелях между упомянутыми структурами архея и фанерозоя. Для металлогении антиклинорных зон блока характерны, пусть еще очень слабые, но очень симптоматичные проявления литофильных элементов, связанные с гранитоидными породами. Зеленокаменным прогибам присущи рудопроявления и иногда крупные залежи сидеро- и халькофильных элементов, генетически и пространственно приуроченные к производным базитового и ультрабазитового магматизма. В этой схеме отчетливо просматриваются черты разделения подвижных поясов земной коры на параллельные их осям рудные зоны. Такие же зоны с аналогичным распределением определенных рудных типов были отмечены в мезозойской металлогенической провинции Северо-Востока СССР [125, 127], где установленная закономерность была названа геосинклинальной рудной зональностью.

Слабое проявление руд литофильных элементов вполне понятно, если учесть, что в докембрии, особенно раннем, орогенные стадии геотектонических циклов, с которыми связаны эти руды, характеризуются ограниченным, редуцированным, по В.И. Смирнову, развитием и достигают фанерозойского уровня в результате постепенного эволюционирования тектоно-магматических процессов.

В связи с изложенными сопоставлениями стоит подчеркнуть важное металлогеническое значение разрывных нарушений, развивающихся на контактах блоков опускания и поднятия. Они могут быть причислены к весьма продуктивным рудным поясам и зонам в фундаменте Русской платформы, поскольку есть основание предположить, что описанные выше блоки распространены и под чехлом фундамента. Особенно значительны в теоретическом и практическом отношении рассматриваемые нарушения или разломы на контактах между резко выраженными блоками карельского и приднепровского типов.

В настоящее время в качестве примера подобных контактов следует выделить Ладожско-Ботническую структурную и металлогеническую зону, известную исследователям Балтийского щита по масштабам развития и насыщенности полезными ископаемыми. В данном случае пример этот заслуживает особого внимания потому, что Ладожско-Ботническая зона, возникшая в архее, формировалась главным образом в раннем протерозое как окраинная часть Южно-Финляндского блока, который по геологическому строению, составу слагающих пород и структурных элементов стоит рассматривать как протогеосинклиналь особого типа.

Архейские блоки, подобные Южно-Финляндскому, являлись как бы ближайшими предшественниками протогеосинклиналей, обладавшими более постоянной по сравнению с другими блоками тенденцией к погружению. Дальнейшая эволюция

блоков опускания земной коры при благоприятных условиях могла идти от протогеосинклиналей к более или менее прямолинейно вытянутым геосинклиналям фанерозоя, разделяющим платформенные части земной коры.

Интересно, что крупные разломы на контакте блоков поднятия и опускания не всегда приводили к образованию протогеосинклиналей, хотя масштабы контактовых разломов и продолжительность их существования были примерно близкими к известным разломам Ладожско-Ботнической зоны. Наиболее яркими представителями такой "недоразвитой протогеосинклинали" (аналогия с "недоразвитыми геосинклиналями" Ю.М. Шейнманна) является Криворожско-Кременчугский прогиб, который остановился в своем развитии на стадии палеоавлакогена. Причиной этого, по всей вероятности, послужили ранняя стабилизация и переход Приднепровского блока из стадии опускания в стадию поднятия.

Общий состав рудных полезных ископаемых архея Русской платформы изменился по сравнению с катархейским главным образом в количественном отношении, если, конечно, сопоставлять с рудными концентрациями архея не только рудопроявления катархея (например, железистые кварциты обоянской серии КМА), но и рассеянную минерализацию, представляющую собой только резерв для возможного образования руд при последующих процессах концентрации. Характерным отличием качественного состава архейских руд от катархейских может служить первое, пока еще слабое проявление литофильных элементов в пегматитовых образованиях, генетически связанных с гранитоидами. В качестве примера выше приводились проявления архейских пегматитов в Беломорье и на Кольском полуострове.

Известные пока архейские пегматиты как источники редкометалльного сырья не представляют собой большой ценности, но первое проявление их в породах фундамента имеет важное значение в эволюции процессов рудообразования на Русской платформе. Оно знаменует собой начало развития двух ветвей рудообразующих процессов: одна из них представлена базитовым магматизмом, с которым связаны руды сидеро- и халькофильных элементов, другая ветвь соответствует гранитоидному магматизму — коренному источнику литофильного оруденения.

Наиболее древние интрузии гранитов, появление которых предполагает начало обособления двух магм — базальтоидной и гранитоидной, датируются возрастом 3,3—3,2 млрд лет, т.е. рубежом катархея — архея. По-видимому, эти интрузии относятся ко времени образования архейских комплексов зеленокаменных пород, с периодом развития которых "связаны интенсивное гранитообразование, становление плутонов тоналит-гранодиоритового и более щелочного монзонитового и сиенитового состава, образующих небольшие купола и валы" [44, с. 18]. Гранитоиды по составу заметно отличаются от изначальных олигоклазовых гранитов, или "серых гнейсов", представляющих собой, скорее всего, переработанные кремнещелочными растворами породы первичной базальтовой коры: раннекатархейские гранитоиды в основном средние, с переменным количеством кварца, а также кислого и среднего плагиоклаза. Олигоклазовые граниты характеризуются первичными отношениями: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7 \div 0,75$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 5,2 \div 7,3$, указывающими на их мантийное происхождение [44]. Косвенно о замещении ими базальтовой коры служит содержание в них амфиболитов основного и ультраосновного состава и даже анортозитов.

Первичная металлогеническая специализация олигоклазовых гранитоидов (плагиогранитная серия) известна очень мало. Однако вряд ли можно сомневаться, что олигоклазовые граниты в процессе замещения пород базальтовой коры становились центрами распространения рудогенных элементов из замещавшихся базальтоидов в породы зеленокаменных поясов.

Еще не так давно считалось, что источником месторождений литофилов могут быть только гранитоидные интрузии и их производные. В настоящее время

установлено наличие вулканогенно-осадочных (эксталяционно-осадочных) концентраций полиметаллических, оловянных и вольфрамовых руд вместе с рудами сидеро- и халькофилов в мощных стратиформных метаосадках, ассоциирующих с мафическими вулканитами. По данным Дж. Плаймера [149], архейские и протерозойские стратиформные редкометалльные месторождения в вулканогенно-осадочных породах обнаружены в Южной Африке, на о-ве Тасмания, в Австрии, Швеции и других районах.

Пока еще нет прямых доказательств связи олова с упомянутым вулканизмом [149]. Но непосредственной связи в данном случае может и не быть. Несомненной представляется лишь возможность мобилизации ряда металлов (в том числе олова и вольфрама) горячими кремнещелочными растворами, которые обуславливали гранитизацию и мигматизацию базальтовой коры, и переотложение рудных элементов в стратиформных месторождениях, ассоциирующих с мафическими вулканитами. Доказательством активности кремнещелочных растворов при образовании упомянутых месторождений служит повышенная обогащенность кремнием, а также бор- и фторсодержащими минералами олово- и вольфрамоносных пород, подчиненных вулканогенно-кремнисто-сланцевым толщам иногда с железистыми кварцитами. Такие концентрации олова, достигающие иногда очень высоких значений [149] среди протерозойских стратиформных комплексов и гранитизированных зон, лишь по традиции относятся к грейзеновым рудообразованиям, тогда как на самом деле они имеют эксталяционно-осадочное происхождение.

Как уже было сказано, на Русской платформе пока не обнаружены рудные концентрации литофильных элементов такого типа. Можно думать, что и в данном случае препятствием к этому служит традиционное представление о "запрещенности" связи литофильных элементов с производными основных и ультраосновных магм. Это представление явно не соответствует опыту работ в области металлогении докембрия. Да и в фанерозое находки станнина, оловоносного тетраэдрита и даже касситерита в рассматриваемых стратиформных месторождениях не являются исключением, хотя высокие концентрации олова в них крайне редки. Значит, доставка олова во внешние среды земной коры из недр происходила и происходит постоянно с образованием также и стратиформных месторождений в толщах различных пород, обязательным членом которых являются магматические, в том числе и основные породы.

В то же время нельзя отрицать и определенного различия между характером проявления оловорудных концентраций в первой половине докембрия и в последующее время. В раннем докембрии олово, как и другие литофильные элементы, в тех или иных минеральных формах присутствовало в рассеянном виде в базальтовой оболочке планеты, откуда оно вместе с другими металлами при гранитизации могло мигрировать в участки рудонакопления, какими являлись зеленокаменные поля или зоны. Гранитизация выступала здесь не в качестве источника, а как стимулирующий агент, или посредник, рудообразования. Так, в раннем докембрии осуществлялся неповторимый и вместе с тем мощный механизм рудного процесса, если учесть глобальные масштабы магмато- и метаморфогенного развития гранитизации и связанного с ней оруденения стратиформных месторождений всех трех геохимических групп элементов в одних и тех же районах и даже месторождениях (например, в шеелитоносных полиметаллических рудах Финляндии).

Обстоятельства резко изменились с началом формирования в земной коре континентального типа складчатых (автохтонных) гранитов, отличающихся по условиям и времени образования от так называемых "серых гнейсов", или олигоклазовых гранитов. Первые образуются при определенных термодинамических условиях в результате плавления метавулканогенно-осадочных пород в орогенную стадию подвижных зон земной коры при постоянном подпитывании расплава

кремнещелочными растворами. В очагах анатексиса под действием летучих элементов (В, F, Cl) всегда присутствующих в вулканогенно-осадочных породах, происходит избирательное отделение литофильных элементов в расплав, выступающий здесь не в качестве посредника, а как основной фактор рудной минерализации. Его рудообразующая роль возрастает по мере повышения щелочности и кремнекислотности вновь формирующихся гранитоидных массивов, а также содержания упомянутых летучих элементов, играющих роль своеобразных улавливателей рудных элементов. Примеры таких металлов, в том числе и оловоносных гранитов, приводит Дж. Плаймер. К их числу, надо полагать, можно отнести и оловоносный гранит Питкьяранта на Балтийском щите.

Таким образом, в архее уже достаточно четко выделяются две основные ветви рудообразовательных процессов со специфическими особенностями развития и значениями в научном и практическом отношении. Первую ветвь характеризуют ее связь с проявлениями основного магматизма, стратиформный характер рудных залежей, связанных с мафическими вулканитами, повышенные содержания всех групп, но преимущественно сидеро- и халькофильных геохимических элементов и приуроченность начала рудообразования ко времени развития мафического, главным образом инициального, магматизма.

Для второй ветви рудообразовательных процессов в архее характерным может быть только проявление повышенных геохимических содержаний литофильных элементов в стратиформных накоплениях всех трех групп элементов в ранние этапы металлогенических циклов в связи с мафическим магматизмом. Образование же рудных концентраций происходило в послEARХЕЙское время и в связи с распространением в средние этапы геотектонических циклов кремнекислого интрузивного магматизма при резком преобладании в составе рудного вещества литофильных и при более слабых концентрациях сидерофильных элементов.

Описанным особенностям каждой из двух ветвей рудообразовательных процессов в архее отвечают и специфические черты их пространственной локализации. Для первой (мафической) ветви характерны рудные накопления в зеленокаменных поясах, или синклинальных прогибах. Руды второй (салической) ветви приурочиваются к антиклинальным структурам, слагаемым главным образом гранито-гнейсами, мигматитами и в той или иной степени метаморфизованными породами. Необходимо еще раз упомянуть, что формирование рудных концентраций литофильных элементов в архее только еще начиналось, и на Русской платформе оно приводило лишь к слабым рудопроявлениям.

Главную ценность архейских руд составляют сидеро- и халькофильные элементы, которые накапливались в зеленокаменных толщах межкупольных прогибов, или синклиналей. Однако продуктивность руд здесь еще не достигла того развития, время которого на Русской платформе, как и на всей планете, приходится главным образом на протерозой, когда широкое распространение получили зоны глубинной проницаемости. Некоторая недостаточность, или незаключенность, рудообразования в архее относится в основном к медно-никелевому, титано-железистому и хромитовому оруденению, характерному для Балтийского щита и связанному с глубинными разломами. Как отмечалось выше, проявления их возможны в архее, однако рудные концентрации в дошедших до нас формах и объемах, вероятно, окончательное завершение получали только в протерозое после наложения ряда фаз минерализации.

Таким образом, дифференциация рудообразующих процессов по группам рудогенных элементов, начавшаяся в архее, закрепились дифференциацией их по структурно-тектоническим показателям, выразившейся в закономерном распределении месторождений различных типов в протерозойских протогеосинклиналях, а затем и в фанерозойских геосинклиналях. Однако надо оговориться, что это разделение рудных процессов во времени и пространстве не имело строго выдержанного характера, как и контролирующие их магматические и структурно-

тектонические факторы. Купольные структуры могли формироваться не только в архее, но и в раннем протерозое синхронно с процессами гранитообразования, мигматизации и рудообразования. Сами гранитоидные породы даже ультраметаморфического генезиса не могли быть полностью свободными от рудных элементов глубинного происхождения. Например, В.В. Белоусов [8] считает, что содержание в них таких элементов вполне возможно и даже неизбежно. Следовательно, описываемые здесь процессы разделения руд во времени и месте проявления отвечают лишь основной или преобладающей тенденции, или линии дифференциации, которая со временем углубляется и усложняется, выявляя зональный характер распределения руд в подвижных поясах коры.

Изменившиеся в архее по сравнению с катархеем условия рудообразования определяются широким распространением воды в верхних слоях земной коры и усилением регрессивного метаморфизма преимущественно эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Они характерны для преимущественно мафических пород, слагавших уже не отдельные концентрические синклинали вокруг гранито-гнейсовых куполов, а линейно вытянутые зеленокаменные синклинозные складчатые пояса между спрямленными и соединившимися в цепочки грядами или валами купольных структур. К этим поясам приурочиваются обычно месторождения сидеро- и халькофильных элементов, а также, как подчеркивалось раньше, гораздо более редкие, но иногда ценные концентрации литофильных элементов.

С.И. Турченко [116] подробно описывает ряд примеров раннедокембрийских месторождений, связанных с базит-ультрабазитовыми интрузиями и содержащих практически интересные концентрации руд никеля, меди с обычными для них спутниками. Заслуживает особого внимания необыкновенная длительность истории оруденения рассматриваемых месторождений, по-видимому, типичная для аналогичных месторождений Русской платформы и охватывающая почти целиком архей и большую часть протерозойского времени (~ 1 млрд лет).

Вероятно, необычную продолжительность этого времени можно объяснить в основном столь же долговечной "живучестью" разломов, проникавших на большом протяжении в глубинные, видимо, подкоровые зоны Земли и выведивших в тектонически предопределенные интервалы времени базит-ультрабазитовые магмы и их флюиды в верхние зоны коры. Именно этими периодическими поступлениями новых порций рудогенных элементов можно объяснить пульсационно возобновляющийся рост их содержания за время от архея до рифея, в течение которого формировались крупные штоко- и жилообразные тела сплошного оруденения (Печенгско-Варзугский рудный пояс). Учитывая долговременную активность разломов, следует сказать, что нельзя исключать участие магматогенных растворов в развитии метаморфизма пород и в рудообразовании и после застывания рудоносных магм, а также завершения аутометаморфических процессов.

С.И. Турченко, хотя и считает, что после параметаморфических изменений первично-магматических сидеронитовых руд наступал этап исключительного развития только метаморфогенных флюидов, все же находит необходимым подчеркнуть, что "гипербазитовые интрузии в Кольской металлогенической зоне начали проявляться с ребольского (т.е. архейского. — В.Ч.) периода геологического развития... С этим же периодом связано формирование друзитов... в Беломорско-Лапландской мобильно-проницаемой зоне. Однако наибольшее значение для формирования сульфидного медно-никелевого оруденения Кольской металлогенической зоны имели магматические и метаморфические процессы селецкого и свекофенского периодов геологического развития" [116, с. 89]. Эта цитата подтверждает необычайную даже для докембрия живучесть мобильно-проницаемых зон разломов, служивших в течение более миллиарда лет путепроводами для медно-никеленосных интрузий и связанных с ними единством магматического очага рудных растворов.

Приведенные черты взаимосвязи между магматизмом, метаморфизмом и рудообразованием относятся к архею Балтийского щита. Они характерны также и для других регионов, только не все типы оруденения представлены одинаково. На Украинском щите отмечается резкое преобладание архейских окисно-железистых руд, парагенетически связанных с вулканогенно-осадочными породами, а также относительно и абсолютно более слабое проявление ультрабазитового магматизма с медно-никелевым, хромитовым, железо-титановым оруденением. В данном отношении металлогенические показатели Балтийского щита очень близки показателям архейского рудообразования в пределах Воронежского кристаллического массива. В противоположность рудоносности пород на Балтийском щите хорошо проявленное на Украинском щите и Воронежском кристаллическом массиве сульфидное оруденение пока неизвестно в масштабах, имеющих практическое значение.

Таким образом, в эволюции геологических и металлогенических процессов развития коры в архее выделяются следующие основные характеристики:

1) постепенное ускорение и усложнение эволюции геологических и металлогенических процессов по мере проявления новых ветвей дифференциации, вещества и энергии в развитии земной коры;

2) относительное и абсолютное увеличение объемов вулканогенно-кремнистых пород с залежами железистых кварцитов, имеющих в ряде пунктов практическое значение;

3) повышение роли сульфидорудных, в основном серноколчеданных месторождений, обычно приуроченных к углеродистым отложениям и связанных главным образом с магматизмом основного состава ранних стадий геотектонических этапов;

4) возникновение складчатых интрузий гранитоидных магм, состав которых в развивавшейся коре континентального типа со временем все более обогащается кремнекислотой и щелочами, особенно калием, что фиксируется проявлением альбититовых и мусковитовых, а также кварцевых, иногда, по-видимому, золотоносных жил;

5) переход тектонических структур от купольно-концентрических к купольно-линейным (палеоавлакогенным) формам, с которыми связано развитие рудной зональности в подвижных поясах земной коры: к синклиналильным прогибам приурочиваются зеленокаменные (офиолитовые) толщи пород с развитыми в них месторождениями всех трех геохимических групп элементов — в основном сидеро- и халькофильных, значительно реже литофильных элементов эксталяционно-осадочного происхождения; антиклинальным зонам, слагаемым гранито-гнейсовыми породами, соответствует слабое, но достаточно характерное оруденение литофильных элементов;

6) большое практическое значение офиолитовых поясов, к которым, помимо вулканогенно-осадочных рудных концентраций, приурочивались гипербазитовые интрузии, несущие медно-никелевое оруденение, развитие которого до современного состояния в результате магмато- и метаморфогенных процессов растягивалось до окончания раннепротерозойского времени;

7) отчетливое проявление тесной взаимосвязи тектоники магматизма, метаморфизма и металлогении, главным выражением которой служат характер деформационных структур и зональность распространения метаморфических преобразований и типов рудных месторождений.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Раннепротерозойский этап, охватывающий период времени около 1 млрд лет, характеризуется в масштабе всей планеты исключительным богатством полезными ископаемыми, среди которых особенно большое значение имеют рудные месторождения сидеро- и халькофильных элементов. Рассматриваемый этап включает селецкий и свекофеннский циклы. Водные бассейны в то время полностью очистились от сильных кислот, что сделало возможным осаждение в них карбонатных пород, относительная роль которых в литологическом составе пород стала увеличиваться. Параллельно с этим заметно убывали производные вулканогенно-осадочного литогенеза в форме лавового и пеплового материала, хотя абсолютные объемы вулканической деятельности и связанных с нею различных ее производных оставались огромными.

Широкое распространение получили кремнезем и углерод, каждый из которых, по-видимому, одинаково следует считать продуктом основного и ультраосновного магматизма, характерного для раннего протерозоя. В то же время значительно увеличилось хемогенное отложение кремнезема в форме роговиковых и кремнистых осадков, в том числе железистых. По уровню развития железисто-кремнистых пород ранний протерозой на Русской платформе, как и во всем мире, относится к наиболее продуктивным этапам истории Земли. Кремнезем выносился из недр совместно с относительно большим количеством щелочей как антиподальное вещество базальтоидных пород. Альбититовые и кварцевые прожилки, по В.Н. Гусельникову, нередко наблюдаются в железистых кварцитах Воронежского кристаллического массива. Возможно, именно с ними связана золотосность некоторых железистых кварцитов [40].

Интересным проявлением раннепротерозойского литогенеза служит широкое развитие глиноземистых отложений в составе пород фундамента Русской платформы, свидетельствующих об интенсификации процессов выветривания. Вероятно, существует несколько причин для объяснения этого факта. Одной из них является возникновение в атмосфере и гидросфере свободного кислорода в связи с широким распространением в природе фотосинтезирующих организмов в количестве, достаточном для покрытия с избытком потребления его другими организмами. Соперничество между организмами, потребляющими и производящими кислород, приводило в конечном счете к постепенному возрастанию окислительно-восстановительного потенциала в биосфере [22], свидетельством чему служило, например, повышение со временем среднего содержания гематита в гематит-магнетитовой руде.

Накопление в биосфере достаточного количества кислорода усиливало агрессивность гипергенных процессов, что способствовало выветриванию горных пород, разукрупнению обломочного материала, сообщению ему пелитоморфного строения. По-видимому, в том же направлении действовал и выход живых организмов на поверхность суши, осуществлявшийся в результате возрастания количества кислорода в атмосфере.

Рост концентрации кислорода в атмосфере вызывал изменение условий миграции и переотложения в вулканогенно-осадочных стратиформных месторождениях таких металлов, как железо, марганец, медь, никель и др. Например, для железа и марганца с этим было связано нарушение совместного осаждения и разделение их в соответствии с закономерностями фациально-литологического контроля, характерными для распределения стратиформных месторождений окисных и сульфидных руд. Известные особенности размещения вулканогенно-осадочных руд халько- и сидерофильных элементов определялись также метаморфизмом, термодинамическими и другими условиями среды, хотя основные показатели первоначального подчинения фациальному контролю сохранялись.

С увеличением концентрации свободного кислорода в биосфере следует,

по-видимому, связывать практическое отсутствие в фанерозое железистых кварцитов, поскольку растворимое закисное железо сменяется трудно растворимым или почти не поддающимся растворению окисным. Большая часть железа в этих условиях транспортируется в суспензионной форме. Одновременно происходит более или менее постепенное "вырождение" докембрийских железистых кварцитов, проблема которого была поставлена Н.С. Шатским [133].

Большую роль в размещении докембрийских стратиформных месторождений играют углеродистые (графитистые) отложения. Выше отмечалась постоянная приуроченность последних ко времени проявления магматизма основного и ультраосновного состава. Обилие свободного углерода в породах, связанных с этими проявлениями, Н.С. Шатский считал "довольно распространенным явлением" [133, с. 5]; масштабы этого обилия соответствуют огромному развитию магматической деятельности того времени. Аналогичное представление создается и о связи распространения в докембрии ряда вулканогенно-осадочных месторождений рудных полезных ископаемых, ассоциирующих с основными и ультраосновными магматитами [133]. Н.С. Шатский считал, что последние служили также источником образования многих осадочных рудных месторождений и в более позднее, фанерозойское время.

Хорошо известно, что после массивованного накопления углеродистых отложений в докембрии наступил длительный перерыв, в течение которого если и происходило угленакопление, то оно носило в основном рассеянный узко локальный характер. Практического интереса после докембрия достигали концентрации углеродистого вещества только в позднем палеозое, мезозое и кайнозое, причем в форме образований не магматического, а главным образом растительного происхождения и опять-таки "на участках активных тектонических движений в деформированных областях геосинклинальных зон и на примыкающих к ним частях платформенных синеклиз" [109, с. 453], с которыми обычно связана интенсификация вулканической деятельности [99, 109, фиг. 178, 182; 128, рис. 1, 3].

В докембрии углерод аккумулировался в вулканогенно-осадочных породах как продукт эксгалятивной или гидротермальной вулканической деятельности вследствие неполного окисления ("сжигания") углерода в биосфере, сравнительно бедной (особенно в раннем докембрии) кислородом, или "выгорания" [71]. К концу докембрия с повышением концентрации кислорода, по Р. Гаррелсу и др. [147], устанавливался некоторый, относительно устойчивый баланс между притоком ювенильного углерода (конечно, в разных соединениях) и его расходом на окислительные реакции. Экспериментальные данные показали, что в фанерозое повышенные содержания марганца в пространстве и времени связаны не столько с угольными месторождениями или углистыми породами, углерод которых имеет наземное происхождение, сколько со временем и местом проявления вулканической деятельности и с соответствующим ее интенсивности притоком ювенильного углерода. Именно это обстоятельство свидетельствует о том, что углерод, нередким спутником которого является марганец, в то же время служит показателем условий, благоприятствующих его накоплению. Меньшую, по-видимому, роль и далеко не всегда играет бактериологическое осаждение марганца. Он может выпадать в осадок в составе окислов, карбонатов или силикатов при условии предшествующего проявления вулканической деятельности и осаждения железа в количествах, во много раз превышающих количество марганца. Такие условия наблюдаются в районе железорудных месторождений КМА (Гостищевское месторождение), на Украинском щите (Завальевское) и в некоторых точках Балтийского щита.

По мере перехода от древнейшего времени к настоящему прослеживается ослабление парагенетических связей марганца с вулканизмом. Прежде всего это объясняется соответствующим ослаблением интенсивности вулканической деятельности. а кроме того, окислением атмосферным кислородом: железа до Fe^{3+} , а марганца —

до Mn^{4+} в связи с вытеснением железных и марганцевых руд из пелагической зоны в прибрежную. При этом, как указывал Н.М. Страхов [109, с. 478], "накопления кремнезема, чисто хемогенные в самые начальные эпохи геологической истории, затем стали чисто биогенными" (например, Чиатурское и отчасти Никопольское месторождения марганца).

Таким образом, первичный свободный углерод, имевший в породах докембрия магматогенную природу, постепенно преобразовывался в биогенный, частью подвергался окислению, или выжиганию, превращаясь в углекислый газ. Последний шел на поддержание жизни растений, восполнявших ресурсы кислорода атмосферы в балансе O_2-CO_2 , а после захоронения — запасы угольных месторождений в земной коре.

Породы нижнего протерозоя хорошо изучены в Карело-Кольском геоблоке Балтийского щита, где их разрезы, как уже говорилось, могут считаться стратотипичными. В Карелии по сумме наблюдений выделены образования аналогично построенных селецкого и свекофеннского геотектонических циклов, разделенных угловым и обычно азимутальным несогласием. Состав пород селецкого цикла описан выше. Цикл завершается проявлениями кислого вулканизма, анатексиса с формированием купольных структур (2,3—2,5 млрд лет), складчатых и разрывных дислокаций. Примерно так же сложен разрез свекофенских пород, в основании которых отлагаются кора выветривания и образования спилито-диабазовой формации. Выше залегают кварцито-песчаники, песчанистые, туфогенные, графитистые сланцы, карбонаты. Характерно локальное распространение залежей шунгита, присутствие красноцветных песчаников и глинистых сланцев с прослоями гематитовых руд.

На Кольском полуострове накопление аналогичных пород, по-видимому, заканчивается вулканитами основного состава, интрузиями гранитов, возраст которых составляет 1,9—2 млрд лет, базит-гипербазитов и лав пестрого состава.

Пользуясь разрезами нижнего протерозоя восточной части Балтийского щита, можно проводить аналогии с близкими по составу и времени образования породами других районов, особенно территории Южной и Центральной Финляндии, где они достаточно изучены и хорошо выражены. Однако такие сопоставления не всегда обеспечиваются надежными определениями возраста пород, точной увязкой отдельных разрезов для составления опорных профилей и прочими материалами. В то же время разрез нижнепротерозойских пород Карело-Кольского геоблока свидетельствует о том, что состав и последовательность проявления различного типа вулканогенно-осадочных образований впервые приходит в соответствие с закономерностями, характерными для развития фанерозойских подвижных зон земной коры от начальных этапов со спилито-диабазовыми формациями до средних с гранитоидными интрузиями и до поздних этапов, обычно редуцированных молассоидными отложениями и пестрыми лавами.

К описанным разрезам на Украинском щите по составу, возрасту и последовательности отложений близок нижний протерозой Криворожско-Кременчугской геосинклинали (палеоавлакогена), в которой нижние и средние свиты соответствуют селецкому, а верхние, скорее всего, свекофенскому циклам Балтийского щита.

В архее и отчасти, вероятно, в протерозое дифференциация базальтоидной магмы сопровождалась, как уже говорилось, выносом кремнещелочных веществ в ранее сформированную земную кору, где в условиях высокотемпературного магматизма могли образовываться эндербиты, чарнокиты, серые гнейсы. В определенной геотектонической обстановке на определенных глубинах подвижной коры того времени эндогенная энергия кремнещелочных потоков вызывала диапироидные поднятия корового вещества с образованием гранито-гнейсовых купольных структур.

С возрастом мощности земной коры за счет гранитного слоя очаги базаль-

тоидных магм все более отдалялись от поверхностных горизонтов коры, постепенно ослабляя свое влияние на развитие гранитоидных массивов. Впервые (возможны, конечно, и отступления) начиная с архея образуются относительно самостоятельные автохтонные, или соскладчатые, гранитоидные интрузии, в зарождении которых, вероятно, участвовали жидкостные и газоводные высокотемпературные отщепления базальтоидных магм. Это так называемые базальтоидные граниты с габбро-плагиигранитной серией гранитоидных пород. Естественно, что такие процессы развития и, главное, разобщения магм обоих типов в новых условиях магматической деятельности не могли не отразиться на развитии связанных с ними тектонических структур и металлогении.

Гранитоидные массивы образовывались в средние и поздние этапы развития геотектонических циклов. На Балтийском щите в раннем протерозое они проявились дважды — в селецком (2,3—2,5 млрд лет) и свекофенском (1,9—2 млрд лет) циклах. Примерно в этих же возрастных пределах они формировались на Воронежской антеклизе, Украинском щите, и нет оснований сомневаться в существовании аналогичных пород и под чехлом в других регионах платформы. Развитие описываемых магматитов тяготеет к купольным структурам, видимо, вследствие их тенденции к положительным вертикальным движениям, хотя первоначальное зарождение гранитоидных расплавов локализуется, по-видимому, в наиболее прогнутых зонах земной коры, отвечающих распространению максимальных напряжений складчатости и высоких температур. Подобное положение гранитоидных интрузий в структурах наблюдалось (правда, на уровне верхнеюрских пород) на Северо-Востоке СССР, где по приподнятым в то время окраинам Колымской геосинклинали поднимались крупные гранитоидные батолиты, а в приосевой, наиболее погруженной зоне — синхронные с ними дайки основных и средних пород [127]. Ю.М. Шейнманн пишет: "Появление такого рода исходной магмы возможно, если кора будет достаточно толстой (конечно, для данных геотермических условий. — В. Ч.), чтобы ее низы оказались в зоне необходимых для плавления температур, достаточного привноса энергии "гранитизирующих" веществ" [134, с. 185]. Надо полагать, что этими веществами должны быть все те же кремнещелочные растворы.

Вероятно, именно с данного периода развития земной коры гранитоидные магмы, не переставая играть роль ведущего фактора метаморфизма и складкообразования, сами становились производными метаморфизма и складчатых движений. Гранитоидные расплавы, проявлявшиеся в средние стадии эволюции подвижных зон, препятствуют проникновению глубинных разломов, и потому ультраосновные породы развиваются в основном только в ранние и поздние стадии геотектонических циклов.

Соскладчатые гранитоидные магмы лишь постепенно, по мере плавления корового материала становились все более кислыми, но не типично гранитными. В соответствии с ходом раскисления магм проявление гранитоидных интрузий шло от более основных дифференциатов к более кислым, т.е. в гомодромном направлении, но не доходило до образования типично гранитных разностей, останавливаясь на уровне плагиигранитных серий. Несколько позднее (послескладчатая стадия), после образования труднопроницаемого для базальтовой магмы кислого расплава, в возникшей замкнутой магматической камере начинаются процессы гравитационно-кристаллизационной дифференциации, приводящей к активным проявлениям магм, сменяющим друг друга во времени в обратном, т.е. антидромном, направлении — от более кислых разностей к более основным.

Соскладчатая и послескладчатая ветви магматического развития вполне характерны для фанерозойских геосинклинальных поясов, и каждая из них отличается закономерной последовательностью рудных проявлений, возникающих в соответствии с развитием магматизма. В докембрии Русской платформы наличие обеих ветвей магматизма в одном и том же районе известно пока только на Балтийском

щите [71, 116]. Проявления их приурочиваются к определенным геологическим обстановкам, соответствующим последовательному развитию геотектонических циклов.

Первичные базальтоидные магмы в отличие от гранитоидных не могут образовываться в пределах земной коры, особенно в условиях платформ и океанов. В верхних слоях или поверхности планеты они обычно проявляются в ранней стадии геотектонических циклов. Выходы их особенно хорошо прослеживаются на Балтийском щите в породах селецкого и свекофеннского циклов; они достаточно известны, по крайней мере в начале раннего протерозоя, на Украинском щите и Воронежском кристаллическом массиве.

Условия поднятия базальтовых магм еще далеко не ясны. Главная трудность проблемы заключается в большой глубине нахождения зон, породы которых, по термодинамическим показателям, допускают выплавку из них базальта. По мнению геофизиков, на такой глубине трудно представить себе возможность существования трещинных нарушений. Ю.М. Шейнманн [134] считал, что образование таких трещин здесь не исключается; только их реальностью, хотя бы и весьма кратковременной, можно объяснить происхождение землетрясений, связанных с глубинными деформациями в земной коре.

Наиболее благоприятными средами для развития таких трещин могли быть древние протоантиклинорные или протоплатформенные блоки с тенденцией к воздыманию вследствие развития сил растяжения при переходе от обстановки сжатия к условиям относительного расширения. В качестве примера таких сред можно привести Карело-Кольский блок и протоплатформенные блоки Украинского щита.

Особенно крупные разломы с месторождениями полезных ископаемых промышленного значения возникали в зонах сочленения геоблоков противоположных знаков вертикальных движений, например Кировоградского и Приднепровского на Украинском щите с образованием Криворожско-Кременчугской геосинклинали, Кольского массива и Свекофеннской геосинклинальной зоны на Балтийском с Ладожско-Ботнической металлогенической зоной.

Кстати, следовало бы еще раз напомнить, что рассматриваемые разломы в ряде протоплатформенных блоков и зон их сочленения использовались гранитоидными интрузиями, преграждавшими на какое-то время поступление в верхние горизонты основных и ультраосновных магм.

Так, в течение свыше миллиарда лет происходило формирование двух магм — кислой и основной; каждая из них развивалась по свойственным только для нее закономерностям в пространстве и времени [134]. Интересно отметить, что именно эти закономерности развития магматических пород разного происхождения и состава в сочетании с сопровождающими их металлогеническими и метаморфическими проявлениями позволили Ю.И. Лазареву произвести на Балтийском щите достаточно обоснованное объединение геологических событий раннепротерозойского этапа в два четко выраженных геотектонических цикла — селецкий и свекофеннский.

В период раннего протерозоя существенные изменения произошли в развитии тектонических структур, в сторону сближения их с аналогичными структурами фанерозоя. Если катархей-архейский (протогейский) этап геологической истории земной коры (продолжительностью более 2 млрд лет) характеризовался почти исключительно одним типом тектонических структур, названным купольно-концентрическим, то дейтерогей, длившийся ~ 1,5 млрд лет, представлял собой этап, в течение которого купольно-концентрический тип сменился купольно-линейным и наметился новый, протогеосинклинальный тип тектонических структур. Сопоставление структурно-тектонических изменений свидетельствует об ускорении темпов эволюции, связанном с ее основным свойством — непрерывностью открытия новых путей и направлений дифференциации, являющейся, по-видимому, главным механизмом развития материального мира.

Примером нового типа тектонических структур, возникшего в раннем протерозое, может служить обширный бассейн геосинклинального типа, названный С.И. Турченко [116] Свекофеннской геосинклинальной зоной. Вероятно, его лучше относить к протогеосинклинальным структурам, предшествовавшим развитию подлинных геосинклинальных зон. Следует заметить, что ее структурные и морфологические формы не соответствуют определениям ни "геосинклинальная", ни "зона". Скорее, это некоторая переходная ступень от купольно-линейной (палеоавлакогенной) структуры к геосинклинальной, а вместо термина "зона", что предполагает наличие относительно прямолинейных границ с платформами и высокое отношение длины к ширине, правильнее употреблять слова область или бассейн.

Свекофеннскую геосинклинальную зону с геосинклиналями фанерозоя сближают хотя и не очень четко выраженные, но достаточно характерные три основные геосинклинальные структуры — окраинный и внутренний пояса и пояс вокруг срединного массива. К сожалению, не все участки свекофеннской зоны доступны наблюдению: одни из них скрыты водами Балтийского моря, другие — современными отложениями, озерами, лесной растительностью и потому мало исследованы. Единственный окраинный пояс хорошо выявляется вдоль юго-западного борта Карельского массива, где он в структурном отношении выражен мощной зоной разлома глубинного заложения с приуроченными к ней базитовыми и гипербазитовыми интрузиями. В работе С.И. Турченко [116] зона разломов именуется Ладожско-Ботнической металлогенической зоной. Структурно-литологическое описание приводит Л.И. Салоп [101] в составе Саво-Ладожской структурно-фациальной зоны. Следует напомнить, что в настоящее время палеопротерозойским породам присваивается архейский возраст (гимольская, тундровая серия), а мезопротерозойским (карелидам) — раннепротерозойский. Ниже возраст пород и возрастные соотношения приводятся в соответствии с их современными определениями.

Заложение разломов по времени относится к архею, поскольку с ними связано размещение допротерозойских приразломных отложений. Среди последних наблюдаются штоки, линзы, дайки и настоящие интрузивные тела гипербазитового и габброидного состава. В зонах крупных разломов очень редко встречаются гранитные интрузивы. Тела магматитов секут нижнепротерозойские образования, сложенные в складки, согласно облекающие юго-западный борт Карельского массива.

Такие разломы неоднократно описывались в геологической литературе о фанерозойских геосинклиналях как в региональном, так и в глобальном масштабе [75, 109, 125, 127]. М.В. Муратов [75, с. 55] писал: "Среди разломов, образующих геосинклинальные прогибы, видимо, можно выделить в качестве главных три системы или зоны разломов. Две из них располагаются по краям прогибов, это бортовые разломы. Третий — центральный сечет их посередине... Вдоль зон разломов размещаются очаги вулканической деятельности". Там же указывается, что не всегда оба бортовых разлома выражены одинаково; к этому надо прибавить, что в некоторых геосинклиналях один из них вообще не обнаруживается. С рассматриваемыми разломами связаны ультраосновные породы мантийного происхождения, они сформировались преимущественно в ранние этапы геосинклинального развития и характеризуются свойственными им рудами сидеро- и халькофильных элементов.

Роль срединного массива играет Центрально-Финляндский блок, расположенный в южной части Финляндии. Его положение среди окружающих пород и тектоническая структура довольно необычны, в связи с чем приведенные далее по этому поводу комментарии не лишены некоторой условности. Л.И. Салоп [101] считает обоснованным относить его именно к срединным массивам, учитывая, что он, как и другие блоки разного масштаба (>500 км в поперечнике), представляет собой по составу пород один из выступов древнего фундамента,

подвергшегося в допротерозойское время интенсивному дроблению. Тектоническая структура его отлична от таковой протерозойских пород, конформно огибающих его по всему периметру.

Борта Центрально-Финляндского массива кольцеобразно окружены нижнепротерозойскими породами, содержащими большие массы основных и ультраосновных тел, состав, условия залегания и рудоносность которых аналогичны описанным для окраинного борта геосинклинальной зоны и вместе с тем для окраин фанерозойских зон (по М.В. Муратову). Все это и некоторые другие соображения, высказанные Л.И. Салопом, подтверждают обоснованность предположения рассматривать массив как срединный в геосинклинальной системе.

В то же время Центрально-Финляндский блок сохранил еще особенности, присущие купольным и куполовидным структурам архейского времени. Здесь также размещаются интрузивные тела гранитоидных пород раннепротерозойского возраста, характерные для антиклинорных гранитоидных плутонов с их оруденелыми редкими элементами, пегматитовыми и кварцевыми жилами.

В отличие от архейских протогоеосинклинальных блоков типа Приднепровского или Белоцерковско-Одесского на Украинском щите Центрально-Финляндская протогоеосинклинальная зона характеризуется достаточно отчетливой структурно-тектонической зональностью, предопределяющей, естественно, и металлогеническую зональность. Следует отметить, что окраинным частям геосинклинальной зоны по бортам Карельского и Центрально-Финляндского массивов свойственно медно-никелевое оруденение, а в промежутке между окраинами развивается главным образом серноколчеданное и сульфидно-полиметаллическое оруденение. Это важный шаг в сторону солижения с соответствующими показателями фанерозойских геосинклиналей [125].

По условиям и характеру развития Ладожско-Ботническая структурно-тектоническая зона на Балтийском щите сходна с Криворожско-Кременчугским прогибом на Украинском, часто называемом геосинклиналью. Каждый из этих геологических объектов образовался на стыке блоков — протоплатформенного и протогоеосинклинального. Разница заключалась в том, что на Украинском щите активное воздействие на Криворожско-Кременчугский прогиб оказывал Приднепровский блок или, точнее, его поднимавшаяся западная окраина, тогда как на Балтийском щите Свекофеннская зона подвергалась давлению со стороны ранее консолидированного Карельского блока.

В результате взаимодействия между последними кристаллический фундамент под современной Свекофеннской зоной уже в архее был сильно раздроблен и в течение почти всего раннепротерозойского времени обнаруживал тенденцию к усиленному прогибанию, в результате которого в зоне накопилась толща нижнепротерозойских осадков многокилометровой мощности. Давление же со стороны поднимавшегося гранитоидного гребня (вала) Приднепровского блока на интенсивно гранитизированный Кировоградский блок Украинского щита, естественно, было гораздо слабее и в архее ни в чем не проявлялось. Только в раннем протерозое прилежащий к Криворожско-Кременчугской геосинклинале Кировоградский блок испытал некоторое опускание западной окраины в форме, напоминающей передовой прогиб перед фронтом поднятия восточного края Приднепровского блока. Такой же, как бы передовой, прогиб наблюдается и на западной окраине Приазовского протоплатформенного блока, примыкающего к восточному борту Приднепровского протогоеосинклинального блока, также поднимавшемуся в раннем протерозое (см. рис. 2 и 3).

Следы раннепротерозойского взаимодействия со Свекофеннским блоком отчетливо запечатлелись и на других окраинах Карельского массива в форме развития зон разломов, трещиноватости и дробления [116, рис. 2]. Трещинные нарушения определяли своеобразную мобильную зону с различного типа разрывными деформациями, то заходящими во внутренние части массива, то отделяющими

от него некоторые части или выступы, взаиморасположение которых может служить хорошей иллюстрацией к тому, как могло происходить дробление архейского фундамента в основании Свекофеннской протогеосинклинальной системы. Естественно, что подобное строение последней стимулировало широкое распространение магматической деятельности и связанное с ней рудообразование.

Л.И. Салоп справедливо отмечает, что "мезопротозойские (здесь селецко-свекофенские. — В.Ч.) стабильные массивы Фенноскандии заметно отличаются от подобных элементов фанерозоя гораздо большей тектонической подвижностью и более интенсивным развитием в их пределах магматических процессов. Поэтому правильнее говорить о них только как об относительно более стабильных, по сравнению с окружающими геосинклинальными областями, участках земной коры" [101, с. 60]. Это, конечно, так. Однако надо заметить, что структуры, подобные описанным для Карельского массива, встречаются и в фанерозое. В частности, на территории Колымской геосинклинальной системы мезозойского возраста Колымский массив, аналогичный Карельскому, подвергаясь воздействию окружающей геосинклинальной зоны, в течение киммерийского геотектонического цикла испытал серию разрывных дислокаций, очень сходных с охарактеризованными для Карельского блока. И если, как указывает Л.И. Салоп, данный структурно-тектонический тип массивов имел в архее—раннем протерозое глобальное распространение, то для его обозначения по аналогии с другими тектоническими структурами того времени следовало бы применять прежнее название — срединный массив с прибавлением частицы "прото", выражающей его более древнее происхождение по отношению к соответствующим фанерозойским элементам.

Примечательной деталью в общем строении Свекофеннской протогеосинклинальной системы является содержание в ней реликтов структур предшествующих поколений. Особого интереса в этом отношении заслуживают так называемые зоны "кухмоидов" (Восточная Финляндия) — узких вытянутых по меридиану полос зеленосланцевых пород из основных и ультраосновных лав внизу и пелитовых, углистых и граувакковых сланцев с прослоями вулканитов основного и кислого состава сверху. Породы слагают асимметричную синклиналь с оборванным сбросом восточным крылом; возраст их, по-видимому, позднеархейский. Ранее считалось, что это образование представляет собой реликт разреза пород океанического типа, более древних, чем все гранитоиды цита. Е.В. Павловский пришел к убеждению, что "зеленосланцевый пояс" Восточной Финляндии очень сходен с палеоавлакогенами Алданского цита, "их морфологией, внутренней структурой, составом выполняющих пород, с их возрастом и соотношением с древним фундаментом" [82, с. 14].

Интересно, что в такого рода синклинальных прогибах палеоавлакогенного типа довольно обычны купольно-концентрические структуры. Они свойственны окраинным зонам Свекофеннской протогеосинклинальной системы, а также крупным прогибам геосинклинального типа подобно Криворожско-Кременчугской зоне между смежными блоками или геоблоками.

Все сказанное о тектонических структурах позволяет видеть определенную генетическую последовательность переходов от купольно-концентрических структур, или еще раньше от первичной базальтоидной коры, к купольно-линейным, а затем и протогеосинклинальным типам структур, каждая из которых характеризуется спецификой структурных форм и, что особенно важно, особенностями металлогении. Важность такой группировки имеет не только диагностическое, но и практическое значение, поскольку каждому типу свойственно особое распределение рудных концентраций, отвечающее определенной стадии развития земной коры, уровню ее дифференциации на отдельные, характерные для данной стадии структурные элементы — геоблоки, блоки и зоны.

Приведенная группировка, разумеется, не отличается жестко установленными для каждой группы границами. Напротив, все они связаны между собой сериями

переходов, позволяющими хорошо видеть генетическую преемственность стадий между собой. Исключение, пожалуй, составляет лишь первичная кора, которая состояла, скорее всего, из однородного по составу и строению основного и ультраосновного материала с соответствовавшей ему также однородной минерализацией и равномерно рассеянным распределением полезных ископаемых. Для этой стадии характерно общее состояние подвижности, пермобильности корового вещества [76].

Дифференциация базальтовой магмы, сопровождавшаяся выделением крупных масс кремнещелочных материалов и метасоматической переработкой первичной коры, приводила к развитию огромных масс гранитоидных пород, образующих в земной коре купольные поднятия, или, по Л.И. Салопу, складчатые овалы. Распространение куполов с облегающими их зеленокаменными прогибами в условиях высокой подвижности корового вещества отличалось крайней неупорядоченностью, отсутствием сколько-нибудь выдержанной линейности. Тип тектонических структур — купольно-концентрический. Его преобладающее развитие относится к картахю и архею.

Широкое и неравномерное развитие куполов уже к архею предопределило дифференциацию земной коры на блоки, характеризовавшиеся разной степенью гранитизации. Впервые в земной коре выделились геоструктурные элементы платформенного и геосинклинального типов, контуры которых определялись степенью гранитизации, а внутреннее сложение — тангенциальными напряжениями в верхних горизонтах коры. Эти напряжения обуславливали развитие линейных складчатых и разрывных нарушений — первый тип, а также линейную ориентировку гранитоидных куполов, сливавшихся в гряды, валы или гребни между спрямлявшимися синклиналями — зеленокаменными зонами, или поясами. Спрявление линий складчатых и трещинных дислокаций в условиях регионального сжатия не могло не привести к образованию складчатости нового типа, конформной по отношению к бортам прилегающих блоков платформенного типа. В новых условиях формировались синклинальные зоны повышенной интенсивности прогибания и осадконакопления, чередовавшиеся с резко выделявшимися на их фоне антиклинальными гранитоидными поднятиями. Син- и антиклинальные структуры вместе составляли прообраз, или модель, будущих систем с их син- и антиклинориями.

Второй тип тектонических структур назван выше купольно-линейным. Его первые проявления относятся, вероятно, к началу архея, где он нечувствительными переходами связан с купольно-концентрическими структурами. Отдельные проявления купольных поднятий, или складчатых овалов, встречаются и позже в купольно-линейных зонах; они хорошо заметны в участках синклинальных прогибов [101].

Третий тип тектонических структур описывается по наиболее развитому примеру — южной части Свекофеннской протогоосинклинальной системы как тип протогоосинклинальный, в котором впервые оформились основные структурные элементы фанерозойских геосинклинальных систем — окраинные зоны, срединные массивы с окружающими их также окраинными зонами. Особенно специфичен для Свекофеннской протогоосинклинали Центрально-Финляндский срединный массив, участие которого в системе свидетельствует о значительном пространстве, которое требовалось для полного развития новой в истории земной коры геоструктуры. В каждом из намеченных структурных элементов достаточно ясно просматриваются, с одной стороны, зародыши тех же, но более развитых форм будущих геосинклинальных систем, с другой — некоторые реликтовые образования, указывающие на генетическую связь новых форм со структурами предшествующих стадий развития. Так, в окраинных и внутренних частях свекофеннской протогоосинклинальной системы продолжали развиваться купольно-концентрические структуры, или складчатые овалы, а некоторые ее участки напоминают знакомые черты купольно-линейных зон [101, рис. 2].

Подводя итог эволюции тектонических структур фундамента Русской платформы, можно убедиться в генетической связи различных типов структур, последовательно и закономерно сменявшихся на протяжении 3 млрд лет от купольно-концентрических к купольно-линейным и затем к протогеосинклинальным. Генетический характер связи проявляется в том, что в структурах нового типа всегда в той или иной форме проявляются структуры предшествовавших типов. Можно сказать, что зарождение новых структурных типов всегда опережало вырождение старых, что, конечно, усложняло вновь возникавшую структурно-тектоническую обстановку.

На общем фоне эволюции тектонических структур и в тесной связи с ними происходило развитие процессов рудообразования и металлогении. Значительным прогрессом в общем плане их распространения являлось зональное (на основе развития Свекофеннской протогеосинклинальной системы) распределение рудных месторождений, которому было присвоено название геосинклинальной рудной зональности [125, 127]. Она заключалась главным образом в приуроченности месторождений сидеро- и халькофильных элементов к окраинным зонам геосинклиналей, а месторождений литофилов — к приосевым. Генетическая основа этой закономерности полностью отвечает тектоническим структурам южной части Свекофеннской геосинклинали. Главными ее структурами, имеющими металлогеническое значение, являются Ладожско-Ботническая зона и Центрально-Финляндский протогеосинклинальный массив. Первая из них занимает в южной части Свекофеннской геосинклинали окраинное положение, где обычно в фанерозойских геосинклиналях размещаются руды сидеро- и халькофильных элементов [125], характерные для металлогении базитовых и ультрабазитовых магм.

В настоящее время неизвестны западные окраины Свекофеннской геосинклинали, и поэтому ничего нельзя сказать о положении и рудоносности возможного здесь металлогенического аналога Ладожско-Ботнической зоны. Зато сравнительно хорошо изучен Центрально-Финляндский массив, занимающий примерно срединное положение в описываемой части геосинклинали. Л.И. Салоп склонен приписывать ему роль срединного массива. Отмечалось, что некоторые его особенности свойственны также антиклинорным складкам внутренних частей геосинклинальных прогибов. Последнее подтверждается, кстати, рудным профилем полезных ископаемых массива, характеризующимся развитием литофильных элементов в составе известных здесь гидротермальных и аплит-пегматитовых жил.

Металлогеническое значение Центрально-Финляндского массива определяется тем, что в соответствии со структурным положением он закономерно и конформно окружается зонами рудных месторождений разного типа. "Особенностью металлогении срединных массивов является поясовое размещение месторождений в краевых частях массивов, в особенности во внешнем их обрамлении, в зонах долгоживущих разломов. Выделяется несколько типов таких рудных поясов: хромитовые, редкометалльные, золоторудные, сурьмянорутутные, полиметаллические, медно-молибденовые... В планетарном плане многие срединные массивы отчетливо выделяются как своеобразные "очаги минерализаций", отличающиеся от смежных территорий наиболее интенсивным проявлением эндогенных месторождений" [112, с. 15].

Приведенная металлогеническая характеристика срединных массивов хорошо согласуется с соответствующими показателями Центрально-Финляндского массива. Однако его следует рассматривать не как самостоятельную металлогеническую единицу, а как составную часть геосинклинального прогиба, с которым его объединяет единство происхождения, характера структур и металлогении. Срединные массивы представляют собой "участки земной коры, являющиеся остатком той структурной поверхности, на которой закладывались геосинклинальные прогибы данной складчатой области" [112, с. 1].

По внешней окраине Центрально-Финляндского массива отчетливо выделяется почти замкнутый кольцеобразно окаймляющий его пояс месторождений и рудопроявлений меди, никеля со спутниками. Минеральный состав месторождений, их видимая связь с разрывными структурами и интрузиями ультраосновных пород, позиция по отношению к жесткому массиву и складчатым структурам протогеосинклинали вполне аналогичны соответствующим показателям Ладожско-Ботнической металлогенической зоны. Различия сводятся лишь к простиранию зон: в первом случае оно кольцеобразно огибает Центрально-Финляндский массив, его теперь с полным основанием можно назвать протосрединным, во втором — оно имеет прямолинейное северо-западное направление (см. рис. 10).

Черты металлогении рассматриваемого протосрединного массива, отчасти сближающие его со спрямленными куполами предшествующей стадии (этапа) развития купольных структур, отчасти намечающие переход к антиклинорным структурам фанерозойских геосинклинальных систем, заключаются в насыщенности его богатыми кремнеземом и щелочами нижнепротерозойскими гранитоидами складчатого и послескладчатого происхождения, сопровождаемыми пегматитами и кварцевыми жилами с проявлениями руд литофильных и халькофильных элементов. При этом литофилы (Sn, W и др.) впервые проявляются здесь не в форме изоморфных или иных примесей в сульфидных минералах, а в виде самостоятельных, четко индивидуализированных окислых и силикатных минералов. Зона редкометалльно-сульфидного оруденения располагается по внутренним окраинам массива вместе с порождающими его гранитными интрузиями, выделяясь своим обособленным положением во вмещающих породах [116, рис. 2].

Все изложенное о протогеосинклинали свидетельствует о том, что с ее оформлением начался новый структурно-тектонический металлогенический этап развития раннедокембрийских подвижных зон земной коры, занявший в данном деле промежуточное положение между этапами купольно-линейных (палеоавлакогенных) и геосинклинальных тектонических структур фанерозойского типа. От первых его отличает наличие срединных массивов со специфическими структурами и металлогеническими особенностями, а также предполагаемым развитием не только складчатых, но и послескладчатых интрузий с редкометалльным оруденением. Все это может стать одним из важных "руководящих" признаков этапа развития протогеосинклинальных структур и протогеосинклинальной тектоники. По данным ряда геологов, весь Свеккофеннский геоблок (провинция) характеризуется единством циклического развития глубинного петрогенеза. "Метаморфическая зональность в Южно-Финляндской области отражает вариации температур от менее 500° в зеленосланцевой фации до 700—800° в высокотемпературных зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций при примерно равном давлении в 4,5 кбар. Здесь же устанавливается полный цикл гранитообразования от ранних натровых до поздних калиевых гранитов" [116, с. 22]. В раннем протерозое на смену безинверсионных синклиналей приходит более полный комплекс стадий геосинклинального развития.

Нижнепротерозойские протогеосинклинали в отличие от фанерозойских геосинклиналей характеризуются значительным превосходством в составе руд сидеро- и халькофильных элементов, слабым развитием послескладчатых субщелочных и щелочных гранитоидных интрузий с пегматитовыми, грейзеновыми и гидротермальными месторождениями руд, а также нечетким по сравнению с показателями фанерозойских геосинклинальных систем разграничением структур и металлогении платформенного и геосинклинального типа как внутри протогеосинклинали, так и по ее окраинам.

В Свеккофеннской протогеосинклинали, судя по тектоно-металлогеническим схемам [116, рис. 2], наблюдается ветвление окраинной зоны на относительно

узкие прогибы палеоавлакогенного типа, обрамляющие Карельский массив с севера и Кольский с юга. К одной из таких ветвей относится сложная Беломорская металлогеническая зона (название приводится по С.И. Турченко). К ней пространственно близко подходит Кольская металлогеническая зона с кольской серией метаморфизованных осадочных пород. Обе зоны, скорее всего, отвечают названию палеоавлакогенов. Возможно, они составляют систему нескольких смежных прогибов в сложной тектонической зоне сочленения Карельского и Кольского блоков.

Выше Приднепровский блок на Украинском щите в тектоническом отношении рассматривался как купольно-линейная геоструктура. Вероятно, ее можно отнести к группе протогоеосинклиналей "незавершенного" или "недоразвитого" типа, учитывая отсутствие или слабую выраженность инверсионных форм, проявлений срединных массивов или антиклинорий с характерными для них редкометалльными месторождениями.

Поздняя стадия формирования Приднепровского протогоеосинклинального блока и, видимо, часть средней характеризуются гранитоидными интрузиями, обусловившими его общее поднятие относительно прилежащих к нему Кировоградского и Приазовского протоплатформенных блоков. Воздымание не имело характера инверсии тектонического режима, связанного с преобразованием прогибов в поднятия и поднятий (антиклиналей) в прогибы, а выражалось в общем воздымании блока в целом. Последнее не было равномерным; оно выражалось в опережающем возвышении срединной Сурско-Томаковской зоны, от которой симметрично к востоку и западу располагались бинарные пояса пород, возраст складчатых форм которых уменьшается по направлению к периферии блока [90]. Таким образом, создается инверсия не тектонического, а, скорее, геоморфологического устройства коры, что дает повод считать рассматриваемую протогоеосинклиналь, переходящую к концу раннего протерозоя в складчатую область, как незавершенную. С этим согласуется, как уже говорилось, и сравнение металлогении Приднепровского блока со Svecofenniskim.

К Приднепровскому блоку очень близок по вещественному составу, метаморфизму, оруденению и природе слагающих пород Белоцерковско-Одесский блок. Отличительной чертой последнего по сравнению с первым является меньшая мощность вулканогенных пород, а особенно пород основного и ультраосновного состава, что свидетельствует, по-видимому, о накоплении их в менее подвижных, по А.И. Стрыгину [110], миогеосинклинальных, условиях бассейна седиментации. Показательна также более высокая степень метаморфизма рассматриваемых пород, близкая к метаморфизации во внешних зонах прогибов по западной и восточной окраинам Приднепровского блока, наложенных соответственно на западную окраину Приазовского и восточную — Кировоградского протоплатформенных блоков, что также может служить признаком "миогеосинклинального" режима отложений.

Геологическое строение Белоцерковско-Одесского блока переходит под Припятским прогибом в структуры Белорусского массива. Однако они скрыты под относительно мощным чехлом последокембрийских пород, изученность которых пока еще недостаточна для проведения надежных сопоставлений и выводов.

Развитие металлогении на Воронежском кристаллическом массиве в пределах ее наиболее изученной части — территории КМА — носит черты, сходные с особенностями рудообразования как на Украинском, так и на Балтийском щитах. В структурно-тектоническом отношении кристаллический фундамент КМА представляет собой массив, чрезвычайно близкий к Карельскому по своей конфигурации на современной поверхности, литологии составляющих пород и даже размерам. Но главное сходство заключается в условиях структурно-тектонического развития обоих массивов. По данным Б.М. Петрова [84], массив КМА в архей-раннепротерозойское время формировался как сводовое поднятие, динамическое

развитие которого, подобное описанному для Карельского массива приводило к образованию разломов, контролировавших прогибы протоавлакогенного типа.

Для сопоставления черт сводовых поднятий КМА и Карельского массива, а также для выяснения их металлогенического развития особенно показательно закономерное ветвление основных трещинных нарушений и связанных с ними прогибов (рудных зон и поясов) на окраинах поднятий. Б.М. Петров [84] показывает распределение основных трещин на территории КМА и их разделение на периферии сводового поднятия КМА, что подтверждает, во-первых, связь рассматриваемых дислокаций с напряжениями, возникавшими в сводовом поднятии КМА, во-вторых, их контролирующее значение для развития прогибов с месторождениями сидерохалькофильных элементов. Все это полностью повторяется на примере Карельского массива, начиная с упомянутых выше размеров рассматриваемых блоков, их ориентировки в пространстве, положении и морфологии трещин, включая их ветвление по периферии и кончая типом порожденных ими рудных месторождений (см. рис. 2 и 7).

Отличительной металлогенической чертой прогибов сводового поднятия КМА по сравнению с Карельским блоком являются более слабое распространение вулканогенных пород, меньшая мощность осадочных и вулканогенно-осадочных пород и более однородный комплекс рудных концентраций, представленный в основном железными рудами с очень малым проявлением руд халькофильных и практически ничтожным — литофильных элементов. В этом отношении архей-нижнепротерозойская металлогения блока КМА больше подходит к Украинскому щиту, чем к Балтийскому.

Преемственная связь между купольно-линейными структурами и более древними купольно-концентрическими проявляется в подчинении основным тектоническим линиям первых структур, т.е. более поздних, разрозненных мелких куполов второго порядка, развитых на территории как сводового поднятия КМА, так и Карельского массива. Структурно-тектоническим аналогом Воронежского кристаллического массива является, по-видимому, Белорусский массив, однако изученность его еще недостаточна.

В пределах обоих геоструктурных блоков неизвестны проявления гранитоидов повышенной кремнекислотности и щелочности. Появление их в земной коре с характерными для них рудами литофильных элементов генетически увязывается с развитием описанных выше протогеосинклинальных условий. Пространственно они тяготеют к внутренним антиклинорным зонам геоструктур геосинклинального типа или срединным массивам протогеосинклиналей, сохранившим, подобно Центрально-Финляндскому массиву, черты, свойственные внутригеосинклинальным антиклинориям. Перспективным для поисков редкометалльных гранитоидов представляется сочленение окраинных поясов протогеосинклинали с периферическими зонами перегибов вокруг сводовых поднятий типа Карельского массива и КМА. К ним с полным основанием относятся, возможно, активизированные зоны Приладожья, образованные в связи с разновозрастными процессами в Свекофеннской протогеосинклинали.

Соскладчатые и послескладчатые интрузии, отличаясь между собой по времени и структурным условиям образования, естественно, разнятся по геохимическим особенностям. Первые, образуясь на большой глубине, приходят в контакт с базальтовой магмой, которая вначале играет роль стимулятора плавления, а в дальнейшем участвует в ультраметаморфическом расплаве лишь в качестве относительно небольшой примеси. Масса послескладчатых интрузий образует очаги вторичных магм — собственные гранитные магмы, по Ю.М. Шейнманну и В.В. Белоусову, обособленные от базальтовых слоев. Различать их по абсолютному возрасту довольно трудно вследствие недостаточных для данного интервала времени изотопных определений и неравномерности проявлений в разных участках земной коры. Средний возраст свекофенских соскладчатых гранитов из сопоставления

различных данных [51] составляет около 1,9 млрд лет (кульминация складчатости), послескладчатых микроклиновых — 1,8—1,7 млрд лет.

Различия между двумя типами магм обуславливают и их металлогенические особенности. Магма соскладчатых интрузий генерирует комплексы габбро-плагиогранитных и других близких по составу пород, обогащенных ванадием, никелем, хромом и обедненных некоторыми редкими металлами — иттрием, скандием. Магма послескладчатых интрузий производит граниты нормального ряда, богатые кремнекислотой и щелочами [71, с. 78, 90].

Синхронно с послескладчатыми интрузиями в ослабленных зонах стабильных областей возникали гранитоидные тела разного масштаба, несущие довольно пестрое оруденение. Представляется, что они и связанные с ними месторождения являются производными одних и тех же очагов, что и соскладчатые интрузии в раннепротерозойских подвижных зонах, если учесть недостаточную консолидированность смежных стабильных массивов [101]. Геологи, изучавшие рудоносные гранитоидные интрузии на Балтийском щите, указывают, во-первых, на определение их возраста в диапазоне 1,65—1,42 млн лет, т.е. близкие к завершающим стадиям свекофеннского цикла, во-вторых, на необычный минеральный состав этих пород (рапакиви), в-третьих, на приуроченность их к линиям развития ослабленных зон, имеющих большое сходство с авлакогенами [71].

Форма проявления описываемых интрузий, получивших название "рапакиви", по-видимому, как-то связана с условиями их образования, которые можно назвать "послеавлакогенными". Этот вопрос требует дополнительного изучения на Балтийском, Украинском и, вероятно, других щитах за пределами Русской платформы. Что касается пестроты оруденения упомянутых интрузий, то прежде всего следует отметить ее очень большое сходство с минеральным составом руд зеленокаменных прогибов. Так, работами геологов в Приладожье — "фрагменте Свекофеннского складчатого пояса" — установлено, что в связи "с интенсивными движениями по глубинным межблоковым и внутриблоковым разломам, сформировался сложный комплекс рапакиви" [71, с. 85]. Район характеризуется "многообразной эндогенной минерализацией. Здесь известны месторождения и рудопроявления олова, железа, вольфрама, молибдена, цинка, свинца, меди, никеля, тантала... доказана связь железорудной и оловянной минерализации с... фазами гранитов рапакиви" [71, с. 85].

Приведенные данные свидетельствуют об аналогии руд Приладожья и Центрально-Финляндского массива, указывающей на вероятность родства очагов гранитоидных магм, с которыми связано оруденение обоих районов, в пределах одной и той же протогесинклинальной системы, включая и ее ближайшее обрамление. В то же время гранитоиды обоих районов (Приладожье — Центрально-Финляндский массив) различаются между собой внешним видом и минеральным составом. Определенная разница отмечается и в составе руд: помимо литофильных элементов, присутствие которых особенно характерно для гранитоидов Центрально-Финляндского массива, в Приладожье выявляются "концентрации железных и полиметаллических руд" [71, с. 85]. Эти различия, по-видимому, могут быть объяснены тем, что гранитоидные интрузии Приладожья активизировались в последние фазы свекофеннского тектоно-магматического цикла, располагаясь на пересечении существовавших, вероятно, с архей прогибах авлакогенного типа, один из которых лежит на прямом продолжении окраинной зоны Свекофенской протогесинклинали [116].

Следует напомнить, что именно такие прогибы представляли собой древние зеленокаменные пояса, в которых накапливались вулканогенно-осадочные отложения и интрузивные тела, обогащенные в основном сидеро- и халькофильными элементами. Вместе с ними, хотя и в значительно меньшей степени, привносились литофильные элементы, переотлагавшиеся из общих вулканогенных растворов большей частью в форме изоморфных примесей в составе поро- и рудообразу-

ющих минералов. Впоследствии в условиях анатексиса они могли концентрироваться во флюидах до поздних стадий кристаллизации обогащенной рудными компонентами гранитоидной магмы и формировать крупные скопления руд олова, вольфрама и других литофильных элементов в характерных для них индивидуальных формах.

Дж. Плаймер [149] сообщает о том, что в настоящее время установлено уже достаточно много стратиформных полиметаллических месторождений вулканогенно-осадочного происхождения, содержащих примеси олова и других литофильных элементов, но высокие концентрации их редки. Между тем такие элементы, как Sn, W, В, F, Мо, Вi, и полиметаллы могут задерживаться в анатектическом расплаве и концентрироваться в рудоносных растворах, отлагающих свой полезный груз в кровле и по периферии плутонов, в грейзенах, пегматитовых и кварцевых жилах. Именно к такого типа концентрациям относятся руды Приладжья. Их отличает только обильное присутствие в рудах железа — типоморфного в архее—протерозое элемента для всего Карельского массива.

В то же время Дж. Плаймер отмечает, что среди протерозонских и нижнепалеозойских метаморфических комплексов и гранитизированных зон встречаются высокие концентрации олова и вольфрама. Наличие их устанавливается в странах Юго-Восточной Африки, в Индонезии, Малайзии, Чехословакии, Польше и Бразилии.

На Балтийском щите аналогами таких комплексов могут оказаться породы зеленокаменных поясов. В этой связи интересно привести выводы ряда геологов [71], основанные на данных изучения глубинного строения Северо-Западного Приладжья методом обменных волн землетрясений (МОВЗ). Полученные результаты привели их к убеждению, что упомянутая территория перспективна на вольфрам, молибден, полиметаллы. Вольфрамовое, молибденовое и тантал-ниобиевое оруденение локализуется здесь в скарноидах питкьярантской свиты, связанных с процессами кварцево-полевошпатового метасоматоза в зонах разломов по периферии гранито-гнейсовых куполов. Полиметаллическое оруденение проявилось позднее в зонах окварцевания или в локальных зонах диафтореза. В ряде случаев оруденение сопровождается флюоритом, баритом и карбонатами.

Из изложенного о рудах литофильных элементов следует, что традиционный взгляд на исключительность их связи с кремнекислыми интрузиями гранитов нуждается в серьезных коррективах. Помимо гранитоидных очагов редкометалльного оруденения, все большую известность получают стратиформные месторождения литофильных элементов и полиметаллов, образованные в докембрийских и раннепалеозойских зеленокаменных прогибах — палеоавлакогенах, подвергавшихся, возможно, неоднократному метаморфизму в высоко- и среднетемпературных фациях (рис. 11). Перспективность таких структур на литофильные элементы заслуживает особого внимания со стороны геологов в районах распространения зеленокаменных поясов докембрия.

Последовательность проявления геотектонических структур от архея до раннего протерозоя включительно отражает эволюционное развитие этих структур как в выступах докембрийского фундамента, так, по-видимому, и на всей территории Русской платформы. С развитием тектонических структур органически связана и металлогения фундамента. Купольно-концентрической геотектонике соответствовал равномерно рассеянный тип оруденения, приуроченный главным образом к прогибам с очень неясными расплывчатыми амебообразными очертаниями, огибающим гранито-гнейсовым купола и выполненным преимущественно основными вулканитами. Оруденение почти исключительно связывалось с вулканической деятельностью, отличалось вулканогенно-осадочным характером проявления и слабо выдержанными концентрациями. Из рудных элементов наибольшую роль играло железо, в незначительной степени — сульфиды. На Русской платформе промышленные руды их неизвестны.

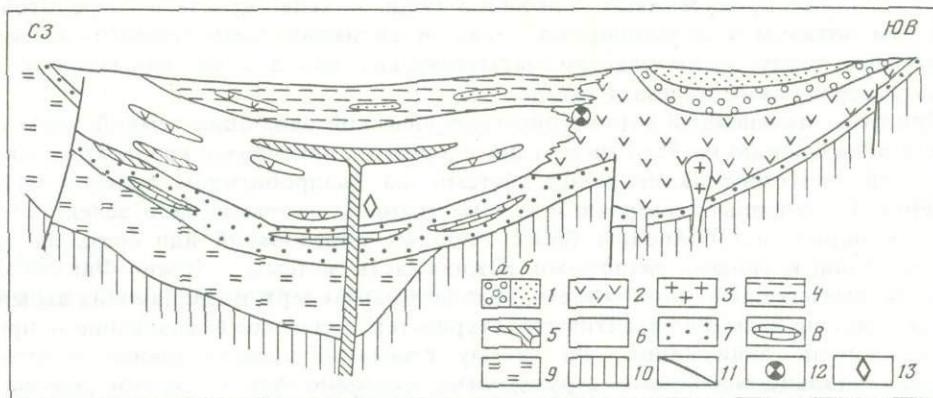


Рис. 11. Схематический разрез через трог Дандес и вулканиты Маунт-Рида с пирротин-касситеритовыми и полиметаллическими стратиформными месторождениями [149]

1 — терригенные отложения: крупнообломочные (а) и мелкообломочные (б); 2 — вулканиты Маунт-Рида; 3 — граниты; 4 — отложения группы Дандес; 5 — серпентиниты и спилиты; 6 — отложения Гримсон Крик-Фейс; 7 — отложения Саксеэ Крик-Фейс; 8 — линзы карбонатов; 9 — поздний докембрий; 10 — ранний докембрий; 11 — разлом; 12 — полиметаллы; 13 — олово

В архейском этапе купольно-концентрические структуры постепенно преобразовывались в купольно-линейные, что, вероятно, как-то сочеталось с развитием консолидированных блоков — ядер будущих платформенных сооружений. Отдельные гранитоидные купола вытягивались в прямолинейные валы или гребни; разделяющие их прогибы также спрямлялись, образуя зеленокаменные пояса, оконтуренные по бортам, как правило, глубинными разломами, служившими выводными каналами для магм основного и ультраосновного состава. В архейском этапе геологически одновременно с образованием жестких блоков проявились тангенциальные силы сжатия, обусловившие, в свою очередь, развитие линейной складчатости, которая сменила распространенные до тех пор комплексы неориентированных или разноориентированных складок нелинейного распространения.

В архее резко возросли концентрации главным образом высоко- и средне-температурных руд железа в окисной и сульфидной форме, сульфидов меди, менее — полиметаллов, никеля, локализованные в зеленокаменных поясах. Известны железорудные месторождения, а также месторождения, содержащие в основном сульфиды никеля, меди, железа и их спутников. В архее они приурочивались почти исключительно к зеленокаменным прогибам; в гранито-гнейсовых куполах встречались в основном пегматитовые проявления с редкометалльным оруденением.

В восточной части Балтийского щита намечается зональное размещение архейских рудных месторождений в региональном масштабе. Оно выражается в более или менее постепенном возрастании степени распространения сульфидных руд относительно окисных, преимущественно железных, в направлении с севера на юг по территории Карело-Кольского геоблока. В западной части Балтийского щита большая часть архейских пород перекрыта протерозойскими.

Украинский щит в архее представлял собой регион с ясно выраженной структурно-тектонической дифференциацией, проявленной в чередовании протогеосинклинальных и протоплатформенных блоков. Эта дифференциация определила и тип металлогенической зональности. На Украинском щите металлогения протогеосинклиналей лучше всего выражена в характере рудоносности Приднепровского блока; месторождения здесь представлены залежами архейских и нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных железных руд в приразломных про-

гибах, а также проявлениями сульфидов меди, никеля, железа и сосредоточены главным образом в синклиальных зонах. К антиклинорным гранито-гнейсовым поднятиям приурочены участки магматических пород и их дериватов со слабыми содержаниями железа и титана.

Процессы дальнейшей структурно-тектонической эволюции земной коры привели к образованию на Балтийском щите в раннем протерозое крупнейшей Свеккофеннской протогеосинклинальной системы на раздробленном архейском фундаменте. Ее западные, северные и южные границы изучены слабо вследствие залегания пород под покровом более молодых образований или срезания древнейших толщ крупными разломами. Южная часть системы — Южно-Финляндская область, выходящая на поверхность, обладает рядом черт, позволяющих выделить ее как новое по времени развития структурно-тектоническое образование — протогеосинклиналь, занимающую по своему строению промежуточное положение между купольно-линейными структурами, особенно характерными для архея, и геосинклинальными, характерными для фанерозоя. Можно предполагать, что черты этого комплекса при дальнейшем изучении будут обнаруживаться и детализироваться в других частях Свеккофеннской протогеосинклинальной системы.

РАЗВИТИЕ РУДНОГО ПРОЦЕССА

Докембрийское рудообразование, помимо общих черт с фанерозойским, обладает некоторыми особенностями, исчезающими уже в самом начале фанерозоя. Вместе с тем уже в раннем докембрии стали появляться новые типы оруденения, достигшие высокого уровня развития в фанерозое. Таким образом, сравнительный анализ показателей рудообразования с их изменением во времени может принести значительные результаты для пополнения и уточнения знаний о динамике рудного процесса и свойственных ему тенденциях.

Для выяснения наиболее типичных черт рудообразования в качестве "единицы измерения" принимаются стадии рудной минерализации, или рудонакопления. Под стадией минерализации подразумевается некоторый промежуток времени, в течение которого проявляется комплекс рудных минералов, генетически связанный с предполагаемым или установленным типом магматического очага, с тектоническими нарушениями и структурами. В продолжении одной стадии минерализации может образоваться несколько рудных формаций качественно близкого состава, но с разными количественными соотношениями минералов, составляющих характерный для стадии комплекс. Стадии минерализации как бы фокусируют наиболее типичные черты рудных формаций на данный промежуток времени. Их изучение дает наглядный материал для познания эволюции рудообразования в связи с общегеологическими условиями.

Можно предположить, что между рудной формацией и составляющим ее комплексом рудоминеральных ассоциаций рассматриваемой стадии существуют соотношения, аналогичные соотношениям между фациями и объединяющей их осадочной формацией, в понимании Н.С. Шатского.

В раннем докембрии на Русской платформе уже проявились месторождения руд сидеро-, халько- и литофильных элементов, причем распространение среди них месторождений первых двух групп характеризовалось подавляющим преобладанием, тогда как месторождения литофильных элементов только начали развиваться в относительно небольших и слабых концентрациях. В этом заключается одна из основных особенностей металлогении раннего докембрия; она резко отличается от металлогении фанерозоя, характеризующейся широким распространением руд литофильных элементов.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ДОСКЛАДЧАТОГО МАГМАТИЗМА

В проблеме рудообразования особый интерес вызывают три основных фактора — источники рудных веществ, их миграция, приводящая к образованию рудных месторождений, и происхождение движущих сил. Из источников рудогенных элементов прежде всего привлекает внимание магматизм, являющийся первоисточником не только полезных ископаемых, но и тепловой энергии, возбуждающей миграцию рудных компонентов к местам их накопления. Выше приводились основания, позволяющие предполагать, что в раннем докембрии магматизм играл также

Систематика стадий минерализации рудных месторождений, связанных с магмами кислого, среднего и основного состава

| Химический характер магмы | Генетический этап минерализации | Стадия минерализации | Околожильные изменения | Вероятные главные агенты минерализации |
|-------------------------------------|-------------------------------------|---|---|--|
| Кислый и ультракислый | | Эволюция рудоносности, обусловленная развитием гранитоидных магм | | |
| | Пегматитовый | Пегматитовая | Гранитизация, обычно затухевшая поздними изменениями | Щелочной магматический остаток |
| | Пневматолитовый | Грейзено-, или кварцево-касситеритовая | Мусковитизация, окварцевание (грейзенизация) | H ₂ O, F, Cl |
| Средний | Пневматолито-гидротермальный | Турмалиновая | Турмалинизация, хлоритизация | H ₂ O, B, CO ₂ |
| | | Кварцево-серицитовая | Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, альбитизация | H ₂ O, F, SO ₂ |
| | Гидротермальный высокотемпературный | Окисно-сернисто-железистая | Сульфидизация, хлоритизация, карбонатизация | H ₂ O, H ₂ S, CO ₂ |
| | Гидротермальный среднетемпературный | Кварцево-золото-полиметаллическая | Карбонатизация, хлоритизация (пропилитизация), силификация | H ₂ O, H ₂ S |
| | Гидротермальный среднетемпературный | Эволюция рудоносности, обусловленная развитием базальтоидных магм | | |
| | | Кварцево-золото-полиметаллическая | Карбонатизация, хлоритизация, баритизация, серицитизация, силификация | H ₂ O, CO ₂ , H ₂ S |
| Гидротермальный высокотемпературный | Окисно-сернисто-железистая | Хлоритизация, сульфидизация, карбонатизация | H ₂ O, CO ₂ , H ₂ S | |
| То же | Кварцево-сульфидная | Хлоритизация, сульфидизация, силификация | H ₂ O, CO ₂ , H ₂ S | |
| Основной и ультраосновной | Пневматолито-гидротермальный | Титано-железистая | Хлоритизация, серпентинизация, сульфидизация | H ₂ O, F, Cl, CO ₂ |
| | | Хромитовая | Серпентинизация | H ₂ O, F, Cl, O ₂ |
| | Пегматитовый (пегматоидный) | Карбонатитовая (редкометаллическая) | Карбонатизация, феницитизация | Щелочной магматический остаток |

Примечание: (—) — проявление практически не наблюдается; (+) — слабое проявление; (++) — проявление средней интенсивности; (+++) — интенсивность проявления выше средней; (++++) — интенсивное проявление.

| Интенсивность развития некоторых главных металлов | | | | | | Предполагаемая степень магматической дифференциации | Положение жильных тел по отношению к интрузии | Типичная форма рудных тел |
|--|------|-----------------|------|------|------|---|--|---|
| Sn | Mo | Cu, полиметаллы | Au | Fe | Cr | | | |
| в антидромном направлении (от кислых составов к основным) | | | | | | | | |
| ++ | — | — | — | — | — | Очень кислые субщелочные граниты | Непостоянное | Неправильные плитообразные тела |
| ++ | ++ | — | — | — | — | Очень кислые и кислые граниты | Купол и кровля интрузий | Штокверк, параллельно-прожилковые системы |
| + | — | — | — | +++ | — | Среднекислые граниты | Эндо- и экзо-контактные зоны гранитоидных интрузий | Параллельно-прожилковые системы, кусты жил, очень редко единичные тела |
| ++++ | ++++ | ++ | + | — | — | Плагнограниты | | |
| + | ++ | +++ | ++ | ++++ | — | Гранодиориты | Внутренние зоны экзоконтакта | То же и одиночные минерализованные зоны дробления во внешних зонах экзоконтакта |
| — | + | ++++ | ++++ | + | — | Кварцевые диориты, плагнограниты | Внешние зоны экзоконтакта | Одиночные жилы во внешних зонах экзоконтакта, штокверки |
| в гомодромном направлении (от основных составов к кислым) | | | | | | | | |
| — | + | ++++ | ++++ | + | — | Кварцевые диориты, плагнограниты, дациты | Эндо- и экзо-контактные зоны | Пластообразные залежи, одиночные жилы в эндо- и экзоконтактных зонах, штокверки |
| — | + | +++ | ++ | ++++ | — | Гранодиориты, андезиты | То же | Пластообразные залежи, минерализованные зоны дробления |
| — | — | ++ | +++ | ++ | — | Габбро | " | Пластообразные залежи, минерализованные зоны дробления |
| — | — | +++ | ++ | ++++ | ++ | Габбро, перидотиты | Внутриинтрузивные неправильные тела и залежи | Морфология очень непостоянная |
| — | — | + | — | ++ | ++++ | | | |
| — | — | + | — | + | — | Щелочные ультрабазиты | Непостоянное (заметна связь с разломами) | Трубнообразные неправильные жилы |

большую, но, конечно, не единственную роль в развитии тектонических и метаморфических процессов, которые, в свою очередь, определяли рудообразовательные процессы как по составу полезных элементов, так и по условиям их размещения во времени и пространстве.

Ю.М. Шейнманн [134] при выяснении условий магмообразования исходил из существования трех групп магм — базальтовой, ультраосновной и гранитоидной. Для целей настоящего раздела представляется возможным ограничиться рассмотрением двух групп — базальтовой совместно с ультраосновной бесщелочной и гранитоидной, поскольку, по Ю.М. Шейнманну, комплексы ультраосновных щелочных магм характерны только для тектонически спокойных областей, которые в раннем докембрии вряд ли имели широкое распространение. Ниже под названием ультраосновных пород будут подразумеваться комплексы ультраосновных бесщелочных магм, связанные с подвижными областями.

Обычно предполагается, что в начальную эпоху геологической истории земная кора была относительно тонкой и состояла главным образом из магматических пород основного состава, продуктов их разрушения и хемогенных отложений. Кислые образования базальтоидной серии формировались лишь как дифференциаты основной магмы и потому могли иметь только ограниченное распространение. Широкое развитие они получили позже в результате гранитизации крупных объемов изверженных и кластогенных масс, в составе которых все большее участие принимали породы кислого состава. Размыв изверженных, осадочных и вулканогенно-осадочных пород давал обильную массу седиментационного материала, подвергавшегося в земной коре метаморфизму и новым проявлениям гранитизации.

С развитием земной коры, очевидно, начиналось действие двух очагов магматических расплавов разных условий образования, состава и рудоносности. Предшествовавший им общий магматический источник рудогенеза как бы разветвился на два типа, которые разошлись с возраставшей со временем толщиной земной коры. Очаги основного состава, постепенно отделяясь от верхних слоев литосферы, достигли в фанерозое глубины 100 км и более. Это первичные, возможно подкоровые, очаги с рудоносными магмами основного и ультраосновного состава. Очаги второго типа, производные процессов осадконакопления и анатексиса, могли формироваться на глубинах 5—20 км в земной коре за счет материала, способного гранитизироваться. По времени и условиям формирования — это вторичные очаги со свойственной им рудоносностью; их можно назвать также гранитоидными и коровыми.

Рост мощности материковой земной коры и расстояния между уровнями зарождения гранитоидных и базальтоидных расплавов предопределял в геологическом развитии земной коры постепенное повышение роли "лейкократовой", т.е. связанной с кремнекислыми магмами, рудной минерализации за счет редуцирования "меланократовой" базальтоидной. Деятельность гранитоидных рудоносных магм пространственно приурочена главным образом к геосинклинальным (складчатым) зонам, во времени — к орогенным (средним) и посторогенным (поздним) этапам геотектонического цикла после максимального накопления осадков и прогиба геосинклинального ложа. Генезис базальтоидного магматизма связан преимущественно с большими глубинами земной коры и доорогенным (ранним) этапом развития геосинклинали. Так происходило разделение магматического источника рудообразования, возможно единого в самом начале геологической истории, на гранитоидный и базальтоидный, проявления которых приходились в основном соответственно на геосинклинальный и орогенный этапы геотектонических циклов.

Наиболее полного развития базальтоидное рудообразование достигало в самые ранние эпохи геологической истории. К сожалению, рудные месторождения этих эпох не всегда легко поддаются изучению вследствие главным образом неоднократного наложения процессов метаморфизма, а также структурно-тектонических

преобразований. Поэтому в дальнейшем изложении для пополнения и корректировки некоторых наблюдений над различными типами руд будем пользоваться сопоставимыми данными других районов и иных периодов геологического времени.

Характеристику оруденения целесообразно начать с рудных ультраосновных и основных магматических пород, затем рассмотреть рудоносность среднеосновных—среднекислых разностей и сопоставить полученный материал с разными по составу рудными дифференциатами гранитоидных магм. Гипербазитовые представители магматических пород — дуниты, гарцбургиты, дунит-пироксениты с их эффузивными аналогами — обычно образуют начальные или инициальные серии геосинклинальных пород, сменяющих друг друга в гомодромном порядке (таблица), хотя они нередко встречаются в одних и тех же разрезах в чередовании с более поздними породами габброидной магмы.

Хромитовая и карбонатитовая стадии

Наиболее распространенные представители рудоносных гипербазитовых пород наблюдаются в составе следующих формаций (иногда их называют субформациями) с характерными для них сидерофильными полезными ископаемыми: дунит-гаецбургитовая с хромом, платиноидами; дунит-пироксенитовая с хромом, платиноидами, титаном; перидотитовая с хромом, платиноидами, никелем, кобальтом, титаном [49].

По химическому составу ультраосновные породы отличаются высокой магнезиальностью, сочетающейся с пониженной железистостью, отсутствием свободного кремнезема, обогащенностью летучими компонентами. Магний как бы "изгоняет" железо в базальтовый расплав, удерживая необходимое для кристаллизации оливина и пироксенов количество кремния и кислорода. В гипербазитах вместе с магнием примерно пропорционально и изоморфно аккумулируются хром, кобальт, никель, которые в благоприятных случаях могут мобилизовываться и образовывать постинтрузивные рудные тела, "залегающие большей частью в рудоначальных интрузивах и продуктах их преобразования (т.е. метасоматических), частью во вмещающих толщах в непосредственной близости от родоначальных интрузивов" [49, с. 185]. Так характеризуется постмагматическое рудообразование, связанное с основным и ультраосновным магматизмом уральских эвгеосинклиналей. Это подтверждается более ранними исследованиями А. Н. Заварицкого и Н. Горансона, что согласуется с приведенными выше описаниями медно-никелевых месторождений на Балтийском массиве и титано-железистых — на Белорусском. На Русской платформе повышенные содержания сидеро- и халькофильных элементов в базит-гипербазитовых интрузивах распространены довольно широко. Однако собственно магматические рудные концентрации Cr, Ni, Co, Zn, Pb, Cu за очень редкими исключениями не образовывались.

Примером хромитоносной дунит-пироксенитовой формации могут служить породы хромитового месторождения Кеми в Северной Финляндии, приуроченного к пластовой интрузии габбро-норитов. Хромитовые руды образуют здесь залежи в основании толщи серпентинитов, сопровождаемых телами горнблендитов и пироксенитов. Руды содержат небольшие примеси пирита, магнетита, ильменита, гематита, рутила, халькопирита и лимонита. Первичная залежь, возможно собственно магматического происхождения, в процессе серпентинизации в пневматолитовую или гидротермальную фазу деятельности той же интрузии подверглась некоторой дополнительной сульфидной минерализации.

Рассмотренная стадия рудной минерализации названа хромитовой по наиболее свойственному ей виду полезных ископаемых — хромиту — в месторождениях, приуроченных к геосинклиналям мафического или уральского типа (см. таблицу).

В фундаменте Русской платформы руды постинтрузивной минерализации гипербазитовых интрузий описаны выше; они достаточно хорошо изучены на Урале,

где расположены месторождения хромитовых руд, принадлежащие к группе магматогенных, преобразованных метаморфизмом. К ним же следует, очевидно, относить и хромит-титаномагнетит-пироксенитовую жилу в дунитах Кыштымского массива на Урале. Основными агентами минерализации являлись пары воды, сера, фтор, хлор, обусловившие скаполитизацию, апатитизацию и сульфидизацию пород, что сближает их с Новоселковским жильным титано-железистым месторождением как по минеральному составу рудного вещества, так и по характеру метаморфизма, обусловленного аналогичными агентами минерализации.

Важно отметить не только сидерофильный состав рудных элементов хромитовой стадии, но и первично-равномерное тонкорасseyанное их проявление в окисной и силикатной форме. Сульфидные руды присутствуют лишь в подчиненном количестве. И то и другое свидетельствует о преобладающей (по сравнению с сероводородом) активности кислорода в условиях высоких температур и давления, существовавших при образовании руд, генетически и пространственно связанных с ультраосновными интрузиями. Проявления первых сульфидов никеля, кобальта, железа, меди соответствуют понижению температур, отвечающему переходу на уровень рудообразования описываемых дальше стадий минерализации, связанных с основными и среднекислыми магмами (до 600°С).

В платформенной относительно спокойной тектонической обстановке ультраосновные магматические расплавы достигают наиболее высокой степени кристаллизационной дифференциации, приводящей к образованию ультраосновных высокощелочных комплексов. Е.А. Кузнецов описал стадияльно-ритмический характер реакций, происходящих по реакционному принципу Боуэна. В описании говорится, что "эти реакции могут происходить и в расплаве; тогда перидотиты и пироксениты могут рождаться в глубине вблизи мантии с освобождением большого количества щелочей в более высоких уровнях и щелочей и кальциевых алюминатов в более глубоких" [63, с. 259]. Обилие кальциевых соединений в щелочных и кальциевых перегретых растворах пегматитового типа дает начало образованию карбонатитов, которые должны представлять собой тела, еще более насыщенные рудными элементами, чем граниты. Подобного рода карбонатиты широко известны на платформах, в геосинклинальных зонах они редки. При этом развитие процессов метаморфизма, сопровождающихся карбонатизацией, серицитизацией и адюляризацией пород, свидетельствует о большом распространении ошелоченных растворов, связанных с доорогенными интрузиями. Эта стадия минерализации названа карбонатитовой.

В архей-раннепротерозойское время карбонатитовая стадия получала ограниченное распространение, вероятно, вследствие недостаточной жесткости тогдашних платформ. Она представляла собой постмагматический этап минерализации в развитии щелочно-ультрабазитового платформенного магматизма, являющегося эквивалентом нещелочного геосинклинального. Сопоставляя типы обеих стадий, можно видеть, что каждый из них характеризуется проявлением гидротермального рудообразования в форме жильных тел или(и) метаморфизма пород с обязательным участием паров воды, кремнезема, щелочей, фтора, хлоры, серы. Щелочной ультрабазитовый метаморфизм отличается от нещелочного широким участием карбонатов, связанным, по-видимому, с сильно возрастающей концентрацией щелочей, фиксирующих в растворенном состоянии кремнезем и другие элементы, характерные для геосинклинальных ультрабазитов [63].

Титано-железистая стадия

Следующая стадия минерализации в истории геосинклинального, или доорогенного, этапа связана с габброидным магматизмом. Ее проявление характеризуется рядом особенностей магматического, структурно-тектонического и минералогического порядка. О.К. Иванов отмечает, что "преобладающие среди

пород пояса (речь идет о Платиноносном поясе Урала. — В. Ч.) габброиды формировались после ультрамафитов и обычно к востоку от них" [54, с. 49]. На Полярном Урале и в Анадырско-Корякской складчатой системе, как и на средних широтах Урала, устанавливается перерыв между внедрением гипербазитов и габброидов, сопровождающийся автосерпентинизацией [49].

Переход от дунитов и гарцбургитов к габброидам, габбро-анортозитам и анортозитам сопровождается повышенными содержаниями титана и железа, ростом коэффициента железистости.

В соответствии с нередко наблюдаемой разобщенностью во времени и пространстве ультраосновных и основных интрузий устанавливается и различие в составе рудной минерализации, свойственной интрузиям того и другого химизма. На Урале типичными полезными ископаемыми, связанными с габброидами, являются титан, железо, ванадий, сульфиды меди, никеля и других халькофилов [49]. Сонахождение в поле единого магматического очага месторождений хрома, железа, титана, сульфидов меди и никеля не характерно [12, 49, 79].

На Русской платформе особый, пока только теоретический интерес представляет Новоселковское ванадийсодержащее ильменит-магнетитовое месторождение в Гродненской области. Следует подчеркнуть его, по-видимому, генетическую связь с габброидами, представленными вулканитами, преобразованными в амфиболиты аналогично Отанмяки — архейскому месторождению в Финляндии. Ильменит-магнетитовые руды образовались в условиях регрессивного метаморфизма с замещением всех темноцветных минералов полевым шпатом и кварцем, отлагавшимся по мере снижения температуры в зонах оруденения. Устанавливается определенная последовательность, возможно, неоднократного проявления рудной минерализации в интервале 380—440°С: магнетит + ильменит → пирротин + халькопирит → пирит I → сфалерит + галенит → пирит II → марказит. Судя по скаполитизации, апатитизации и сульфидизации вмещающих пород, здесь, очевидно, "срабатывают" те же агенты минерализации, что и в рудных телах Кыштымского дунитового массива: пары воды, хлор, фтор, сера.

Ряд медно-никелевых месторождений, связанных с габброидными интрузиями и близких по условиям развития к Новоселковскому месторождению, известен на Кольском полуострове. Для них характерно сульфидное оруденение; оно проявлялось, как правило, несколько позже титано-железистого и протекало в периодически возникших импульсах рудообразования; главными из этих месторождений являются сульфидные медно-никелевые, связанные с регрессивным метаморфизмом. Последний в рудных телах Кандалакшско-Колвицкой рудной зоны, по С.И. Турченко [116, с. 62], выразился в формировании "вкрапленности пирротина с халькопиритом, что обуславливает повышенное содержание в таких породах меди, никеля и кобальта".

Главными агентами минерализации на данном гранулитовом этапе метаморфизма были также газоводные растворы, обогащенные фтором, хлором, кремнеземом и щелочами. Они проявлялись или одновременно с сульфидизацией, или же, что вероятнее, несколько опережали ее вследствие содержания высокоподвижных элементов. О наличии последних говорит следующее: "Гранат-гиперстеновые сланцы в этих (интенсивно метаморфизованных. — В. Ч.) зонах обычно окварцованы, причем окварцевание сопровождается замещением гиперстена и граната куммингтонитом с плаггиоклазом, а плаггиоклазы — скаполитом. Одновременно с этим всегда наблюдается обогащение этих участков пирротинном и халькопиритом, которые имеют прожилково-вкрапленный характер распределения" [116, с. 62]. На регрессивной стадии метаморфизма "гиперстен и бурая роговая обманка замещались куммингтонитом, флогопитом и эденитом" [116, с. 66]. И флогопит и эденит — щелочные алюмосиликаты.

В связи с изложенным уместно обратить внимание на вопрос о возможности существования эффузивных аналогов гипербазитовых интрузий. Б.А. Марковский

и Э.А. Ланда [69] решают этот вопрос положительно и считают, что эффузивы гипербазитового состава правильнее всего относить к семейству пикритов. На ряде примеров они показывают, что ультраосновные расплавы "способны проникать в самые верхние горизонты земной коры" [69, с. 111]. Аналогия химизма позволяет предполагать и отвечающую ей аналогию рудоносности основных и ультраосновных магматитов и в то же время сближает "гидротермальную" металлогению с "вулканогенно-осадочной".

Одним из таких примеров на Русской платформе может служить уже упоминавшееся Новоселковское титано-железистое месторождение, образованное в результате гидротермального метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ, слагающих месторождение. В качестве другого примера можно привести также описанную выше печенгскую рудную зону с телами никелевых гипербазитов и туфогенно-осадочными толщами с первичными диагенетическими сульфидами. Именно эти толщи могли обогащаться сульфидами железа, меди и, возможно, никеля гидротермы Печенгской зоны на регрессивном этапе метаморфизма, определившем здесь основные ресурсы медно-никелевых руд. Примерно то же можно сказать и о рудных телах в гранулитовом комплексе Кандалакшско-Колвицкой рудной зоны.

По составу ведущих полезных ископаемых рассматриваемую стадию метаморфизма следует назвать титано-железистой — медно-никелевой (см. таблицу). Температура образования руд данной стадии минерализации, судя по литературным данным, находится в пределах пневматолито-гидротермальных условий рудообразования — примерно от 500 до 350°С. Окисно-силикатные (титано-железистые) руды формируются, по-видимому, раньше сульфидных медно-никелевых и при более высоких температурах. Можно допустить, что при дальнейшем изучении месторождений окажется целесообразным расчленить рассматриваемую стадию на две самостоятельные стадии или подстадии.

Основанием для такого разделения могло бы послужить возможное установление признаков таких метаморфических изменений титано-железистых руд, которые неизвестны в медно-никелевых, или развитие между этими рудами кремнещелочной стадии минерализации. К сожалению, распознавание производных калийной минерализации гораздо труднее, чем мафической: просачивание кремнещелочных растворов с прокварцеванием и ощелочением может широко распространяться во вмещающих породах без заметного изменения их цвета, структур и сложения. Лишь после окаменения пород и приобретения способности к разрывным деформациям начинают проявляться хорошо контрастирующие с окружающими породами трещины, выполняемые главным образом кварцем, альбитом, карбонатами с резко подчиненным содержанием тяжелых металлов, представляющих собой иногда большую практическую ценность. Никаких следов метаморфизма и пневматолито-гидротермальной деятельности в промежутке времени между титано-железистым и медно-никелевым оруденением в пределах допозднепротерозойского времени на Русской платформе пока не наблюдалось, но возможность их ничем не опровергается.

Различия же между рудными компонентами достаточно существенны: в одном случае они представлены титано-магнетитом, платиноидами, в другом — сульфидами железа, меди, никеля, свинца, цинка. Эти различия вполне объяснимы закономерным снижением температуры — от соответствующей осаждению окисно-силикатных минералов до температуры осаждения сульфидных. Одной из постоянных черт минерализации описываемых стадий является ее золотоносность, связанная с повышенным содержанием щелочей в рудоносных растворах: натрия и в меньшей степени калия.

Кварцево-сульфидная стадия

Выявление следующих стадий минерализации проводится с учетом наложения минеральных ассоциаций сменяющих стадий на реликтовые ассоциации предыдущих. В данном случае титано-железистая—медно-никелевая стадия сменяется обильным окварцеванием пород и развитием кварцевых, кварцево-карбонатных, кварцево-серицитовых, кварцево-альбитовых, карбонатных жил и прожилков как в самом рудоносном интрузиве, так и во вмещающих его породах [63, 71]. Они относятся к новой, кремнещелочной, или салической, стадии, которой соответствует присутствие минералов как предшествующей (ильменит, магнетит), так и вновь образованной стадии; ее характеризуют, кроме кварца, сульфиды железа, меди, цинка, что дает основание присвоить ей название кварцево-сульфидной. По С.Н. Иванову [55], на Урале такого типа кварцево-сульфидные жилы в качестве поздних дифференциатов базальтоидной магмы встречаются в андезитовых порфиритах, темных (возможно, углистых) сланцах и в других породах, нередко вмещающих линзы серпентинитов.

К кварцево-сульфидной стадии, очевидно, следует относить первый из трех типов формаций на территории Балтийского щита [71]. Он включает нижнепротерозойскую жильную золотосульфидную и кварц-золото-сульфидную формации в южном борту Восточно-Карельской синклинойной зоны. Принадлежность их к упомянутой стадии определяется связью ее с зонами регионального окварцевания и альбитизации, наложенностью на метабазиты в зонах глубинных разломов и проявлением в составе ранних карелид, последующий размыв которых привел к образованию ятулийских конгломератов, сформировавшихся в той или иной части до образования руд кварцево-золото-полиметаллической стадии.

Аналогичного состава кварцево-сульфидное оруденение в нижнепротерозойских породах КМА описано Н.Д. Кононовым [60]. Здесь гидротермальное оруденение характеризуется интенсивным окварцеванием вмещающих пород, развитием многочисленных кварцевых жил, приуроченностью к сульфидоносным конгломератам и зонам дробления. Возрастное соотношение между отдельными проявлениями данной и титано-железистой стадии не поддается пока определению. Можно только утверждать, что в целом кварцево-золоторудная (с сульфидами) минерализация охватывает в районе КМА большой промежуток времени, поскольку продукты размыва и переотложения ее производных встречаются на разных горизонтах раннего докембрия.

Распространение кварцево-сульфидной минерализации очень широкое, что, по видимому, лучше всего объясняется щелочностью растворов, повышающей миграционную способность кварца — основного компонента руд.

Окисно-сернисто-железистая стадия

Следующее место в гомодромной последовательности занимает окисно-сернисто-железистая стадия, связанная с предшествующей широким распространением кремния. Кроме того, все большее значение в качестве ведущего элемента получает железо, проявляющееся в различных минеральных формах. Отличительными чертами окисно-сернисто-железистой минерализации с непостоянной примесью марганца являются, во-первых, совершенно исключительное развитие в докембрии месторождений железистых кварцитов, отвечающих по минеральному составу рассматриваемой стадии минерализации, во-вторых, тесная ассоциация месторождений, связанных с доорогенным базальтоидным магматизмом разных ступеней дифференциации — от базальтов до кварцевых порфиров и лептитов, в-третьих, приуроченность к глубинным разломам в блоковом строении древнейшего фундамента земной коры.

На месторождениях Карелии, Кольского полуострова, Урала (Тараташ),

Каратауских гор Казахстана можно проследить не только пространственную связь окисно-сернисто-железистой минерализации с базальтоидным магматизмом, но и тонкое переслаивание рудного вещества с изверженными породами кварцево-полевошпатового состава, а иногда и пересечение этих слоев между собой. В определенных условиях, связанных, вероятно, с удалением от очага минерализации, на смену магматическим расплавам с газами-минерализаторами приходят флюиды: изверженные породы сменяются хемогенным кварцем, образуются серии ритмически чередующихся кварцевых и железистых прослоев.

Большой познавательный материал по данному вопросу собран на Криворожском железорудном месторождении. В настоящее время большинство геологов, по-видимому, придерживается мнения о вероятности гидротермально- или вулканогенно-осадочного происхождения железистых кварцитов. Исходное железокремнистое вещество их в составе термальных растворов поступало в седиментационные бассейны, где отлагалось хемогенным путем с той или иной незначительной примесью терригенного материала, приносимого с суши [26]. Таким представляется происхождение железных руд Криворожского месторождения или Криворожско-Кременчугского рудного пояса.

Формирование железистых кварцитов окисно-сернисто-железистой стадии минерализации в докембрии и раннем палеозое постепенно или после некоторого перерыва сменялось иногда межпластовым отложением близких по составу и происхождению окисных, силикатных и карбонатных железных руд при подчиненном содержании кварца. В случае постепенного перехода пластовые залежи железных руд занимали верхние горизонты разреза кремнисто-железистых формаций. Иногда же после некоторого перерыва они проявлялись самостоятельно, вторгаясь по трещинам в уже консолидированную толщу пород и образуя на разных горизонтах залежи гидротермально-метасоматических железных руд часто высокого качества и промышленного значения [2, 41 и др.]. По этому вопросу Г.Н. Щерба [138, с. 112] пишет: "Синхронное вулканогенно-осадочное породо- и рудообразование в месторождениях Атаусуйского района (Казахстан, руды железа и марганца. — В. Ч.) без существенного перерыва закономерно сменялось или даже сопровождалось на нижних горизонтах гидротермально-метасоматическим рудоотложением".

Примером других, промышленно важных типов вулканогенно-осадочных руд, относящихся к описываемой доорогенной стадии минерализации, являются оолитовые железные руды раннего палеозоя и позднего докембрия, которые "часто ассоциируются с типичными для эвгосинклиналей вулканогенными и кремнистыми толщами; к мощным эффузивно-кремнистым толщам, выполняющим прогибы ранних стадий развития эвгосинклиналей, приурочено подавляющее большинство залежей оолитовых руд, известных в нижнем палеозое и докембрии" [41, с. 109].

Распространение железисто-кварцитовых руд в глобальном масштабе резко сократилось к концу докембрия и почти полностью прекратилось в раннем палеозое [133], хотя месторождения железных руд формировались и продолжают формироваться до последних дней. "Вырождение" железисто-кварцитовых руд окисно-сернисто-железистой стадии рудной минерализации, по-видимому, следует ставить в связь с постепенным в истории Земли увеличением содержания в атмосфере кислорода, что обусловило смену относительно подвижных соединений железа малоподвижными. Происходило постепенное преодоление высокого восстановительного потенциала древней атмосферы и гидросферы деятельностью первых организмов, производящих кислород.

Можно думать также, что определенную роль в развитии слоистого сложения железистых кварцитов в докембрии могло играть поступление в бассейн седиментации обильных масс железа вместе с кремнеземом; осаждение их происходило из растворов сложного состава под контролем химических закономерностей,

в том числе, вероятно, защитных влияний одних компонентов осаждаемого вещества на другие [26 и др.].

Представляется нецелесообразным разделять образование сернистых и окисных руд на две самостоятельные подстадии или стадии, учитывая их полную пространственную и, по-видимому, генетическую связь, приуроченность к аналогичной структурно-тектонической обстановке. Обе разновидности руд, как отмечалось выше, могут фациально переходить одна в другую, но могут и разделяться небольшими перерывами, не сопровождающимися значительными изменениями структурно-тектонического характера. В приводимой нами таблице разделения стадии не сделано.

В таблице окисно-сернисто-железистая стадия показана как ступень минерализации, связанная с базальтоидными гранитоидами среднего состава. Аналогичная по составу стадия минерализации известна на Северо-Востоке СССР, где она связана также с гранитными интрузиями, но гранитоидного (небазальтоидного) происхождения [126]. Ранее она была названа сульфидной [126], но по минеральному составу, магматическому источнику оруденения, обилию железа (месторождения Эгахая, им. Лазо и др.) сходство ее с окисно-сернисто-железистой стадией можно квалифицировать как близкое или аналогичное. Фактический материал свидетельствует о том, что магматический расплав ко времени проявления сульфидной стадии имел гранодиоритовый состав и развивался в орогенном и посторогенном этапах эволюции земной коры. Состав его приближается к плагиогранитному и андезитовому базальтоидных магм доорогенного этапа, с которыми ряд геологов связывают месторождения железных и колчеданных руд, в том числе железо- и сульфидорудных скарнов [49, 105].

Таким образом, намечаются два, разных по своей природе источника минерализации, характеризующихся близким составом: 1) базальтовая магма, вероятно, подкорового происхождения и 2) гранитоидная магма внутрикорового происхождения. Выявленная "двойственность" источников конвергентных образований затрудняет определение истинной природы минерализации и может привести к различному толкованию фактов металлогенетического развития района. Проявление двойственного развития начинается в орогенном этапе геотектонического цикла, когда возникают рудоминеральные ассоциации, связанные с базальтоидными магмами, дифференцирующимися в гомодромном направлении до образования вместе с анатектитами обширных очагов гранитоидных магм. Очаговые расплавы служат материнским источником орогенных и посторогенных гранитоидных интрузий, состав которых впоследствии постепенно меняется в антидромном направлении до основных разностей с соответствующим изменением рудоминеральных ассоциаций.

Кварцево-золото-полиметаллическая стадия

Следующая стадия минерализации могла проявиться после некоторого периода, достаточного для обновления тектонических структур, магматизма и метаморфизма. По мере истощения избытка железа рудные растворы обогащались кремнеземом, щелочами и подчиненными им медью, цинком, свинцом, марганцем, золотом, серебром и более редкими металлами. Насыщение ими газовой-жидких флюидов и перемещение их в места отложения происходило так же, как и железа, в предыдущую стадию: либо сингенетично с развитием стратиформных месторождений, либо через промежуток времени, достаточный для окаменения вмещающих пород и трещинообразования с развитием жил и метасоматитов. Из жильных минералов для руд данной стадии минерализации характерны кварц, карбонаты, барит. По названию характерных полезных ископаемых эту стадию лучше всего назвать кварцево-золото-полиметаллической. Колчеданные и содержащие золото полиметаллические руды характерны как производные вулканогенного магматизма.

С ними связано нахождение рудных месторождений раннедокембрийских вулканогенно-осадочных зеленокаменных поясов.

Вместе с тем нельзя забывать о связи месторождений аналогичных руд с близкими по возрасту интрузиями примерно одинакового с рассмотренными эффузивами химического состава [91].

Переход между окисно-сернисто-железистой и кварцево-золото-полиметаллической стадиями минерализации намечается по присутствию во вновь образованных минеральных ассоциациях медисто-железистого минерала халькопирита, содержание которого с течением времени уменьшается, а свинца, цинка, серебра и их халькофильных спутников растет. Постепенность перехода прослеживается на примерах многих месторождений, связанных с интрузиями, т.е. на достаточной глубине от поверхности в условиях длительного и более полного развития минерализации. Так, "по мере удаления от более крупных интрузивных массивов наблюдается смена магнетитовых и халькопирит-магнетитовых руд существенно сульфидными — халькопирит-пирротиновыми, пирит-халькопиритовыми и сфалерит-халькопиритовыми рудами" [91, с. 103].

Изложенное относится ко времени сближения составов руд, отвечающих стадиям минерализации доорогенного этапа эволюции базальтоидных магм, с рудами посторогенного этапа, характеризуется сменой базальтоидного магматизма гранитоидным. Полиметаллическая стадия минерализации в рудном процессе приходится именно на период сближения обоих этапов, когда базальтоиды в процессе гомодромной дифференциации начинали выделять все более кислые, включая и гранитоидные, разности, а лейкократовые производные анатексиса и палингенеза, развиваясь в антидромном направлении, приближались по составу к диоритам и плагиогранитам.

Так, В.А. Прокин и др. [91] указывают, что на Урале медно-порфиновые месторождения разделяются на две сопоставимые по минеральному составу группы — геосинклинальную (базальтоидную) и орогенную (гранитоидную). Первые связаны с геосинклинальными, вторые — с орогенными (и посторогенными) этапами развития Уральской складчатой области. Последние во времени и пространстве приурочены к относительно мелким орогенным массивам гранодиоритовой формации. Сходство между медно-порфировым оруденением геосинклинального и орогенного этапов развития магматизма и металлогении находит также Г.А. Твалчрелидзе [111] в месторождениях Малого Кавказа.

На Северо-Востоке СССР окисно-сернисто-железистые руды были отнесены к сульфидной стадии минерализации, происхождение которой связывалось с гранодиоритовым составом глубинных горизонтов гранитоидной магмы, образованной в посторогенном этапе эволюции Яно-Колымской складчатой области. Полиметаллические же руды причисляются к производным карбонатно-полиметаллической стадии, связанной с магматическим очагом предположительно диоритового состава [126]. Аналогия между химизмом магматогенных источников обоих направлений развития с соответствующими типами рудной минерализации в последних двух ее стадиях — железистой и полиметаллической — проявляется достаточно ясно. Обе стадии характеризуются одинаковой последовательностью образования: в том и другом случае вначале формируется окисно-сернисто-железистая (сульфидная), а затем кварцево-золото-полиметаллическая (карбонатно-полиметаллическая) стадия при противоположных химических изменениях состава исходных магм, развивающихся в разных направлениях.

К настоящему времени накопились интересные материалы по металлогении фундамента Русской платформы и характеристике геосинклинального и орогенного этапов эволюции подвижных зон. Большая их часть относится к территории Свекофеннской геосинклинальной зоны, где сосредоточены рудные месторождения региона, связанные с рассмотренными стадиями минерализации. Как известно, явление это нельзя считать случайным, если учесть, что геологическое развитие

земной коры происходило при наиболее высоком напряжении доорогенного магматизма, длительное время обогащавшего земную кору разными элементами — главным образом сидеро- и халькофилами.

Первоначально металлы, привносимые базальтоидными магмами, находились в состоянии более или менее равномерного рассеяния. Для образования рудных концентраций требовались условия, среди которых главными, надо полагать, являлись процессы дифференциации первичных магм основного состава и гранитизации пород с широким развитием метаморфизма. Особенно большую роль в концентрации рудных элементов играли гидротермальные процессы, связанные с дифференцирующимся магматическим очагом, а также с регрессивными фазами метаморфизма и служившие, по-видимому, основной причиной рудоносности зеленокаменных или офиолитовых поясов, значение которых как рудных концентраторов, вероятно, выходит далеко за рамки докембрия.

Показательно, что зеленокаменные пояса наиболее обогащены рудами окисно-сернисто-железистой и кварцево-золото-полиметаллической стадий, формировавшихся на рубеже двух этапов развития подвижных зон: геосинклинального, обильного рудными элементами, и сильно сокращенного в докембрии орогенного. Упомянутые стадии богаты различными по типу месторождений полезными ископаемыми, что прежде всего следует отнести за счет высокой дифференцированности базальтоидных магм, а также интенсивности связанных с ними и с метаморфизмом гидротермальных процессов.

Все изложенное о значении зоны сближения геосинклинальной (базальтоидной) и орогенной (гранитоидной) металлогении заслуживает того, чтобы остановиться на этой зоне более подробно. Интересной ее особенностью является содержание в ней олова в составе главным образом станнина и вольфрама в составе шеелита в парагенезе с благородными металлами и полиметаллами. Под действием метаморфизма и ультраметаморфизма станнин в той или иной мере замещается касситеритом, а шеелит — вольфрамитом. Особое внимание в развитии этих минералов привлекала несомненная связь их с магматизмом, причем с магматизмом не кислого, что более отвечало бы традиционным представлениям о генезисе олово-вольфрамовых руд, а основного состава.

Проведенными исследованиями было установлено, что первичным источником олово-вольфрамового и редкометалльного оруденения являются не гранитоидные, нередко олово- и вольфрамоносные интрузии, находящиеся вблизи месторождений олова и вольфрама, а относительно бедные ими в той или иной степени метаморфизованные толщи, сложенные мощными первично-пелитовыми и карбонатными породами и особенно подводными лавами основного состава. В результате глубоких и, возможно, неоднократно повторявшихся процессов магматизма и метаморфизма первоначально слабооруденелые породы могли аккумулировать в себе значительные стратиформные залежи олова или(и) вольфрама в парагенезе с полиметаллами и особенно с сурьмой, мышьяком, ртутью, относящимися, по-видимому, к одной и той же растянутой во времени стадии минерализации.

Дж. Плаймер [149] отметил возможность развития крупных месторождений олова и вольфрама в металлоносных породах фундамента, сформированных до образования олово-вольфрамовых месторождений, связанных с гранитоидами. Комплексы этих, ныне метаморфизованных пород входят в состав зеленокаменных вулканогенно-осадочных поясов, наиболее характерной чертой которых является наличие различных производных базальтовой магмы. Именно к этим поясам приурочиваются олово-вольфрамовые месторождения рассматриваемого типа, которые Дж. Плаймер называет эксгаляционно-осадочными, сопоставляя их по сходству геолого-структурных позиций и другим признакам со стратиформными субмаринными месторождениями полиметаллических руд, включая железистые кварциты и кремнистые сланцы (см. рис. 11).

Следует подчеркнуть, что источником олова и вольфрама в данном случае являются не только отдельные супракристалльные мафические образования, которые бедны этими элементами, но и их общий магматический очаг, производящий рудоносные флюиды. Последние приносили в среду минерализации как рудогенные элементы, так и тепловую и химическую энергию, необходимую для извлечения олова и вольфрама из огромной массы окружающих пород, а также для развития в конечном счете стратиформных месторождений.

В Северо-Западном Приладожье на юго-восточном фланге Ладожско-Ботнической зоны, простирающейся от берегов Ладожского озера на северо-запад до Ботнического залива, давно известен ряд мелких месторождений, одно из которых — Питкярантское — разрабатывалось на олово. Оно подробно описано Р.А. Хазовым [122] как месторождение нормального магматогенного типа. Некоторые вольфраморудные месторождения того же района изучались группой сотрудников Ленинградского университета [24], выделивших на рубеже нижнего и верхнего протерозоя два типа формаций гранитоидов. К первому отнесены умеренно кислые, подчиненные главной складчатости (очевидно, селецко-свекофеннского этапа), ко второму — нормальные граниты и пегматиты, с которыми связано олово-вольфрамовое оруденение. Надо полагать, что по условиям образования первый тип следует рассматривать как совокупность автохтонных, а второй — аллохтонных гранитоидов.

"Содержание вольфрама в автохтонных гранитах соответствует уровню его содержания в материнских гнейсах, что, видимо, свидетельствует об отсутствии привноса—выноса этого элемента при их образовании. Внедрение пегматоидных гранитов (аллохтонных. — В.Ч.) и пегматитов... сопровождалось накоплением вольфрама в остаточном расплаве... И совершенно естественно выявляются два основных типа процессов, которые привели к формированию шеелитовых рудопроявлений: рудоподготавливающий — образование скарноподобных пород и кварцитов с высоким содержанием вольфрама...; рудоконцентрирующий ... на заключительных этапах становления аллохтонных гранитоидных интрузий. В этот период осуществляется привнос вольфрама из гранитоидов, а также перераспределение и концентрация этого металла" [24, с. 57, 58].

Приладожье — не единственный район олово-вольфрамового оруденения в пределах Ладожско-Ботнической и Южно-Финляндской металлогенических зон, причем в ряде его пунктов отмечается тесная, можно сказать органическая связь руд олова и вольфрама с сульфидами, вулканогенно(эксгальционно)-осадочное происхождение которых в толщах зеленокаменных пород упомянутых зон признается, по-видимому, большинством геологов. Обычно эти руды не связаны с гранитоидным магматизмом и в совместной ассоциации с сульфидами образуют стратиформные месторождения. Так, в Финляндии на месторождении Оутокумпу в товарной вулканогенно-осадочной руде с содержанием 3,8% Cu, 28% Fe, 25% S, 1% Zn, 0,12% Co, 0,01 Cr, 0,8 г/т Au, 9 г/т Ag, 25—50 г/т Se содержится 0,15% Sn, присутствующего здесь в форме станнина. Примерно таким же составом характеризуется Виханти — другое вулканогенно-осадочное комплексное золото-полиметаллическое месторождение, содержащее олово. Вольфрам в форме шеелита известен на ныне выработанных месторождениях Юлоярви, Хаммаслахти аналогичного типа [87].

В последние годы ртутно-сурьмяно-вольфрамовые руды, подобные рассмотренным, были открыты в близких по условиям образования и минеральному составу месторождениях Сахалина. По меловому—третичному возрасту они находятся в наибольшем удалении от нижнепротерозойских одноименных руд Балтийского щита, однако В.С. Рождественский и В.Я. Данченко считают возможным при дальнейшем изучении выявить "здесь стратиформные ртутно-сурьмяно-вольфрамовые оруденения в палеозойских графитистых сланцах, кварцитах и зеленокаменных эффузивах" [96, с. 69], что дает основание для постановки

поисков упомянутого оруденения в районах распространения зеленокаменных толщ независимо от возраста. Вместе с тем необходимо иметь в виду возможности регенерации рассматриваемых руд в результате возобновления тектоно-магматической активности с изменением форм проявления рудоносных структур и в известной мере минерального состава. Так, традиционно известные вольфрамо- и оловоносные граниты после гранитизации вулканогенно-осадочных толщ описанного типа могут стать эффективными источниками олово-вольфрамовых и полиметаллических руд, но уже нового типа и, возможно, без следов былых вулканических процессов.

Г.М. Власов [23], основываясь на примере Тихоокеанского прибрежного кольца и сходстве геологических процессов в пределах океанов и континентов, предложил общую классификацию вулканических поясов с их металлогенией. Из выделенных им поясов особенно важны для данной работы Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Забайкальский, Центральнокзахстанский краевые (по классификации относительно океана) вулканические пояса, к которым, по-видимому, относится и район упомянутых месторождений Сахалина. По Г.М. Власову, их характеризуют грейзены, скарны, пропилиты, вторичные кварциты, концентрации олово-полиметаллических руд (Sn, Zn, Pb, Ag), скарны с бором и ванадием, порфировые руды (Cu, Mo, Hg). Для краевых вулканических поясов обычны глыбово-сводовые структуры, обилие разломов и вулканотектонических депрессий. Все это типично и для нижнепротерозойских руд кварцево-золото-полиметаллической стадии на Балтийском щите.

Особый интерес в рассматриваемом вопросе вызывает высокая комплексность руд. Теоретическое значение исследований этих месторождений определялось как следствие их "узлового положения" между закономерно следующими друг за другом стадиями минерализации, связанными с очагами базальтоидного магматизма, и серией также закономерно сменяющихся стадий минерализации, но ассоциирующей с гранитоидным магматизмом, дифференциация которых во времени идет в антидромном направлении.

Как уже отмечалось выше, наиболее поздняя стадия рудной минерализации, связанная с базальтоидным магматизмом, выделена как кварцево-золото-полиметаллическая. В ее состав, видимо, следует включить и проявления ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Приладожья, Сахалина и других регионов. В относительно недавнем прошлом ртуть, сурьма, мышьяк в форме главным образом сульфидных минералов были известны как наиболее отдаленные во времени и пространстве проявления производных гранитоидного магматизма, состав и само существование которого часто только предполагалось. Местами отмечается более позднее выделение шеелита относительно киновари и антимонита. Поэтому нельзя исключать и того, что, несмотря на тесную генетическую близость ртутно-сурьмяно-вольфрамового оруденения к кварцево-золото-полиметаллическому, окажется целесообразным выделить первое в качестве представителя более поздней самостоятельной подстадии рудной минерализации в общей кварцево-золото-полиметаллической стадии.

Время проявления вулканогенно-осадочных месторождений рассматриваемого типа в геотектоническом цикле близко ко времени образования складчатых или автохтонных гранитных интрузий со связанными с ними рудами, развивавшихся, по Ю.М. Шейнманну, в той же гомодромной последовательности, которая характерна для предыдущих представителей базальтоидной магмы. Этим объясняется большое сходство составов рудных элементов вулканогенно-осадочных и гидротермальных месторождений, связанных с плутонами и находящих на одинаковых уровнях стадияльной минерализации. Примером подобного сходства могут служить упомянутые месторождения Приладожья, Ладожско-Ботнической зоны, Забайкалья, Дальнего Востока, Сахалина и т.д. [24, 96, 122]. Различия же между ними не существенны; они определяются в основном лито-

логическим составом вмещающих пород, структурно-тектонической обстановкой, особенностями магматических источников оруденения.

В фанерозое дальнейшее обильное развитие базальтоидного магматизма в геосинклинальном этапе, по Ю.М. Шейнманну [134] и В.В. Белоусову [8], преграждается гранитоидными расплавами, образующимися в тектонических условиях соскладчатого режима. Базальтоидная магма частично смешивается с кислой и дает серию габбро-гранитоидных пород, состав которых в последовательно проявляющихся интрузиях становится все более кислым. Соответственно, по предположению С.С. Смирнова должен меняться и состав руд, связанных с магматическими очагами. Данные об антидромном развитии послескладчатых аллохтонных гранитоидных магм и их металлогении излагаются дальше. Сейчас же следует напомнить, что ранее приводились данные о проявлении в Рудных горах (Чехословакия) двух направлений минерализации — гомо- и антидромного [126].

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СОСКЛАДЧАТОГО (АВТОХТОННОГО) МАГМАТИЗМА

Сказанное выше основывалось на материале исследований фанерозойских месторождений, ассоциированных с гранитоидным магматизмом. Очевидно, нет причин отвергать в принципе развитие аналогичных соотношений в докембрии, хотя некоторые особенности тектоники раннего докембрия, естественно, находят свое выражение в деталях минерализации. Это касается прежде всего уже упоминавшейся сильной редуцированности орогенных и посторогенных этапов геотектонических циклов и, соответственно, сокращенного по сравнению с фанерозойским развития авто- и аллохтонных гранитов. Последнее во многих случаях не позволяет проводить вполне надежное разделение тех и других гранитов по условиям образования и положению в разрезах, а также ограничивает проявление связанных с ними процессов минерализации одной, реже двумя стадиями.

Составы кварцево-золото-полиметаллических рудоминеральных ассоциаций, сопряженных с базальтоидным соскладчатым и гранитоидным магматизмом, настолько сходны между собой, что различать их природу при обычной удаленности этих руд от родоначальных магматических тел очень трудно. Это, кстати, подтверждается и подобием материнских магм, действующих на месторождениях, относимых как к вулканогенно-осадочным (базальтоидным), так и к плутоногенным (гранитоидным). В данном случае металлогеническое подобие полностью соответствует аналогии тектоно-магматических условий рудообразования в рамках перехода от геосинклинального режима к орогенному.

Примером раннепротерозойских месторождений, связанных с соскладчатыми гранитоидными интрузиями, может служить группа полиметаллических месторождений типа Фалун в Центральной и Шеллефтео в Северной Швеции, описанных выше. В районе Оммеберга (Центральная Швеция) этот тип минерализации характеризуется зональным распределением рудных минералов относительно выхода мигматитов. В порядке удаления от зоны мигматитов располагаются наиболее высокотемпературные халькопиритовые руды, затем руды, обогащенные сфалеритом, а в наибольшем удалении — галенитом. По-видимому, халькопирит-пирит-пирротиновые руды с обильным содержанием магния эквивалентны окисно-сернисто-железистой стадии минерализации, а сфалерит-галенитовые — кварцево-золото-полиметаллической. В доорогенном периоде рудные элементы накапливались главным образом в связи с вулканогенной деятельностью, в орогенном они были переотложены и локализованы в процессе метаморфизма и гранитизации. Вмещающие породы метаморфизованы в породы андалузит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации, преобразованные в ряде месторождений типа Фалун последующим магнезиальным метасоматозом в кордиерит-андалузит-альмандиновые и кордиерит-жедрит-антофиллитовые образования.

Еще более отчетливо отмеченные связи проявляются в хорошо изученном районе оловоносных скарнов Приладожья. Здесь достаточно четко выделяются соскладчатые (автохтонные) гранитоиды, предшествующие послескладчатым оловоносным. С первыми связана магнетитовая и магнетит-сфалеритовая минерализация, отвечающая двум наиболее поздним стадиям базальтоидной металлогении — окисно-сернисто-железистой и кварцево-золото-полиметаллической. Пластовые и линзовидные тела магнетитовых и магнетит-сфалеритовых руд секутся оловоносными гранитами рапакиви [74].

Н.П. Митрофанов и И.С. Столяров [74] для лучшего понимания относительно мало распространенных на Русской платформе докембрийских оловоносных месторождений считают рациональным использовать сравнение руд подобного типа, образованных в близких геоструктурных условиях, но в разное геологическое время. В качестве примера для сравнения с докембрийскими северо-приладожскими они приводят описание среднеазиатского позднегерцинского месторождения Чуянкан в Байсунской впадине.

Сходство сравниваемых объектов несомненно. Особенно показательной в этом отношении представляется "связь оруденения с многофазными гранитоидными интрузиями, сформировавшимися из одного гомодромно эволюционирующего очага в позднеорогенную или посторогенную стадию развития, имеющими щелочноземельный состав" [74, с. 53].

Судя по минеральному составу руд, в котором отсутствует кварц-касситеритовая стадия рудного процесса и большое участие принимают сульфиды, в том числе станнин и шеелит, т.е. минералы кварцево-золото-полиметаллической стадии минерализации базальтоидного ряда, можно предположить, что в данном случае имеется завершающая фаза гомодромной эволюции базальтовой магмы, выраженная в развитии соскладчатой гранитоидной интрузии. При таком допущении единственно заметную разницу между месторождениями Китела (северное Приладожье) и Чуянканом, о которой говорят Н.М. Митрофанов и И.С. Столяров, можно приписать тому, что в первом оловоносность связывается с аллохтонным, во втором — с автохтонным интрузивом. Но как бы то ни было аналогия между рудами базальтоидной и гранитоидной магм здесь вполне очевидна.

В данном случае подтверждаются: 1) широкая распространенность руд кварцево-золото-полиметаллической стадии минерализации с такими характерными рудными минералами, как шеелит и станнин; 2) закономерность ее проявления в качестве позднейшей стадии минерализации "базальтоидного" этапа металлогенических циклов, сменяющих друг друга по крайней мере со времен раннего протерозоя; 3) четкая преемственность "гранитоидного" этапа металлогении по отношению к "базальтоидному", выраженная в аналогии минеральных составов руд на рубеже этих этапов металлогении и соответствующего ему геотектонического развития.

На основе изложенного можно сказать, что поиски редких металлов весьма перспективны не только в полях лейкогранитоидных интрузий, но и в зонах развития вулканогенно-осадочных пород доорогенного типа, в которых могут содержаться гораздо большие запасы полезных ископаемых, чем в рудных узлах аллохтонных гранитов, для которых эти зоны служили субстратом [74]. В докембрии такие зоны могут возникать в районах широкого распространения разломов с мощным проявлением в тектоно-магматическом цикле вулканоплутонических образований, входящих в качестве основного материала в состав мощных офиолитовых поясов. К ним же иногда приурочиваются и послескладчатые (аллохтонные) интрузии.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОСЛЕСКЛАДЧАТОГО (АЛЛОХТОННОГО) МАГМАТИЗМА

Прежде чем перейти к описанию рудообразовательных процессов, порожденных посторогенным гранитоидным магматизмом, следует сказать, что распространение связанных с ним аллохтонных интрузий в докембрии сравнительно ограничено и выделение их из общей массы гранитоидов аналогичного состава не всегда возможно и достоверно. Недостаток надежных данных в известной мере может быть возмещен применением метода сравнения с другими объектами, образовавшимися в тождественных или сходных геотектонических и структурных условиях. Описание, на наш взгляд, лучше проводить от высокотемпературных стадий минерализации, связанных с наиболее кислыми магмами, к средне- и низкотемпературным.

Таким образом, можно проследить, как изменяются комплексы рудоминеральных ассоциаций при понижении температуры. Только в данном случае в противоположность описанию "базальтоидной" минерализации состав магматического источника рудных элементов будет изменяться в сторону понижения средних содержаний кремнекислоты и повышения — железа и магния. При таком рассмотрении чередования стадий минерализации можно как бы с другой стороны подойти к той воображаемой зоне, где сближаются минеральные составы "базальтоидных" в "гранитоидных" руд, т.е. к зоне проявления описанной выше кварцево-полиметаллической минерализации.

Итак, в орогенном этапе развиваются в последовательном порядке две ветви гранитоидного магматизма. В начале этапа образуются габбро-диорит-гранодиоритовые породы, приближающиеся к гранитным, но не типичные для последних. С комплексами этих пород связаны рудопроявления и производные базальтоидных источников оруденения, приобретающих с течением времени все более кислый состав (месторождения Центральной Швеции, Рудных гор и др.).

Однако едва ли не чаще, по крайней мере в фанерозе, встречаются крупные и хорошо изученные месторождения, связанные с послескладчатыми гранитоидными интрузиями. Следует отметить, что смена соскладчатых интрузий послескладчатыми в том или ином геотектоническом поясе происходила, вероятно, не всегда и не повсюду одновременно, поэтому не во всех случаях можно провести между ними достаточно четкую границу.

Пегматитовая стадия

Наиболее ранними и высокотемпературными послескладчатыми рудными образованиями гранитоидной магмы в цикле надо считать пегматитовые месторождения, часто носящие признаки близости не только к послескладчатым, но и к соскладчатым интрузиям. Примером таких пегматитов может служить редкометалльно-рудное проявление в сильно метаморфизованных комплексах [73]. Возраст пегматитовых тел не моложе раннего протерозоя; выше он был отнесен к архею. Редкометалльные пегматиты залегают в форме линзы между подстилающими гнейсами и перекрывающими гранито-гнейсами. По содержанию типовых минералов стадию редкометалльной минерализации можно назвать аплит-пегматитовой; ее главным минерализующим агентом служит щелочной магматический остаток, обогащенный, помимо Na и K, другими редкими щелочами и кремнеземом.

В Ладожско-Ботнической и Южно-Финляндской металлогенических зонах имеется ряд мелких месторождений и рудопроявлений, приуроченных к мощным вулканогенно-осадочным толщам (рудным зонам) по окраинам архейских массивов. По структурно-тектоническому положению и составу рудных элементов (Rb, Cs) они очень сходны с раннепротерозойскими пегматитами. Кроме того, в аналогичных тектонических условиях встречаются и пневматолитовые оловорудные жилы, локализованные во внутренней редкометалльно-сульфидной зоне Центрально-Финляндского срединного массива [88, 116].

Грейзено- или кварцево-касситеритовая стадия

В Южной Финляндии главными рудными минералами оловорудных пневматолитовых жил служат касситерит, молибденит, вольфрамит, легких металлов — бериллий, литий. Жильные минералы представлены характерными для грейзеновой формации кварцем и мусковитом. В их составе обычно сохраняются участки метасоматически замещаемых полевых шпатов предшествующей пегматитовой стадии минерализации. Грейзеновая формация в таком виде предстает в качестве рудного образования, отвечающего по времени развития кварцево- или грейзено-касситеритовой стадии минерализации, следующей за пегматитовой. Она, по-видимому, всегда связана с аллохтонными гранитоидными интрузиями, характеризующимися повышенным содержанием кремнезема, щелочей и летучих соединений. Последними насыщаются пневмато-гидротермальные растворы; в их составе участвуют и трансмагматические флюиды, которые поддерживают массы магматического тела в расплавленном состоянии [52] и сообщают ему тепловую энергию.

С развитием пегматитовых и грейзено-касситеритовых стадий минерализации с характерными для них рудоносными гидротермальными растворами начался новый генетический ряд стадий минерализации, резко отличавшихся связью с гранитоидными магмами, дифференциация которых развивалась в антидромном направлении. Пегматитовая и грейзено-касситеритовая минерализация соответствовала стадии, наиболее обогащенной калийными (кремнещелочными) компонентами и завершавшейся окварцеванием пород или образованием вторичных кварцитов, особенно характерных для следующей, кварц-серицитовой стадии минерализации.

Несколько особняком от собственно гидротермальных месторождений формируются оловоносные скарны, распространенные, как уже отмечалось, в районе Северного Приладожья. Широкое развитие и успехи промышленной обработки способствовали серьезному изучению скарновых месторождений. Особое внимание привлекают районы, где, как и в Северном Приладожье, обнаруживается наличие в одной рудной зоне или даже узле двух фаз рудообразования, связанных с гранитоидными интрузиями, например Кительское оловорудное месторождение.

На месторождении Кителя (район Питкяранта) ранняя, скарновая фаза характеризуется магнетитовой и магнетит-сфалеритовой минерализацией пластовых и линзовидных рудных тел, пересекаемых гранитами рапакиви. Насколько можно судить по некоторым работам [24, 74], эти тела были связаны с автохтонными магмами и представляли собой как бы продолжение ряда рудных ассоциаций, развивавшихся под действием доорогенных базальтоидных магм, смешивавшихся в начале орогенного времени с продуктами гранитизации. По своему составу скарновые руды отвечают, по-видимому, окисно-сернисто-железистой (магнетит) и кварцево-золото-полиметаллической (сфалерит) стадиям. Магнетитовые руды располагаются в трещинах и зонах ослабления вдоль контактов скарновых горизонтов, приобретая пластовый характер залегания.

Вторую, более позднюю фазу геологи относят к послескладчатому времени, приурочивая к ней образование апоскарновых олово-вольфрамовых месторождений. Н. П. Митрофанов, И. С. Столяров сообщают: "Оловянные руды месторождения (Кителя. — В. Ч.) относятся к группе гидротермальных метасоматических позднего цикла рудообразования, наложенного на магнетитовое оруденение. Радиологическая датировка гранитов рапакиви I—III фаз — 1680—1600 млн лет, оловоносных руд второй фазы — 1580—1540 млн лет, что отвечает позднему протерозою" [74, с. 51]. Апоскарновые руды, по Р. А. Хазову [122], развивались в такой последовательности: первая стадия (ассоциация) из рудных минералов включает касситерит, молибденит, шеелит, кубанит, пирит, из нерудных — флюорит, кальцит, кварц и др.; вторая, более поздняя стадия (ассоциация) — касситерит-сульфидные руды: сфалерит, магнетит, касситерит, станнин, пирротин и др.

Послерудный комплекс содержит кальцит, цеолиты, пирит, серицит и др. Руды тяготеют к таким же трещинам и зонам, что и скарновая рудная минерализация.

В последнее время появились работы, свидетельствующие о том, что олово-вольфрамовые месторождения питкьярантского типа далеко не единичны и по времени не ограничиваются только протерозоем. Н.П. Митрофанов и И.С. Столяров [74] провели сравнительную характеристику сходных по составу оловоносных скарнов Приладожья и Средней Азии, образованных в близких геоструктурных условиях, но в разные геологические эпохи.

Имеется много аналогичных примеров в работе Дж. Плаймера [149]. Особенно хотелось бы отметить широкое распространение подобных месторождений во внутренней зоне Тихоокеанского рудного пояса. В.С. Рождественский, В.Я. Данченко [96] описали одно из таких месторождений на Сахалине как пример нового типа вольфрамовых руд. Они распространены также в Тихоокеанском поясе, включая, очевидно, месторождения Японии и Южного Китая. Этот тип, названный авторами ртутно-сурьмяно-вольфрамовым, вероятно, также входит в состав кварцево-золото-полиметаллической стадии, возможно, в качестве особой подстадии.

Поразительно близко согласуются с приведенными данными материалы по описываемому рудообразованию, изложенные четверть века назад: "Таким образом, по мнению ряда исследователей, в скарновых или контактово-метасоматических месторождениях (речь идет о месторождениях фанерозоя. — В.Ч.) могут присутствовать продукты минерализации, отвечающие двум фазам гранитоидного магматизма. Первая, более ранняя, часто характеризуется железным, полиметаллическим и золотым, вторая, более поздняя, связанная с более кислыми гранитоидами, нередко отличается также и редкометалльным орудением" [126, с. 84].

Турмалиновая или магнетит-пирротиновая стадия

Возвращаясь к рассмотрению Кительского месторождения (питкьярантский тип), надо отметить, что упомянутые выше стадии минерализации (ассоциации) не соответствуют представлениям о самых ранних стадиях, выделенных в наиболее известных олово-вольфрамовых провинциях СССР — грейзено-кварцевой и турмалиновой [126]. Скорее всего, это свидетельствует об относительной бедности раннедокембрийских магм летучими веществами вследствие легкости удаления их из исходных магм в условиях разломной тектоники или(и) начальной слабой насыщенности ими плутонических масс.

Вероятно, последнее предположение так же правдоподобно, как и первое, что подтверждается явной недостаточностью среди летучих в раннем докембрии такого элемента, как бор. Эта недостаточность проявляется в крайне слабом развитии турмалина не только в Приладожье, но и во всем фундаменте Русской платформы. По крайней мере, по данным геологов, турмалин в обоянской серии пород на территории КМА не встречается вовсе и начинает проявляться только в архее. Этот минерал, наиболее характерный для турмалиновой стадии минерализации (следующей по принятому порядку за грейзено-касситеритовой), уступает в ней свое место железистым пироксенам (особенно геденбергиту), гранатам, магнетиту и гематиту, отнесенным Р.А. Хазовым к скарново-магнетитовой стадии минерализации. Возможно, очень высокими температурами минералообразования объясняется и преобладающее развитие в контактово-метаморфических месторождениях пироксенов, тогда как турмалин в них относительно редок.

Кварцево-серицитовая стадия

Количественное присутствие летучих имеет значение в отношении возможного привноса не только рудного вещества, но и эндогенной тепловой энергии, способствующей анатексису и поддержанию магмы в расплавленном состоянии, а следовательно, и более четкому разделению стадий минерализации. Отсюда, вероятно, сильная телескопированность минерализации на Кительском месторождении. По Р.А. Хазову [122], из двух последовательно проявленных там рудоминеральных ассоциаций первая соответствует, очевидно, двум "телескопированным" стадиям — более ранней турмалиновой, мафической, которую здесь следует правильно называть пироксеновой или магнетит-пироксеновой, и более поздней кварцево-серицитовой. Вторая ассоциация состоит из двух более или менее нормально развитых стадий — окисно-сернисто-железистой и кварцево-золото-полиметаллической.

Для пополнения данных о генетических условиях и положении кварцево-серицитовой стадии минерализации ниже приводятся следующие примеры. На северо-западном фланге Ладожско-Ботнической металлогенической зоны расположен ряд медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Северной Швеции, объединяемых в группу типа Шеллефтео. Она интересна главным образом общим сходством с рассмотренными выше месторождениями типа Фалун (Центральная Швеция), но отличается "обратной" по сравнению с ними последовательностью отложений сфалерито-галенитовых и халькопирит-пирротиновых руд [116]. По принятой в настоящей работе классификации, первые соответствуют кварцево-золото-полиметаллической стадии минерализации, вторые — окисно-сернисто-железистой. Как бы ни были ограничены сведения об этих месторождениях, они все же представляют большой интерес по своему отношению к общей для них с Приладожем свекофеннской геосинклинальной системе и к единому, свекофеннскому, раннепротерозойскому геотектоническому и металлогеническому циклу.

По С.И. Турченко, в районе Шеллефтео, сложенном метаморфизованными вулканитами, граувакками, аргиллитами, серицитовыми сульфидно-графитовыми сланцами и изредка известняками, проявляются два структурно-тектонических комплекса и соответственно последовательное развитие "синорогенных гранодиоритов, обычно образующих массивы, конформные со структурами вмещающих пород и позднеорогенных калиевых гранитов, гранито-гнейсов и мигматитов" [116, с. 95]. Далее подчеркивается, что "месторождения типа Шеллефтео обладают рядом характерных особенностей... По характеру и последовательности минерализации тип Шеллефтео также (имеется в виду разница в степени магнезиального метасоматоза. — В.Ч.) резко отличается от типа Фалун. В месторождениях Северной Швеции и Центральной Финляндии на первых этапах проявилась арсенопирит-пирит-пирротиновая минерализация (окисно-сернисто-железистая стадия. — В.Ч.), а халькопиритовая и сфалеритовая (кварцево-золото-полиметаллическая стадия. — В.Ч.) являются более поздними" [116, 96—97]. Примерно такая же последовательность устанавливается по данным шведских геологов на месторождении Болиден.

Таким образом, в районе Шеллефтео, как и в Северном Приладожье, нет четких признаков проявления следующей за турмалиновой и связанной с умеренно-среднекислыми гранитами кварцево-серицитовой стадии минерализации, предшествующей окисно-сернисто-железистой. И все же полностью отрицать наличие таких проявлений нельзя. На Северо-Востоке СССР (классической по распространению различных стадий минерализации металлогенической провинции) процесс окварцевания—серицитизации развивается после грейзенизации и турмалинизации в гипабиссальных условиях в довольно разнообразных формах, что, "воз-

можно, мешало геологам найти ему определенное место в общем процессе контактового метаморфизма и рудообразования" [126, с. 85]. Следует подчеркнуть, что для окисно-сернисто-железистой стадии касситерит в противоположность станнину является чуждым минералом, и его присутствие позволяет предположить наличие в упомянутой стадии рудоминеральных комплексов кварцево-серицитовой минерализации. Конечно, это предположение требует проверки с учетом того, что в гипабиссальных близповерхностных условиях или в обстановке повышенной проницаемости пород приходится считаться с проявлениями телескопирования руд, принадлежащих к разным стадиям минерализации, что может приводить к формированию рудных тел сложного состава.

Таким образом, в районах месторождений типа Фалун и Шеллефтео шведскими и финскими геологами установлены две крупные тектонические структуры, сопровождавшие каждое специфическое проявление гранитоидного магматизма, метаморфизма и рудообразования. Более ранней структуре соответствует формирование синорогенных гранодиоритов, взаимосвязанных с интенсивным складкообразованием, т.е. автохтонных, или соскладчатых, и с метаморфизмом пород в амфиболитовой субфации, а также слабо выраженное свинцово-цинковое оруденение кварцево-золото-полиметаллической минерализации.

Вторая структура характеризуется здесь развитием кислых гранитов, гранито-гнейсов и мигматитов. Судя по их минеральному составу и отношению к складчатости, их можно считать посторогенными или послескладчатыми. В этой обстановке породы месторождений Северной Швеции типа Шеллефтео испытали в связи с мигматизацией метаморфические изменения, приведшие к образованию сначала амфиболитов андезит-ставролитовой субфации, а затем магнезиальных метасоматитов [116]. Проявления их совмещаются: первая субфация с развитием кварцево-золото-полиметаллической или(и), возможно, более ранней кварцево-серицитовой (салической) стадией минерализации, вторая — с окисно-сернисто-железистой (мафической) стадией. П. Гейер особенно подчеркивает, что окисно-сернисто-железистая минерализация в противоположность сфалерито-галенитовой тесно связана с магнезиальным метасоматозом. По-видимому, этот факт достаточно проверен и хорошо согласуется с неоднократно отмечавшимся ритмическим чередованием магнезиально-железистой и кремнещелочной стадией минерализации: первая выражается халькопирит-пирит-пирротиновым, вторая — кварц-серицитовым (?) и затем после халькопирит-пирит-пирротинового кварцево-золото-полиметаллическим оруденением.

Приведенные данные могут служить иллюстрацией к рассматриваемым процессам как бы металлогенического сближения синхронных (по отношению к главным складчатым движениям) проявлений автохтонных гранитоидных магм и синхронных с послескладчатыми тектоно-магматическими процессами аллохтонных кислых гранитоидов. К сказанному следует добавить, что это сближение происходит только в пространстве. Во времени же оно разделяется промежутком по крайней мере в несколько десятков миллионов лет, необходимых для образования посторогенных (аллохтонных) гранитоидных интрузий, их дифференциации и последовательного развития ряда стадий минерализации (рис. 12, 13).

Особого внимания заслуживает высокая степень сходства рудных дифференциатов орогенных, или соскладчатых, интрузий с самыми поздними рудными производными посторогенных магм. По-видимому, причиной такого сходства может быть подобие или даже единство глубинного магматического источника, с которым были связаны орогенные и посторогенные магматические тела с их рудными производными.

Интенсивность проявления обеих стадий сульфидорудной минерализации у базальтоидного магматизма заметно выше тех же показателей у гранитоидного, что представляется естественным, поскольку сидеро- и халькофильные элементы, за исключением, возможно, золота, генетически сильнее связаны с основными

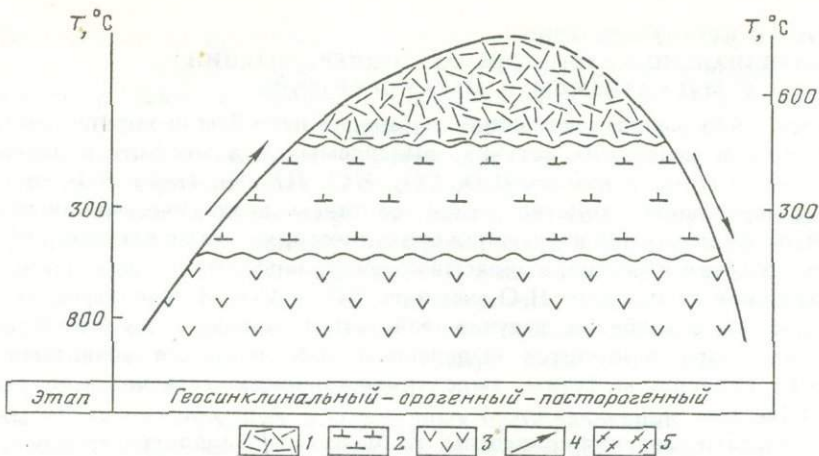


Рис. 12. Диаграмма условий развития руд в геотектоническом цикле (первый вариант)

Условные обозначения к рис. 12 и 13

1 — зона кислого магматизма с окислами и силикатами Sn, W, Mo, Be; 2 — зона среднего магматизма с сульфидами и карбонатами Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, As, Sb; 3 — зона основного магматизма с окислами и силикатами Cr, Fe, Ti, Mo, Pt, Ni, Co; 4 — направление смены стадий; 5 — метаморфизм и гранитизация

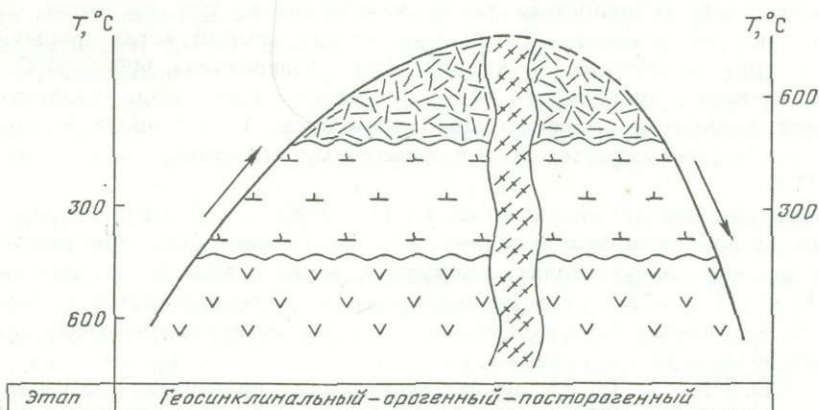


Рис. 13. Диаграмма условий развития руд в геотектоническом цикле (второй вариант)

Условные обозначения см. на рис. 12

магмами. Минерализующие растворы, генерируемые базитовыми магмами, характеризуются большей щелочностью, что подтверждается широким развитием сопряженных с ними метасоматических процессов и распространенностью карбонатов. Для основных магм и их производных характерны тяготение к бортовым швам геосинклинальных окраин [75, 126], связь с глубинными разломами, тектоническими рвами [48, 49 и др.]. Гранитоидным очагам свойственны резко выраженные черты салических стадий минерализации, приуроченность к складчатым поясам и к положительным структурам — антиклиналям, сводовым поднятиям и пр.

Руды окисно-сульфидно-железистой и золото-полиметаллической стадий образуют осадочные и вулканогенно-осадочные стратиформные месторождения, связанные, как правило, с доорогенным магматизмом. Большая часть их относится к докембрию, что определяется его огромной продолжительностью и, вероятно, меньшей, чем в фанерозое, мощностью земной коры над базальтовым слоем. Многие из дорифейских месторождений, относящихся к этому типу, стали основной базой для образования так называемых регенерированных руд последующих поколений.

РАЗВИТИЕ КРЕМНЕЩЕЛОЧНОЙ И МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФАЗ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В СВЯЗИ С МАГМАТИЗМОМ И МЕТАМОРФИЗМОМ

Замечено, что расчеты дегазации глубинных недр Земли хорошо согласуются с количеством и качеством летучих, выделяемых в атмосферу вулканами и состоящих преимущественно из H_2O , CO_2 , HCl , HF , N_2 , H_2S и SO_2 , причем существует удивительное сходство между составом вулканических эксгаляций выделений, получаемых при нагревании вулканических пород в вакууме [50]. Наиболее горячие газы, как известно, выбрасываются фумаролами, содержащими H_2 , Cl , F , незначительное количество H_2O , немного SO_2 и CO_2 . Температура их достигает $1000^\circ C$. Менее разогретые летучие свойственны сольфатарам (температура $90-300^\circ C$); они характеризуются выделением H_2S ; наиболее низкотемпературные (до $100^\circ C$) присущи мофетам, выделяющим преимущественно CO_2 с примесью N_2 , H_2 , CH_4 .

Эти известные сведения приведены, чтобы показать аналогию между изменением состава вулканических эксгаляций и сменой типов руд, стадий минерализации в связи с постепенным понижением температур. При самых высоких температурах ($600-1000^\circ C$) как в базальтовых, так и в гранитоидных рудоминеральных ассоциациях господствуют окислы и силикаты, что обусловлено повышенной и взаимосвязанной активностью таких компонентов, как кислород, кремнезем, сильные кислоты и щелочи (в нижних этажах земной коры преимущественно в виде натрия, в верхних — калия). При температурах $600-150^\circ C$ в составе летучих начинает преобладать H_2S , служащий своего рода коллектором для сульфидов халько- и сидерофильных элементов, в том числе и серебра. Эти данные вполне согласуются и с показателями метаморфогенного рудообразования [116].

По термодинамическим расчетам в смеси H_2O , S и C в пропорциях, которые отвечают их содержанию в вулканических эксгаляциях, "сера при высоких температурах должна присутствовать преимущественно в виде SO_2 , а при низких — в форме H_2S " [50, с. 422]. О том же свидетельствуют теоретические и аналитические данные Х. Холланда [148], разделяющего растворимые в гидротермах при высокой температуре газы на три группы:

- 1) H_2 , CO , CH_4 , N_2 , O_2 , He ; их летучесть сильно возрастает при изохимическом охлаждении от 600 до $100^\circ C$;
- 2) H_2S , CO_2 — летучесть в первом приближении не изменяется;
- 3) $SO_2(H_2O)$ — летучесть со снижением температуры падает, увеличивая при этом активность H_2S и CO_2 , что должно способствовать в рамках указанных температур сульфидному и карбонатному рудообразованию.

Такое распределение руд в связи со сменой высокоподвижных компонентов магмы очень характерно. Есть данные, позволяющие считать, что и на других планетах зарегистрированы подобные или близкие к ним смены поступающих из недр этих планет эксгаляций в зависимости от температур и давлений. Так, К.П. Флоренский и др. [118] на основании теоретических расчетов и термодинамических исследований равновесий в системе газов $O-H-C-N-S$ составили примерную модель атмосферы Венеры. Согласно этой модели среди газов у поверхности планеты до высоты в несколько километров, в пределах изменения температур от наивысших для томосферы до $477^\circ C$, содержание SO_2 преобладает над содержанием H_2S . Выше, до уровня 36 км над поверхностью, в интервале температур $477-180^\circ C$, H_2S преобладает над SO_2 .

Затронутую аналогию, касающуюся в сущности одной и той же проблемы дегазации космических однородного материала, можно продолжить на основе той же модели, но это уже вышло бы за рамки обсуждаемых вопросов. Исследования в Карело-Кольском регионе показали, что "устанавливаемый петрографо-минералогическими наблюдениями и исследованиями корреляционных связей

антагонизм групп ассоциирующих элементов — 1) Ni, Cr, Mg, Fe³⁺ и 2) Si, Al, Cd, Na, K, S — определяет отмеченные геохимические особенности процессов кристаллизации, а также особенности поведения металлогенических элементов» [29, с. 132]. Ф. Валькер и А. Польдерваарт [150] объясняют подобным антагонизмом ритмическое чередование в Бушвельдском комплексе слоев, богатых полевым шпатом и ферромагнезиальными компонентами.

Вероятно, приведенные закономерности кристаллизации магм естественно увязывать с ритмическими проявлениями мафических и салических рудоминеральных ассоциаций, представленных в таблице. С этим выводом согласуются наблюдения за изменениями не только состава рудоминеральных ассоциаций, но и вмещающих их пород: бедная железом грейзенизация сменяется турмалинизацией или железистыми скарнами, позднее следует окварцевание и серицитизация, далее пиритизация и вновь окварцевание.

Примеры таких околорудных и межрудных преобразований, связанных с ритмическими колебаниями магматогенных агентов минерализации и сопровождающихся иногда прямым оруденением, известны как на Русской платформе, так и за ее пределами. Они хорошо выражены в ряде контактово-метаморфических месторождений, где трудно бывает провести границу между рудой и "пустыми" породами и не всегда возможно установить рубежи, отделяющие контактовый метаморфизм от регионального. Последнее наглядно проявляется в регионах широкого развития ультраметаморфизма, где метаморфизм особенно тесно связан с магматизмом и его производными и где могут возникать магматические, в том числе и рудогенные очаги, взаимодействующие с окружающими породами. И естественно, что четкая связь во времени и пространстве между проявлениями метаморфизма и магматизма устанавливается также и в раннем докембрии фундамента Русской платформы [44, 45].

Также естественным представляется и то, что в процессах метаморфизма можно наблюдать определенные признаки такой же ритмики в смене состава чередующихся стадий минерализации, какая характерна для кристаллизации магмы и рудообразования. При выявлении этих признаков в полях регионального метаморфизма приходится учитывать неоднозначность проявлений метаморфизма с развитием горизонтальной зональности и другие факторы, затушевывающие искомую картину. Для выяснения истинных взаимоотношений между рассматриваемыми явлениями магматизма, метаморфизма и рудообразования необходимы специальные исследования в наиболее изученных рудных районах.

Общий характер минерализации месторождений Карело-Кольского геоблока очень близок к описанному для месторождений Финляндии и Швеции; ему полностью соответствуют и основные черты регионального метаморфизма, развитые в рудных узлах. Так, Улягское месторождение характеризуется пиритовыми и пирротин-сфалеритовыми рудами, относящимися, судя по описанию С. И. Турченко, к окисно-сернисто-железистой (более ранние) и к кварцево-золото-полиметаллической (поздние) стадиям минерализации. Им соответствуют два этапа метаморфизма: ранний представлен ассоциациями амфиболитовой, а наложенный — зеленосланцевой фаций. Первый, амфиболитовый этап отличается силикатами, обогащенными железом, магнием и полевыми шпатами, состав которых отвечает андезинам, второй характеризуется силикатами, почти или вовсе не содержащими железа, и полевыми шпатами альбитового состава.

При наложении второго маложелезистого кремнещелочного метаморфизма некоторая часть силикатного железа вследствие понижения температуры рудообразования может перейти в пирротин, количество которого возрастает. «Это обстоятельство определяется замещением железо-магнезиальных силикатов маложелезистыми или не содержащими железа и связыванием последнего в виде "моносulfида"» [116, с. 32]. Повышенное содержание щелочей и кремния в рудных

растворах второго этапа метаморфизма документируется альбитизацией андезина, проявлением мусковита по биотиту, ростом содержания кварца.

Надо полагать, к этой же категории ритмично построенных фаз стадияльной минерализации относится, очевидно, и отмеченный Я.Н. Белевцевым [2] факт в развитии оруденения на Криворожском железорудном месторождении, которое он считает метаморфическим. По его исследованиям, процесс железорудной минерализации предварялся проявлением кварцевой минерализации и предшествовал кремнещелочной, т.е. вначале проявлялась салическая, затем следовала мафическая, затем снова салическая минерализация. Примерно такие же наблюдения по Криворожскому месторождению сообщаются Ю.И. Половинкиной [85].

Приведенные соотношения между рудообразованием и магматизмом, между ними и метаморфизмом в геологически сопоставимых условиях вполне естественны, если учесть, что главными действующими агентами в рассматриваемых процессах являются гидротермальные растворы, подчиняющиеся постоянным и одинаковым закономерностям формирования, связанным с основными этапами и фазами развития тектоно-магматического цикла. Известно первостепенное значение температурных показателей рудного процесса, испытывающих общую тенденцию к уменьшению от очень высоких значений, отвечающих высоким фациям метаморфизма, до относительно низких [6]. "Наиболее термально нестабильными соединениями, сохраняющимися в растворе до очень низких температур, являются соединения, обладающие самыми малыми теплоемкостями: сульфиды, затем окислы и наиболее высокие значения имеют силикаты" [6, с. 229]. Так, окисные и силикатные руды в метаморфогенных месторождениях приурочиваются, по С.И. Турченко, в основном к гранулитовым фациям (в среднем 800°C), сульфидные — к амфиболитовым и зеленосланцевым (в среднем 600°C и ниже), что полностью отвечает средним температурным условиям отложения магматогенных руд определенного типа и еще раз подчеркивает единство существования магматогенного и метаморфогенного рудообразования.

К высказанным соображениям необходимо добавить, что в общих термальных растворах пока очень трудно или даже невозможно разделить собственно магматические термы и неизбежно присоединяющиеся к ним растворы из вмещающих пород [78]. Примером может служить то, что одни и те же месторождения одними геологами относятся к типу вулканогенно-осадочных, т.е. к магматогенным по первичному происхождению, другими — к метаморфогенным. К сожалению, вопрос о коренных источниках оруденения нередко вообще обходят вниманием, уделяя основное внимание факторам локализации рудного вещества там, где оно находится. По-видимому, надо признать сосуществование полигенных рудообразующих растворов, в которых в разной степени могут участвовать как магматогенные, так и метаморфогенные флюиды, подчиняющиеся в основном единым закономерностям развития.

Таким образом, качественный состав и последовательность проявления стадий минерализации в области развития магмато- и метаморфогенных процессов достаточно близки, хотя количественные соотношения между разными компонентами минеральных ассоциаций и дальности их перемещения в пространстве могут по тем или иным причинам варьировать. Такими причинами могут быть присутствие в разрезе крупных скоплений какого-либо рудного элемента, имеющего "сквозное" значение (железо, золото, медь и пр.), резкие изменения щелочно-кислотного и окислительно-восстановительного потенциалов и пр.

Эволюция рудных процессов на протяжении дорифейских тектоно-магматических циклов характеризуется тенденцией к образованию вертикальной, или возрастной, рудоминеральной зональности. Она обуславливается тем, что с течением геологического времени в ускоренном темпе увеличиваются масштабы и интенсивность проявления орогенных и посторогенных этапов развития земной коры со свойственными им типами магматизма, метаморфизма и рудообразо-

вания. С заметным ускорением от раннего докембрия и позже усиливается сдвиг господства рудных месторождений сидерофильных элементов в сторону преобладания халькопиритовых и литофильных, тяготеющих к орогенным и послеророгенным этапам развития геосинклиналей.

В связи с изложенным можно представить себе, что при определенных структурно-тектонических условиях на уровне современной поверхности могут оказаться дорифейские породы, возраст которых с большей или меньшей постепенностью будет изменяться в каком-либо одном направлении. В таких случаях возрастная, или вертикальная, зональность отражается в развитии горизонтальной зональности. Она хорошо известна геологам на Балтийском щите, где в направлении с северо-востока на юго-запад происходит смена более древних пород более юными [44].

Одновременно отмечается и переход среднего состава руд от высокотемпературных хромитовой и титано-железистой стадий к более низкотемпературным — окисно-сернисто-железистой и кварцево-золото-полиметаллической. Однако надо учитывать, что региональная зональность катархейских и архейский блоков Карело-Кольского геоблока в западной части Балтийского щита замещается горизонтальной зональностью второго порядка, связанной с зональным строением Свекофеннской раннепротерозойской геосинклинальной системы, характеризующейся самостоятельными закономерностями распределения рудных месторождений разного типа, подчиненными геосинклинальной рудной зональности. Она резко осложняет общую картину размещения рудных концентраций, вытекающую из развития горизонтальной зональности в том ее виде, в каком она известна в восточной части Балтийского щита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Разделение единого очага рудоносных магм на первичные базальтоидные, или подкоровые, и вторичные гранитоидные, или коровые, начавшееся еще в архее, происходило одновременно с образованием протоплатформенных массивов, утолщением сиалической оболочки земной коры. Параллельно с ростом ее мощности увеличивались разрыв между уровнями зарождения тех и других магм и раздельность проявления их рудных производных.

2. Развитие базальтоидных магм осуществлялось в наиболее характерном для них гомодромном направлении. В геосинклинальных областях оно занимает в основном доорогенный и частично орогенный этапы эволюции подвижных зон. В развитии гранитоидных магм лучше всего проявляется антидромная направленность процесса, охватывающая орогенный (частично) и посторогенный этапы геотектонического и соответствующего ему металлогенического цикла.

3. С определенными типами магм закономерно связаны определенные стадии рудной минерализации, отвечающие типичным, главным образом температурным, условиям развития месторождений. Для начальных высокотемпературных стадий характерны окисные и силикатные руды: литофильные в связи с кислым, сидеро- и халькофильные — с основными и ультраосновными магмами. Обе одноименные среднетемпературные стадии минерализации "гранитоидного" и "базальтоидного" происхождения характеризуются широким распространением сульфидных руд, так или иначе связанным с магмами среднекислого, диорит-плагио-гранитного состава.

4. Прогресс знаний в области петрографии и рудообразования выявил глубокую аналогию между химизмом комагматических интрузивных и эффузивных формаций с их рудными производными, между составом вулканических эксгалляций и выделений, наблюдаемых при высокотемпературном прогревании вулканических пород, а также между газоводными рудообразующими агентами как магматического, так и метаморфического происхождения. Это обстоятельство расширяет перспективность поисков в районах развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород таких полезных ископаемых, которые до того считались характерными только для зон распространения глубинных магматических пород (Ti, Cr, Ni, Co, а также некоторые литофильные элементы). Практическая значимость такого вывода особенно высока для оценки офиолитовых поясов докембрия, в которых сосредоточиваются огромные объемы вулканогенно-осадочных пород, связанные с глубинными разломами регионального и необычайно длительного развития.

Su, Ni, V, Co ранее были названы кратогенными элементами по характерной приуроченности их месторождений к территориям древних платформ, окраины которых служили одновременно краевыми зонами геосинклиналей: в их внутренних частях, как правило, располагались месторождения литофильных элементов, относимых к орофильным в системе общей рудной зональности геосинклиналей.

5. Состав летучих и подвижных агентов минерализации базальтоидного и

гранитоидного магматизма с одинаковой закономерностью изменяется в процессе затвердевания как гранитоидных магм при повышении их основности, так и базальтоидных — при повышении кремнекислотности. В процессе рудообразования происходит чередование стадий отложения рудоминерального вещества, обогащаемого то сиалическими, то мафическими минералами. Первые, как правило, лучше выражены в составе рудоминеральных ассоциаций, сопряженных с гранитоидными, вторые — с базальтоидными магмами.

6. Геологически обусловленное господство базальтоидного магматизма со свойственной ему дифференциацией во времени могло в определенных условиях выявлять рудную зональность на территории древних платформ в вертикальном (стратиграфическом) и горизонтальном (гипсометрическом) разрезах. На Карело-Кольском геоблоке она выразилась переходом от более высокотемпературных руд сидеро- и халькофильных элементов к менее высокотемпературным в связи с повышением возрастного уровня архейских близповерхностных пород с северо-востока на юго-запад. К юго-западу от Карело-Кольского геоблока на территории Финляндии и Швеции в области широкого развития нижнепротерозойской геосинклинальной системы развиваются черты наложенной геосинклинальной рудной зональности, особенно характерной для фанерозойского времени.

7. В циклическом развитии земной коры отмечаются закономерности не только в пространстве, но и во времени; хорошо известно последовательное сокращение продолжительности проявления каждого последующего цикла по отношению к предыдущему. Эту закономерность, характерную для всей геологической истории Земли, можно рассматривать как следствие изначального постоянного движения материи или, выражаясь математическим языком, как вторую производную этого движения, причина которого пока неизвестна.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ахмедов А.М., Чекушин В.А.* Меденосность докембрийских вулканогенно-осадочных образований Кольского полуострова // Сов. геология. 1977. N 8. С. 88—97.
2. *Белевцев Я.Н.* Геологическая структура и металлогения Криворожского железорудного бассейна // Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев: Изд-во АН УССР, 1965. С. 54—67.
3. *Белевцев Я.Н.* Метаморфогенные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 648—712.
4. *Белевцев Я.Н.* К вопросу об источниках рудообразующих веществ в эндогенных месторождениях // Сов. геология. 1972. N 11. С. 38—49.
5. *Белевцев Я.Н.* Метаморфогенное рудообразование в Украинском щите // Металлогения Украины и Молдавии. Киев: Наук. думка, 1974. С. 53—68.
6. *Белевцев Я.Н.* Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 276 с.
7. *Белевцев Я.Н., Белевцев Р.Я.* Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1981. 48 с.
8. *Белоусов В.В.* О строении и развитии тектоносферы материков // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967. Т. 8. С. 5—39.
9. *Беляев К.Д., Синицын А.В.* О закономерной зональности золоторудных формаций Балтийского щита // Металлогения докембрия. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. С. 93—94.
10. *Беус А.А.* Происхождение и геохимическая эволюция земной коры // Проблемы минерального сырья. М.: Наука, 1975. С. 116—132.
11. *Бондаренко И.И., Кавун В.И., Новохатский И.П.* Железо-марганцевые месторождения атаусуйского типа // Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата: Наука, 1967. Т. 2. С. 17—49.
12. *Борисенко Л.Ф.* Месторождения титана // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. Т. 1. С. 221—236.
13. *Борукаев Ч.Б., Башарин А.К., Берзин Н.А.* Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 261 с.
14. *Брандт Р.Т.* Генезис джеспилитовых железных руд Австралии // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972. С. 44—55.
15. *Великославинский С.Д.* Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита // Зап. ВМО. 1976. Ч. 105, вып. 1. С. 48—58.
16. *Велин Э.* Свекофеннская складчатая зона Северной Швеции // Геотектоника. 1972. N 5. С. 48—58.
17. *Виноградов А.П.* Происхождение оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. N 11. С. 3—17.
18. *Виноградов А.П., Ронов А.Б.* Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений // Геохимия. 1956. N 6. С. 3—24.
19. *Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В.М.* Эволюция химического состава карбонатных пород // Совещание по осадочным породам: Доклады. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. 3. С. 104—123.
20. *Войткевич Г.В.* Химическая эволюция Солнечной системы. М.: Наука, 1979. 174 с.
21. *Войткевич Г.В., Закруткин В.В.* Основы геохимии. М.: Высш. шк., 1976. 367 с.
22. *Войткевич Г.В., Лебедько Г.И.* Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М.: Недра, 1975. 230 с.
23. *Власов Г.М.* Систематика вулканических поясов и их металлогения // Сов. геология. 1980. N 11. С. 64—72.
24. *Гавриленко В.В., Калиничева Г.И., Скублов Г.Т.* О вольфрамоносности Северо-Западного Приладожья // Сов. геология. 1980. N 12. С. 52—59.
25. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. М.: Недра, 1969. Т. 3, 320 с.
26. Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972. 388 с.
27. Геология месторождений полезных ископаемых. Л.: Наука, 1981. 340 с.
28. Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 1. 224 с.; Т. 2. С. 264 с.
29. Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1971. 140 с.
30. *Гинзбург А.И.* Некоторые проблемы обра-

- зования эндогенных редкометалльных месторождений // Геология руд. месторождений. 1967. N 5. С. 59—74.
31. Гинтов О.Б. Кольцевые структуры докембрия Украины // Геотектоника. 1973. N 5. С. 75—82.
32. Глазковский А.А., Горбунов Г.И., Сысов Ф.А. Месторождения никеля // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. Т. 2. 391 с.
33. Голикин Н.И. О тектоническом строении докембрийского фундамента территории Курской магнитной аномалии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. N 7. С. 15—21.
34. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. О закономерностях размещения полиметаллических и редкометалльных зон и поясов // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. Львов, 1956. N 2/3. С. 36—61.
35. Горлов Н.В. Геотектоническая основа к металлогеническим построениям в архейских гранит-зеленокаменных областях // Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978. С. 211—215.
36. Горлов Н.В. Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. N 12. С. 61—76.
37. Горяинов П.М. Генетические соотношения пород железисто-кремнистых формаций // Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969. С. 129—140.
38. Горяинов П.М. Структурно-стратиграфическое положение железорудных толщ Балтийского щита и некоторые теоретические аспекты геологии нижнего докембрия // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972. С. 85—97.
39. Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 148 с.
40. Гусельников В.Н. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М.: Наука, 1972. 228 с.
41. Дзюценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород. М.: Недра, 1969. 344 с.
42. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Пономарев В.Г. Условия формирования и типы колчеданно-полиметаллических месторождений геосинклинальных зон Сибири // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1978. Т. 12. С. 162—168.
43. Доброхотов М.Н. О стратиграфическом положении железорудной формации Среднего Побужья // Геол. журн. 1974. Т. 34, вып. 3. С. 33—40.
44. Докембрий: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980. 188 с. (МГК. XXVI сес.; Вып. 1).
45. Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Недра, 1978. 311 с.
46. Докембрий континентов: Древние платформы Евразии. Новосибирск: Наука, 1977. 312 с.
47. Егоров Е.В., Тимофеева М.В. Эффузивные железисто-кремнистые формации и железорудные месторождения Малого Хингана // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка. 1972. С. 188—195.
48. Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967. Т. 8. 423 с.
49. Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. 247 с.
50. Земля: Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974. Т. 2. С. 394—846.
51. Земная кора в восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 228 с.
52. Зотов И.А. О роли трансмагматических флюидов в генезисе магматогенных рудных месторождений // Сов. геология. 1980. N 1. С. 46—55.
53. Иванкин П.Ф., Воларович Г.П., Иншин П.В., Потаньев В.В. Основные черты процесса формирования субвулканических золото-серебряных месторождений // Сов. геология. 1979. N 6. С. 32—44.
54. Иванов О.К. Высокотемпературные зональные контактовые образования дунитовых массивов Урала // Сов. геология. 1979. N 1. С. 49—60.
55. Иванов С.Н. Геологические основы металлогении эвгеосинклиналей // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 14—26.
56. Кайряк А.И., Негруза В.З., Гуменный Ю.К. К проблеме золотоносности карелид // Металлогения докембрия. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. С. 74—76.
57. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 189 с.
58. Каляев Г.И. Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточно-Европейской платформы // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 50—60.
59. Келлер Б.М. Тектонический метод в стратиграфии докембрия // Геотектоника. 1975. N 4. С. 21—27.
60. Кононов Н.Д. Основные закономерности локализации золота в грубообломочных породах базального горизонта протерозоя Курской магнитной аномалии // Металлогения докембрия. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. С. 129—131.
61. Кононов Н.Д. Золотоносность, поисковые предпосылки и некоторые вопросы методики поисков золотого оруденения в докембрийских образованиях Воронежского кристаллического массива // Металлогенетические исследования в центральных районах Русской платформы. М., 1976. С. 214—223.
62. Корнилов Н.А., Деревянкин Ю.А., Шатрубов Л.Л. Геологические и металлогенетические особенности Белорусского кристаллического массива // Сов. геология. 1980. N 9. С. 73—84.
63. Кузнецов Е.А. По вопросу о генетической связи щелочных пород с ультраосновными и кислыми породами // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 258—259.
64. Лазарев Ю.И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии // Геотектоника. 1973. N 5. С. 50—64.
65. Лапинская Т.А. Стратиграфия раннего докембрия Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Фундамент и промежуточный комплекс древних и молодых платформ СССР. М., 1982. С. 25—36.
66. Лобач-Жученко С.Б., Щербак Н.П. Корре-

- ляция гранитоидных комплексов Украинского и Балтийского щитов на основе геологических и геохронологических данных // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 2. С. 59—62.
67. Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты ильгирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Л.; М.: ОНТИ, 1936. 817 с.
68. Маракушев А.А. Ассоциации хемогенных элементов в процессах петрогенеза и рудообразования // Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1976 г. Свердловск, 1977. С. 59—70.
69. Марковский Б.А., Ланда Э.А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов // Сов. геология. 1976. N 1. С. 103—114.
70. Махнач А.С., Доминиковский Г.Г., Пасюкевич В.И. и др. Железорудные формации докембрия Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1974. 144 с.
71. Металлогения докембрия. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. 198 с.
72. Металлогения Украины и Молдавии. Киев: Наук. думка, 1974. 512 с.
73. Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977. 279 с.
74. Митрофанов Н.П., Столяров И.С. Сравнительная характеристика скарнов Приладожья и Средней Азии // Сов. геология. 1981. N 2. С. 49—54.
75. Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. N 10. С. 46—67.
76. Муратов М.В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история ее формирования // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 112—143.
77. Немцович В.М., Орлов Д.М. Металлогения титана и хрома доорогенных интрузий эвгеосинклиналей // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 216—220.
78. Овчинников Л.Н. К уточнению роли метаморфизма в рудообразовании и понятие "метаморфогенное месторождение" // Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 40—48.
79. Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 200 с.
80. Павлов Е.С., Чернов Б.С. О новых типах вольфрамовых месторождений // Разведка и охрана недр. 1971. N 7. С. 9—13.
81. Павловский Е.В. Происхождение и развитие земной коры // Геотектоника. 1975. N 6. С. 3—14.
82. Павловский Е.В. Проблема "зеленокаменных поясов" раннего докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 4. С. 5—18.
83. Паталаха Е.И., Щерба Г.Н. Структура и механизм формирования Успенской зоны // Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата: Наука, 1968. Т. 6. С. 8—22.
84. Петров Б.М. Нижнепротерозойская структура территории КМА и некоторые черты ее развития // Геотектоника. 1973. N 1. С. 42—54.
85. Половинкина Ю.И. К вопросу о генезисе руд Кривого Рога // Геология и генезис Криворожского железорудного бассейна. Киев: Изд-во АН УССР, 1955. С. 249—252.
86. Попов Б.А., Золотов К.К., Рапопорт М.С. Металлогения ранних стадий развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали в свете новых данных геотектоники // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 27—37.
87. Попов Ю.В., Чайка В.М. Медно-полиметаллические руды докембрийских щитов. М.: ВИЭМС, 1976. 66 с.
88. Попов Ю.В., Чайка В.М. Основные черты металлогении щитов. М.: ВИЭМС, 1981. 54 с.
89. Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978. 248 с.
90. Проблемы металлогении Украины. Киев: Наук. думка, 1964. 256 с.
91. Прокин В.А., Седов В.М., Воробьев В.И. Типы меднорудных месторождений Урала и их связь с магматизмом // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 98—105.
92. Пуура В.А., Кууспалу Т.И., Биркис А.П., Васильев В.А., Гайлюс Р.П., Коппельмаа Х.Я., Кийн М.И. Главные черты геологического строения докембрийского фундамента Прибалтики // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 2. С. 40—48.
93. Разин Л.В., Белизов В.Д. Золото-серебряная минерализация Талнахского и Октябрьского месторождений // Геология руд. месторождений. 1973. N 6. С. 32—45.
94. Региональная металлогения докембрия СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 115 с.
95. Робонен В.И., Рыбаков Р.И., Горьковец В.Я., Чернов В.М., Коросов В.И. Металлогеническая специфика раннепротерозойских подвижных поясов Балтийского щита // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 56—62.
96. Рождественский В.С., Данченко В.Я. Новый тип вольфрамовых руд на Сахалине // Сов. геология. 1978. N 10. С. 56—69.
97. Рокачев С.А., Иванов С.Н., Ковальчук А.И. Особенности колчеданных месторождений, залегающих в разных типах земной коры // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 112—117.
98. Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатнакопление, жизнь // Геохимия. 1978. N 8.
99. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. Т. 1. 328 с.; Т. 2. 391 с.
100. Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982. 204 с.
101. Салон Л.И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. Т. 175. С. 6—87.

102. Семеновко Н.П. Закономерности формирования осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций // Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1959. С. 5—47.
103. Семеновко Н.П. Железисто-кремнистые формации Украинского щита // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972. С. 138—147.
104. Семихатов М.А. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 11. С. 3—15.
105. Смирнов В.И. Общие проблемы доорогенной интрузии // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 5—14.
106. Соколов В.А. История геологического развития среднего протерозоя Карелии // Геотектоника. 1972, N 5. С. 61—74.
107. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 128 с.
108. Соколова Е.А. Некоторые закономерности размещения рудных концентратов в марганцевых вулканогенно-осадочных формациях // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 74—93.
109. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
110. Стрыгин А.И. Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1980. 61 с.
111. Твалчрелидзе Г.А. О двух типах колчеданных месторождений и провинций // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 124—130.
112. Тектоника срединных массивов: Тез. докл. М., 1974. 40 с.
113. Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. 148 с.
114. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 431 с.
115. Турченко С.И. Металлогенетическая модель сульфидного рудообразования в подвижных поясах Балтийского щита // Металлогения докембрия. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. С. 67—69.
116. Турченко С.И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 120 с.
117. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтиг К., Файф У. Земля: Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974. Т. 2. 846 с.
118. Флоренский К.П., Волков В.П., Николаева О.П. К геохимической модели томосферы Венеры // Геохимия. 1976. N 8. С. 1135—1150.
119. Формозова Л.Н. Влияние характера вулканизма и седиментогенеза на положение и состав вулканогенно-осадочных железных руд и их формационные типы // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. С. 263—268.
120. Формозова Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Недра, 1973. 172 с.
121. Хазов Р.А. К вопросу о генезисе оловянно-полиметаллического оруденения северного Приладожья // Минеральносырьевые ресурсы Карельской АССР и перспективы их расширения. Петрозаводск: Карелия, 1966. С. 329—338.
122. Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения северного Приладожья. М.: Наука, 1973. 87 с.
123. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 477 с.
124. Хуан У.Т. Петрология. М.: Мир, 1965. 575 с.
125. Чайковский В.К. Новые данные о Тихоокеанском поясе // Сов. геология. 1956. N 50. С. 134—149.
126. Чайковский В.К. Схема генетической систематики процессов эндогенного рудообразования // Сов. геология. 1959. N 5. С. 81—95.
127. Чайковский В.К. Геология оловянных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 335 с.
128. Чайковский В.К. О генетических соотношениях между осадочными месторождениями Русской платформы и ее геосинклиналию обрамления // Сов. геология. 1976. N 10. С. 18—32.
129. Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.В. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 285 с.
130. Чернышов Н.М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1971. 312 с.
131. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фомин А.Б., Голуб Е.Н. Никелосная габбро-норит-гипербазитовая формация Украинского щита и Воронежского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 3. С. 19—30.
132. Чухров Ф.В. Вадозные термальные растворы и рудообразование // Проблемы минерального сырья. М.: Наука, 1975. С. 47—58.
133. Шатский Н.С. О марганцевоносных формациях и металлогении марганца // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. N 4. С. 3—37.
134. Шейнманн Ю.М. О тектонических условиях магмообразования // Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 183—193.
135. Шило Н.А., Сидоров А.А., Загрузина И.А. Возраст золоторудных формаций Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204, N 1. С. 189—191.
136. Штейнберг Д.С. О взаимной связи контакто-метасоматических и так называемых "магматических" железорудных месторождений Урала. М.: ЭВМО, 1953. Ч. 82, N 4. С. 247—255.
137. Штейнберг Д.С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала // Магматизм, метаморфизм Урала. Свердловск: Изд-во УФАИ СССР, 1963. С. 7—25.
138. Щерба Г.Н. Месторождения Атасуйского типа // Геология руд. месторождений. 1967. N 5. С. 106—114.

139. Эндогенное оруденение древних щитов / Под ред. В.И. Казанского. М.: Наука, 1978. 200 с.

140. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 174 с.

141. Язева Р.Г., Белянина Г.П., Мельникова Г.Б. Металлогеническая специализация вулканогенных формаций ранних стадий эвгеосинклиналей // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 105—111.

142. Яковлев Г.Ф., Гончарова Т.Я., Демин Ю.И. Доорогенный магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 117—124.

143. Ярош П.Я., Фоминовых В.Г. Платиноиды в хром-титаномагнетит-пироксенитовой жиле Косьвинского дунитового тела Китлымского массива // Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1975 г. Свердловск, 1976. С. 100—101.

144. Appel P.W.U. Stratabound copper sulfides in a banded iron formation and in basaltic tuffs in the

Early Precambrian. Isua Supracrustal Belt, West Greenland // Econ. Geol. 1979. Vol. 74, N 1. P. 45—52.

145. Frietsch R. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna Type // Ibid. 1978. Vol. 73, N 4. P. 478—485.

146. Frietsch R., Papunen H., Vokes F.M. The ores deposits in Finland, Norway, and Sweden — a review // Ibid. 1979. Vol. 74. P. 975—1001.

147. Garrels R.M., Perry E.A., Mackenzie, jun. and F.T. Genesis of precambrian iron-formation and the development of atmospheric oxygen // Ibid. 1973. Vol. 68, N 7. P. 1173—1179.

148. Holland H.D. Some application of thermochemical date to problems of ore-forming fluids // Ibid. 1965. Vol. 60. P. 1101—1166.

149. Plimer Y.H. Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursor to Sn and W deposits with granites // Miner. deposita. 1980. Vol. 15, N 5. P. 275—289.

150. Walker F., Poldervaart A. Karoodolerites of South Africa // Bull. Geol. Sec. Amer. 1949. N. 4. P. 591—706.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| <i>Глава I</i> | |
| Проблемы геологии и рудоносности фундамента Русской платформы | 4 |
| Катархей | 4 |
| Состав и строение земной коры | 6 |
| Рудоносность | 10 |
| Архей | 14 |
| Стратиграфия | 14 |
| Тектоника и магматизм | 17 |
| Рудоносность | 21 |
| Нижний протерозой | 33 |
| Стратиграфия | 33 |
| Тектоника и магматизм | 44 |
| Рудоносность | 59 |
| <i>Глава II</i> | |
| Эволюция геологических и металлогенических процессов | 90 |
| Катархейский этап | 90 |
| Архейский этап | 96 |
| Раннепротерозойский этап | 106 |
| <i>Глава III</i> | |
| Развитие рудного процесса | 123 |
| Рудная минерализация доскладчатого магматизма | 123 |
| Хромитовая и карбонатитовая стадии | 127 |
| Титано-железистая стадия | 128 |
| Кварцево-сульфидная стадия | 131 |
| Окисно-сернисто-железистая стадия | 131 |
| Кварцево-золото-полиметаллическая стадия | 133 |
| Рудная минерализация складчатого (автохтонного) магматизма | 138 |
| Рудная минерализация послескладчатого (аллохтонного) магматизма | 140 |
| Пегматитовая стадия | 140 |
| Грейзено- или кварцево-касситеритовая стадия | 141 |
| Турмалиновая или магнетит-пирротиновая стадия | 142 |
| Кварцево-серицитовая стадия | 143 |
| Развитие кремнещелочной и магнезиально-железистой фаз минерализации в связи с магматизмом и метаморфизмом | 146 |
| Заключение | 150 |
| Литература | 152 |

**Василий Константинович
Чайковский**

**ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ФУНДАМЕНТА
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

*Утверждено к печати
Институтом литосферы АН СССР*

Редактор *Л.С. Тапельзон*
Редактор издательства *И.С. Власов*
Художник *С.Б. Генкина*
Художественный редактор *Н.Н. Власик*
Технический редактор *О.В. Аредова*
Корректор *Е.Н. Сафронникова*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 31380

Подписано к печати 15.12.86. Т—24805
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 13,0. Усл. кр.-отт. 13,3. Уч.-изд. л. 15,3
Тираж 600 экз. Тип. зак. 945
Цена 2р. 30к

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати:

Казанцева Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. 12 л.

В книге на основе структурного и формационного анализов устанавливается ведущая роль образования надвигов в формировании структуры и осадочных формаций Уральской складчатой области. Установлены полные формационные ряды, выявлены тектонические условия накопления каждой формации, показана генетическая зависимость магматизма от надвижения.

Для геологов-тектонистов, стратиграфов.

Металлоносные осадки Индийского океана. 20 л.

В монографии приведены новые материалы по комплексному геолого-геофизическому исследованию металлоносных осадков и крупных разломов Индийского океана, полученные в рейсе научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев". Впервые описаны закономерности распределения металлоносных осадков в Индийском океане, изучен их состав. Применение новой методики заборных работ позволило получить необходимую информацию для построения схематических геологических карт указанных разломов. Описан полный разрез океанической коры, установлены взаимосвязи между различными типами пород.

Для океанологов, петрографов, геохимиков.

Современные движения земной коры и нефтегазонасыщенность. (на примере Терско-Каспийского передового прогиба). 10 л.

В книге дан анализ результатов изучения современных движений земной коры, изменений геофизических полей во времени и флюидодинамики на прогностических полигонах в СССР и за рубежом. Показана

тесная связь современных движений земной коры и флюидодинамики. На основе геологических, геофизических и дистанционных исследований показана блоковая структура земной коры Терско-Каспийского прогиба. Обоснована возможность прогнозирования перспективных зон нефтенакопления.

Для геологов-нефтяников, геофизиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга—почтой" "Академкнига":

Магазин "Книга—почтой:"

252030 Киев, ул. Пирогова, 4

197345 Ленинград, Петрозаводская, 7

117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

2 р. 30 к.

4795