



**ПРОБЛЕМЫ
МЕТАЛЛОГЕНИИ
ДОКЕМБРИЯ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Handwritten signature

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЯ



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1978

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

Council on Precambrian geology
Institute of Geologie and Geochronologie of Precambrian

PROBLEMS OF PRECAMBRIAN METALLOGENY

Ответственные редакторы:
Т.В. БИЛИБИНА, Ю.М. СОКОЛОВ

Редакционная коллегия:
Л.В. Григорьева, В.Т. Свириденко, С.И. Турченко (ученый секретарь)

Editors in chief:
T.V. BILIBINA, Ju.M. SOKOLOV

Editorial board:
L.V. Grigor'eva, V.T. Sviridenko,
S.I. Turchenko (secretary)

Билибина Т.В., Кратц К.О., Лаверов Н.П., Полуэктов В.Н.,
Соколов Ю.М., Титов В.К.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Изучение проблем металлогении докембрия в последнее время становится одной из актуальных задач в исследованиях наук о Земле. Это объясняется тем, что месторождения полезных ископаемых, связанных с докембрием, не только исключительно своеобразны по своей специализации, но и являются главным источником мировой добычи (железо, золото, уран, полиметаллы, мусковит, флогопит и др.). Наряду с этим изучение докембрия позволяет наметить эволюционные пути развития Земли и установить коррелятивные связи между ранними этапами становления земной коры и последующими эпохами, а также получить информацию об источниках рудных веществ и способах их концентрации. Следует иметь в виду, что сложность строения докембрийской коры требует применения при изучении докембрийских комплексов не только известных методов исследования, разработанных в результате изучения фанерозоя, но и создания специальных методических приемов, таких как парагенетический анализ, геохронологические исследования, микропалеофитология и др.

Значительная роль докембрия в мировом балансе полезных ископаемых обусловлена всем ходом геологического развития Земли и прежде всего: а) исключительной длительностью докембрийского периода, а следовательно, и докембрийских металлогенических эпох, охватывающих время более 3 млрд. лет; б) изменением на этом громадном отрезке времени типов тектонических режимов, появлении гидросферы и атмосферы, что способствовало переносу и отложению рудоносных литофаций различных осадочных и осадочно-вулканогенных формаций; в) спецификой магматизма и вулканизма, приводящих к скоплению и миграции рудогенных элементов; г) развитием разновозрастных метаморфических поясов с различным режимом $P-T$ условий регионального метаморфизма, устанавливающих их специализацию на определенные типы метаморфогенного рудообразования; д) неоднократным наложением метасоматических процессов на геологически подготовленные рудоносные структуры (разрывные, складчато-разрывные дислокации, литологические осадители и др.).

Перечисленные факторы способствуют рудонакоплению в различных типах геоструктур, возникающих в результате закономерной смены тектонических режимов в докембрии. Важное значение для металлогении имеет расчленение земной коры на блоки, области сопряжения которых представляют собой особо подвижные зоны, благоприятные для длительного развития рудогенерирующих процессов.

Опыт изучения металлогении докембрия показал, что наиболее эффективным при обобщении громадной и разнородной информации является применение методических принципов, разработанных для фанерозойских складчатых областей научным направлением, созданным Ю.А. Билибиным (1947, 1955) и С.С. Смирновым (1946). Существенное значение имеют также построения, основанные на определенных тектонических и тектоно-метаморфических концепциях. Главным в этой разработке является историко-геологический принцип развития земной коры, реконструированный на основе геолого-формационного анализа и геохронологии. Историко-геологический принцип позволил выявить главные металлогенические эпохи в развитии земной коры и установить отличительные особенности металлогении докембрия в целом.

В настоящее время предварительные схемы металлогенической эволюции докембрия созданы для Канады (Goodwin, 1971), Африки (Клиффорд, 1966 г.) и СССР (Билибина, 1973; Кратц и др., 1973; Тугаринов, Войткевич, 1970, и др.). Кроме этого, детально разработанные схемы имеются для Украинского (Семененко, 1970), Балтийского и Алданского щитов (Билибина, Терентьев, 1968).

А.М. Гудвин, принимая во внимание особенности эволюции континентальной коры Канадского щита, выделяет ранний (архейский) этап развития маломощной нестабильной сиалической коры и специфической для него металлогении, завершившийся кеноранской орогенией (2.6–2.5 млрд. лет), и поздний (протерозойский) этап развития мощной стабильной сиалической коры со свойственной ей металлогенией. Т. Клиффорд, исходя из тектоно-структурного развития Африки, выделяет древние кратоны, оставшиеся стабильными в течение последних 1.5 млрд. лет (возможно, и больше), и более молодые пояса, претерпевшие орогенез в разные периоды начиная с кибарийской складчатости (1.2 млрд. лет). Эти две возрастные группы структур имеют различную металлогению.

Т.В. Билибина (1973) в соответствии с намечаемыми в настоящее время в СССР четырьмя крупными тектоническими этапами коренной перестройки структуры земной коры выделяет четыре металлогенические эпохи: архейская (древнее 2.6–2.8 млрд. лет., раннепротерозойская – древнее 1.9 млрд. лет), среднепротерозойская (древнее 1.6 млрд. лет) и позднепротерозойская (моложе 1.6 млрд. лет). К.О. Кратц, учитывая возможности межконтинентальной корреляции геологических событий, предлагает выделять: раннедокембрийскую (архейскую, древнее 2.6 млрд. лет), среднедокембрийскую (ранне- и среднепротерозойскую в СССР, древнее

1.8–1.75 млрд. лет) и позднедокембрийскую (позднепротерозойскую, моложе 1.75 млрд. лет) металлогенические эпохи.

Таким образом, периодизация докембрия и установление геохронологических рубежей, которым соответствуют определенные металлогенические эпохи, позволяют подойти к вопросам разработки металлогенических моделей докембрия.

Сумма наших знаний еще далеко недостаточна для решения всего круга вопросов о закономерностях размещения и условиях образования месторождений полезных ископаемых в докембрии. Доступные наблюдению выступы докембрия на щитах и массивах древних платформ, в областях байкальской складчатости и в срединных массивах фанерозойских складчатых поясов характеризуют только отдельные фрагменты материковых геоструктур докембрия. Тем не менее накопленная по ним информация в совокупности с данными о геологическом строении фундамента древних платформ может служить основанием для выявления главнейших черт металлогении докембрия и его роли в мировом балансе полезных ископаемых.

Естественно-исторический принцип, являющийся основой металлогенического анализа, находит свое выражение в геолого-формационных исследованиях. Основным структурно-вещественным подразделением, следующим из геолого-формационного анализа, является структурно-формационный комплекс. А.И. Семенов определяет структурно-формационный комплекс как ассоциацию геологических формаций, образовавшихся в особых типах геологических структур при определенном геологическом режиме и специфических физико-географических условиях. Как правило, структурно-формационные комплексы отделены значительными стратиграфическими несогласиями. Различия структурно-формационных комплексов по длительности развития, ассоциациям геологических формаций, их суммарной мощности и фациям метаморфизма зависят от типа тектонического режима, при котором происходит их становление.

В геологическом развитии докембрия в обобщенном виде выделяются следующие структурно-формационные комплексы: а) комплексы, развивающиеся в прогеосинклинальных областях и протогеосинклинальных мобильных поясах и имеющие ведущее значение в архее и раннем протерозое; б) протоорогенный комплекс, наиболее характерный для среднего протерозоя, но иногда развивающийся и в раннем протерозое; в) комплексы платформенные и тектономагматической активизации, известные с конца среднего протерозоя, но играющие ведущую роль в позднем протерозое в связи с возрастающей кратонизацией земной коры. Кроме собственно докембрийских структурно-формационных комплексов существенное влияние на металлогению щитов оказывают наложенные комплексы тектономагматической активизации (палеозойский, мезозойский или мезозойско-кайнозойский).

Ассоциация геологических формаций архейского прогеосинклинального структурно-формационного комплекса, по К.А. Шуркину и Ф.П. Митрофанову (1968), объединяет вулканогенные образования

базальт-андезит-диабазового состава, а также кластогенные и хемогенные первично-осадочные отложения песчаник-алевролит-аргиллитового состава, граувакковые и реже кремнистые (железистые и марганцевые) и карбонатные.

Для раннеархейских областей характерна однородность наложенного на них метаморфизма, соответствующего гранулитам различной фации глубинности. Позднеархейский этап регионального метаморфизма ознаменовался проявлением однородного метаморфизма в условиях высокотемпературных субфаций фации альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов и сопровождался формированием комплексов автохтонных и параавтохтонных гранитоидов. Интрузивные и ультраметаморфогенные образования архейского структурно-формационного комплекса принадлежат к гранитоидным формациям преимущественно натрий-кальциевого ряда и основным магмам.

Геологические формации раннепротерозойского структурно-формационного комплекса, образующиеся в значительной части в условиях протогеосинклинального режима, по Е.В. Павловскому, объединяют осадочно-вулканогенные образования кератофир-спилит-диабазового и андезитового типов. Осадочные породы представлены более разнообразной ассоциацией, включающей кроме пород, типичных для архея, кремнистые (с железом) и терригенные отложения. Характерно также увеличение роли доломитовых и мергелистых разностей карбонатных пород (Ронов, Мигдисов, 1970; Ронов, 1972; Страхов, 1962). Геологические формации этого комплекса локализируются в линейных протогеосинклинальных поясах в системах дифференцированных, часто трогообразных прогибов. Ряды осадочных и осадочно-вулканогенных формаций приурочены к различным литофациальным зонам в пределах таких прогибов.

На рубеже позднего архея и раннего протерозоя происходит изменение тектонического режима раннедокембрийских подвижных областей, что связано с заложением первичных геосинклинальных систем и резкой дифференцированностью составляющих их структурно-фациальных зон. В соответствии с этим геотермический режим регионального метаморфизма этого периода также отличается сильной дифференцированностью. Для метаморфических поясов характерно развитие зонального метаморфизма в параметрах андалузит-силлиманитовой и дистен-силлиманитовой фациальных серий. Степень регионального метаморфизма изменяется от зеленосланцевой фации до высокотемпературных пределов фации альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов. В то же время в метаморфических поясах отмечается однородный региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Характерной чертой регионального метаморфизма ранне- и среднепротерозойского возраста является формирование парных метаморфических поясов, отличающихся различным термодинамическим режимом фациальных серий (синхронно развивающиеся пояса дистен-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов). Неоднократное проявление регионального метаморфизма обуславливает появление

в метаморфических поясах линейных и ареальных зон диафоритов, варьирующих по *РТ*-условиям регионального метаморфизма.

Магматические и реже ультраметаморфогенные образования раннепротерозойского структурно-формационного комплекса принадлежат к дифференцированным формациям основного и кислого состава, преимущественно габбровым, габбро-анортозитовым и гранитовым. В составе гранитовых формаций резко возрастает роль гранитоидов калиевого ряда.

Размещение интрузивных формаций, главным образом базитовых и гипербазитовых, закономерно связано с глубокопроникающими разрывными нарушениями, нередко с межблоковыми и сквозными разломами типа линеаментов.

Структурно-формационные комплексы среднего (частью раннего) протерозоя с протоорогенным (по Билибиной, 1973) типом развития отражают черты перехода к качественно новым формам развития земной коры – от про- и протогeosинклинального в архее и раннем протерозое к геосинклинальному, платформенному и тектоно-магматической активизации в позднем протерозое-фанерозое.

Среднепротерозойские структурно-формационные комплексы объединяют преимущественно кластогенные осадочные и осадочно-вулканогенные образования, связанные с определенным типом литофаций: мелководно- и прибрежно-морских, лагунных и континентальных – дельтовых и пролювиальных. Существенная роль принадлежит здесь процессам биогенного седиментогенеза с возникновением биогенно-карбонатных отложений. Вулканогенные члены представлены диабазовым, диабаз-порфировым и пикрит-порфировым рядом, иногда с повышенной щелочностью. Региональный метаморфизм этих формаций, как правило, редко превышает зеленосланцевую фацию. Тип интрузивного магматизма резко отличается от магматизма предшествующих эпох.

Интрузивные образования малых и средних глубин относятся к полному ряду формаций от ультраосновных-основных до кислых и щелочных. Гранитовые формации обычно аллохтонные. Характерна четкая петрологическая дифференциация массивов или, наоборот, пестрая ассоциация пород.

Геологические формации среднепротерозойского комплекса локализируются в межблоковых (приразломных, шовных) прогибах в областях глыбовых перемещений различной амплитуды. Намечается связь литогенеза с конседиментационными разломами и локализация интрузивных образований в активизированных межблоковых разломах.

Структурно-формационные комплексы позднего протерозоя широко представлены платформенными осадочными отложениями, залегающими в перикратонных и внутриплатформенных прогибах. Среди них (начиная со среднего докембрия) отчетливую роль играет континентальный седиментогенез, в частности различные типы кор выветривания. Осадочные отложения объединяются в ряды формаций – псефитового, пелит-псаммитового и известково-доломитового типов. Некоторое распространение имеют осадочно-вулканогенные фор-

мации, сходные с среднепротерозойскими, которые формировались, видимо, в участках длительного проявления глыбовых движений.

В областях байкальской складчатости сочетаются ряды геологических формаций более сложного состава, осадочные члены которых включают преимущественно алеврит-псаммитовые и карбонатные толщи, а среди вулканогенных образований заметно повышается роль кислых и средних пород.

Региональный метаморфизм позднего протерозоя в целом протекал в *РТ*-условиях зеленосланцевой фации, занимая иногда значительные площади. В складчатых толщах байкалид отчетливо выражены проявления метазональности, иногда высокоградиентной, большей частью происходившие в рамках андалузит-силлиманитовой, реже дистен-силлиманитовой фациальных серий. Для этого периода характерно также развитие метаморфических поясов метаморфизма промежуточного типа и метаморфизма лавсонит-гипсофановых сланцев. В то же время значительные площади позднего протерозоя претерпели лишь эпи- и катагенетические преобразования или низкотемпературный метаморфизм пумпеллиит-пренитовой фации. Как и для метаморфических комплексов раннего и среднего протерозоя, в позднем протерозое очень широко проявился региональный диафторез зеленосланцевой фации.

Наряду с платформенными отложениями в позднем протерозое развиты интрузивные и реже осадочно-вулканогенные формации, относящиеся к областям тектоно-магматической активизации. Полный формационный ряд их пока не восстановлен. К этой группе могут быть отнесены как гранитоидные кислые вулканоплутонические формации, так и щелочно-ультраосновные и основные магматические образования, локализующиеся внутри щитов.

Палеозойские и мезозойские структурно-формационные комплексы, наложенные на консолидированные структуры докембрия, представлены: а) осадочно-вулканогенными или осадочными образованиями тектоно-магматической активизации, залегающими в континентальных впадинах, и б) пестрой ассоциацией магматических образований, чаще щелочных и гранитоидных, приуроченных к сводово-блоковым структурам и трапповым формациям на древних платформах.

Для ряда структурно-формационных комплексов характерно периодическое проявление процессов выветривания с образованием кор различной мощности и различного профиля, свидетельствующих о смене геотектонического режима и возникновении тектонических пауз различной длительности. Роль кор выветривания в развитии докембрия рассмотрена в работах А.В. Сидоренко и В.М. Чайки (1970), А.С. Карякина (1975), Ю.Г. Гершойга, В.Я. Каплуна (1975) и других исследователей.

Приведенная краткая характеристика структурно-формационных комплексов определяет как их общие особенности, так и значительные различия, обусловленные дифференциацией развития земной коры в докембрии.

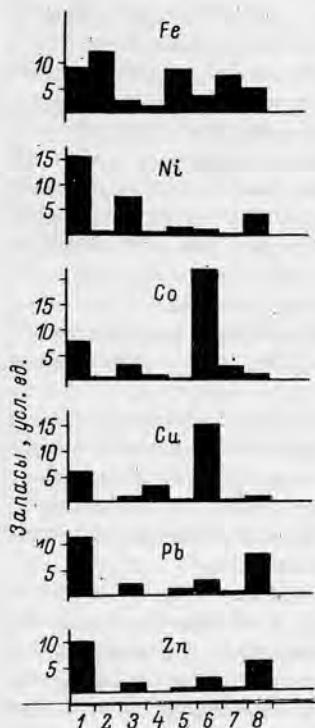
Общая направленность развития в докембрии земной коры каждого структурно-формационного комплекса предопределила ассоциации полезных ископаемых и главнейшие черты металлогении. Данные о мировых запасах полезных ископаемых докембрия показывают, что главными металлами, которые составляют от 25 до 65% разведанных мировых запасов являются: железо, золото, уран, никель, кобальт, медь, свинец, алюминий, редкие металлы (см. рисунок). В меньших, но заметных количествах присутствуют олово и марганец, составляющие от 8 до 10% мировых запасов. Относительно небольшая группа металлов встречается в виде примесей в рудах других полезных ископаемых. К их числу относятся титан и ванадий, сопутствующие железу, а также мышьяк, серебро, висмут в рудах цветных металлов и урана и некоторые другие. Для докембрия характерны уникальные месторождения неметаллических полезных ископаемых – мусковита, флогопита, алмаза, графита, горного хрусталя и ряда других.

Металлогения областей позднепротерозойской, палеозойской и мезозойской активизации щитов отличается иной ассоциацией металлов. Промышленные концентрации здесь образуют олово, вольфрам, уран, золото, бериллий, тантал, ниобий, цинк, свинец, а также сурьма и ртуть (Шеглов, 1968, 1971). В комплексных рудах присутствуют титан и железо.

Таким образом, для металлогении докембрия характерны крупные промышленные концентрации сидерофильных и халькофильных и некоторых литофильных элементов. Большинство сидерофильных и халькофильных элементов широко рассеяны в метаморфических породах докембрия. Так, кларк железа измеряется десятными долями процента, марганца и меди – сотыми, а остальных металлов – от тысячных до сотых долей процента. Кларки литофильных рудогенных элементов достигают сотой доли процента, а некоторые из них, в частности олово, – нескольких сотых долей процента. Интересно, что минимальные кларки присущи благородным металлам и самые меньшие из них характерны для золота, образующего наиболее крупные концентрации в докембрии. Наряду с этим рудогенные элементы в докембрии обладают высокой геохимической активностью, измеряемой количеством собственных минералов. Наибольшее число минералов присуще железу (290), более 100 минералов образуют марганец, медь, свинец (табл. 1).

Степень концентрации металлов в рудах нередко обратна кларкам. Так, степень концентрации металлов в рудах, обладающих наибольшим кларком, в рудах составляет $2.1 \cdot 10^{-2}$, т.е. снижена более чем на порядок, а золота – металла с минимальным кларком – на шесть порядков выше и равна $1.5 \cdot 10^{-1}$. Эти и некоторые другие геохимические характеристики рудогенных элементов указывают на их широкую рассеянность в земной коре, высокую миграционную способность и извлекаемость в рудном процессе преимущественно из верхних частей земной коры.

Распределение запасов некоторых черных и цветных металлов в различных регионах развития докембрия.



Шиты: 1 - Канадский, 2 - Украинский, 3 - Балтийский, 4 - Алданский, 5 - Бразильский, 6 - Африканский, 7 - Индийский, 8 - Австралийский.

Существенно литофильная и частью халькофильная ассоциация металлов в областях тектоно-магматической активизации во многом обусловлена геохимической специализацией неоднократно метаморфизованных докембрийских толщ (Метаморфические пояса СССР, 1975). Значительная часть рудогенных элементов областей активизации, таких как уран, золото, свинец, цинк, бериллий типичны для металлогении шитов. Дополнительно в рудообразование здесь вовлекаются сурьма, ртуть, фосфор, фтор, иногда цирконий, концентрации которых в докембрии были или незначительны, или уничтожены процессами регионального метаморфизма.

Закономерности металлогенического развития докембрия определяются сменой металлогенических эпох, которые различаются по возрасту и типам геологического развития и по характеру рудной специализации. Понятие о металлогенических эпохах было введено Делоне, как о периодах повышенной металлогенической интенсивности, и Линдгреном, определившим их как промежутки времени, благоприятные для отложения определенного полезного ископаемого. В развитии металлогенических эпох выделяется более длительный рудоподготавливающий этап и более короткий этап, при котором происходит кульминация процессов рудообразования и накопление промышленных концентраций рудогенных элементов. Геохимическая сущность развития земной коры в отдельные металлогенические эпохи докембрия выражается длительным переходом относительно гомогенного состояния вещества к все более гетерогенному, сопровождающемуся значительным перераспределением рудогенных компонентов.

Достоверность временных ограничений главных этапов рудоотложения устанавливается по радиологическим данным, уточнение которых должно составлять одну из важных задач дальнейших исследований. По современным представлениям, докембрий включает

Т а б л и ц а 1

Некоторые геохимические характеристики
рудогенных элементов в докембрии

Элемент	Поряд- ковый номер	Кларк, по Ви- ноградову, %	Число собст- венных минер- алов	Запасы ме- таллов (в т) в земной коре под материка- ми на гл. 1 км (по Сафро- нову, 1971)	Запасы ме- таллов (в т) в ме- сторожде- ниях (по Сафронову, 1971)	Степень кон- центрации металлов в месторож- дениях
Li	3					
Be	4	$6 \cdot 10^{-4}$	24			
Cr	24					
Mn	25	$9 \cdot 10^{-2}$	150			
Fe	26	5.1	290	$2.1 \cdot 10^{16}$	$4.3 \cdot 10^{12}$	$2.1 \cdot 10^{-2}$
Co	27	$3 \cdot 10^{-3}$	24	$1.2 \cdot 10^{13}$	$52.5 \cdot 10^6$	$4.4 \cdot 10^{-4}$
Ni	28	$8 \cdot 10^{-3}$	40	$3.3 \cdot 10^{13}$	$0.6 \cdot 10^9$	$1.8 \cdot 10^{-3}$
Cu	29	$1 \cdot 10^{-2}$	160	$4.2 \cdot 10^{13}$	$18.2 \cdot 10^9$	$4.3 \cdot 10^{-2}$
Zn	30	$5 \cdot 10^{-3}$	60	$2.1 \cdot 10^{13}$	$11.6 \cdot 10^9$	$5.5 \cdot 10^{-2}$
Nb	41	$1.2 \cdot 10^{-3}$	60			
Mo	42	$3 \cdot 10^{-4}$	8	$1.2 \cdot 10^{12}$	$0.1 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^{-3}$
Ag	47	$1 \cdot 10^{-5}$	55			
Sn	50	$4 \cdot 10^{-3}$	18	$1.7 \cdot 10^{13}$	$0.5 \cdot 10^9$	$3 \cdot 10^{-3}$
Ce и La	58, 57	$6.3 \cdot 10^{-3}$	60			
Σ TR	59-71	$6.7 \cdot 10^{-3}$	Нет			
Ta	73	$1.2 \cdot 10^{-3}$	60			
W	74	$1 \cdot 10^{-4}$	14	$4.2 \cdot 10^{11}$	$0.1 \cdot 10^9$	$2.4 \cdot 10^{-2}$
Гр. Pt	78	гр. $7.2 \cdot 10^{-6}$	20			
Au	79	$5 \cdot 10^{-7}$	8	$2.1 \cdot 10^9$	$3.2 \cdot 10^6$	$1.5 \cdot 10^{-1}$
Pb	82	$1.6 \cdot 10^{-3}$	160	$6.7 \cdot 10^{12}$	$10.2 \cdot 10^9$	$1.5 \cdot 10^{-1}$
Th	90	$8 \cdot 10^{-4}$	20			
U	92	$3 \cdot 10^{-4}$	85			

четыре металлогенические эпохи: архейскую, ранне-, средне- и позднепротерозойскую. В ряде крупных геоструктур позднепротерозойская эпоха непрерывно переходит в палеозойскую (табл. 2).

Архейская эпоха (длительность развития более 1 млрд. лет), по имеющимся данным, по масштабам оруденения выражена менее интенсивно, чем последующие. В эту эпоху образовались метаморфогенные месторождения железа, редких металлов (Южная Африка, Западная Австралия, Канада, Индия, Алданский щит). Железные руды представлены многочисленными, но небольшими месторождениями прометаморфического класса (по Соколову и др., 1975) в Канаде, гиперстен-магнетитовыми рудами и железо-магнезиальными скарноидами на Алданском щите, на Украине и в других регионах, где радиологические значения возраста составляют 3.0–2.8 млрд. лет. Редкие металлы – ниобий, тантал, литий, цезий известны в пегматитах редкометальной формации (Берти-Лейк) в Западной Австралии (Йилгарн, Пилбари, Уоджин), возраст которых составляет 3.0–2.7 млрд. лет. Золоторудные кварцевые жилы Западной Австралии из района Калгурли-Кулгарди имеют возраст 3.0–2.8 млрд. лет и реометаморфические золото-сульфидные кварцевые метасоматиты Восточной Африки в районе Бордерленда в Уганде 2.83 млрд. лет.

Геология и закономерности размещения оруденения архейской эпохи изучены недостаточно. Намечается, что наиболее крупные железорудные месторождения и рудопоявления локализируются в блоках, сложенных породами гранулитовой фации при метаморфизме обогащенных железом осадков, а также в результате реометаморфических преобразований при процессах ультраметаморфизма. Редкометалльные пегматиты архея контролируются метаморфическими поясами андалузит-силлиманитовой фациальной серии, а поля исключительно редко встречающихся редкоземельных пегматитов – областями гранулитовой фации (Алдан). Золоторудные месторождения залегают в областях развития дислоцированных основных вулканогенных пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации и известных под названием „зеленокаменных поясов“.

Не исключено, что в некоторых архейских блоках концентрации металлов рассеяны в результате регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. В то же время необходимо особо подчеркнуть, что геологические образования архея в целом и прежде всего геохимически специализированные геологические формации имеют исключительно важное значение как источники вещества для последующего рудогенеза.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха (длительность развития 0.7–0.8 млрд. лет) играет выдающуюся роль в накоплении мировых запасов железа и редких металлов и может называться редкометально-железорудной. С этой эпохой связаны следующие группы месторождений.

1. Основные ресурсы железа (больше 60% мировых запасов) в про- и реометаморфических месторождениях железистых кварцитов, известных на всех континентах – на Восточно-Европейской

платформе (Кривой Рог, КМА), в Бразилии (Итабира и др.), на Канадском щите (оз. Верхнее, Онтарио), в Индии (Бихар), в Австралии (Хамерсли) и в Африке (Белинга, Сишен) и др. Железу нередко сопутствуют метаморфогенные месторождения марганца в кристаллических сланцах, составляющие более 10% мировых запасов (Капская провинция, бассейн р. Калахари, Гана, Западная Австралия, месторождения гондитов в штате Мадхья-Прадеш в Индии, в штате Минас-Жерайс в Бразилии). Месторождения железа связаны с осадочными и осадочно-вулканогенными джеспилитовыми формациями, возраст большинства которых составляет 2,6–2,5 млрд. лет. Отклонения фиксируются для железистых кварцитов Южной Африки и Балтийского щита – до 2,8 млрд. лет, для Украины и КМА – до 2,4 млрд. лет. Эти данные и некоторые отличия формационных и, в частности, литофациальных особенностей указывают на неоднократно повторяемость в геологическом развитии протогеосинклинальных поясов джеспилитовых геологических формаций и связанных с ним железных руд.

2. Редкометалльные, преимущественно тантал-ниобий-литиевые и мусковито-редкометалльные пегматиты, известные в Западной Африке, Бразилии (Сьерра-де Оргес) и Индии (Сингбхум). Возраст большинства месторождений 2,5–2,4 млрд. лет. Генетически эти пегматиты связаны с региональным метаморфизмом андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

3. Крупные месторождения колчеданных полиметаллических и медных руд, связанных с осадочно-вулканогенными толщами, преимущественно кератофир-спилитовых и порфир-диабазовых формаций (месторождения Бокира, Жануария и Вазантти в Бразилии, Маунт-Айза в Северной Австралии, Кидд-Крик, Сулливан в Канаде, серноколчеданные месторождения Карелии). Возраст их 2,6–2,5 млрд. лет.

4. Ограниченное распространение имеют магматические месторождения хрома и платины в связи с базит-гипербазитовыми формациями (Токатин в Бразилии и др.).

Большинство месторождений полезных ископаемых раннепротерозойской металлогенической эпохи, связанных с геологическими формациями протогеосинклинальных поясов и с проявившимися в них процессами регионального метаморфизма, имеют своих аналогов в фанерозойских геосинклинальных областях.

Среднепротерозойская металлогеническая эпоха (длительность развития 0,3–0,4 млрд. лет) играет огромную роль в мировых запасах минерального сырья докембрия как по масштабам рудных концентраций, так и по металлогеническому разнообразию. По ведущим металлам эта эпоха может быть определена как золото-урановая (более 50% мировых запасов) и вместе с тем характеризуется богатой и сложной ассоциацией халькофильных элементов и прежде всего никеля (35%) и кобальта (40%).

К этой эпохе принадлежат следующие группы месторождений полезных ископаемых.

Основные характеристики докембрийских металлогенических эпох.

(Составлена по материалам: Геология, гидрогеология..., 1970; С.О. Гросс, 1973; Ли Ы Хо, 1971; М.Е. Меркуловой, 1973; Б.М. Михайлова, 1989; М.Е. Улеоп, 1968, и др.)

Металлогенические эпохи	Геохронологические рубежи, млн. лет	Полезные ископаемые		Генетический тип месторождения	Изотопный возраст оруденения, млн. лет	Районы и месторождения
		главные	сопутствующие			
Позднепротерозойская	600-1600	Уран		Метаморфогенный (реометаморфический)	900-1300	Австралия (Кэтрин-Дарвин, Рэйдиум-Хилл), Канада (Шарлебуа, Викинг, Гунар), Западная Африка (Тэте, Морогоро, Улугуру)
		Медь, уран	Никель, кобальт, свинец	Метаморфогенный (реометаморфический)	560-650	Африка (Шинколобве, Колонгве, Лунитмо), Австралия (Рам-Джангл)
		Редкометаллы пегматиты		Ортометаморфический	622	Австралия, Бразилия
		Алмазы		Магматогенный		Африка, Бразилия, Индия
		Свинец, цинк		Метаморфогенный (протометаморфический)		Восточная Африка (Ниари, Лабсвааль), Енисейский край (Горевское, Стрелка)
		Литий, бериллий	Вольфрам, олово, тантал ниобий, цинк, уран, редкие	Метаморфогенный (рео- и ортометаморфический)	450-650	Африка (Лабуту, Вели-Калу), Бразилия (Минас-Жерайс, плато Борборема)
		Тантал, ниобий	Редкие, цирконий, титан, литий, бериллий	Магматогенно-метасоматический	600-650	Бразилия (Посос-де-Калдас и др.)

Среднепротерозойская	Никель, кобальт, свинец	Уран	Метаморфогенный (про- и реометаморфический)	600-650	Африка (медный пояс Родезии, Намибия, Катанга)
	Флогопит	Редкие металлы	Ортометаморфический	550	Мадагаскар, Антарктида
	Железо	Апатит Серноколчеданные и золоторудные проявления	Метаморфогенный (прометаморфический)	930 2400-2800	Канада (Гренилл) Кирения, Северный Казахстан, Восточный Саян, КМА, Кривой Рог, Западная Австралия, Африка (Белинга, Сишен), Бразилия (Железорудный треугольник), Канада (Онтарио, оз. Верхнее)
	Мусковит	-	Ортометаморфический	300-450	Северо-Байкальское нагорье
	Медь, кобальт, никель	Свинец, цинк, золото, серебро, скандий	Метаморфогенный (рео- и прометаморфический)	1800-2000	Балтийский шит (Оутокумпу, Ориярви, Айвала, Виханги, Прилапоже)
	Флогопит, апатит, уран	Лазурит, редкие	Ортометаморфический	1800-1950	Аллан, Сино-Корейский шит, Юго-Западный Памир
	Мусковитовые пегматиты	Титан, скандий	То же	1700	Австралия (Рэйдлум-Хилл), Мозамбик
	Редкометалльные пегматиты	Редкометалльные	Метаморфогенный	1700-1800 (1000-550)	Бирма, Индия (Бихар, Неллур, Раджпутан), Бразильский шит
	Горный хрусталь	-	Метаморфогенный (ортометаморфический)	То же	Балтийский шит (Кольско-Норвежская, Южно-Финляндская складчатые области)
			Ортометаморфический	1800	Аллан, Прибайкалье (Северо-Байкальское нагорье)

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Средне- протерозой- ская	1600-1900	Никель, ко- бальт	Медь, ко- бальт	Медь, платина	Магматогенный	1900-2300	Канада (Селбери, Онтарио, Томпсон, Линн-Лейк), Балтийский шит (Печенга, Мончегорск, Адлареченское, Ловнозерское, Коталахти, Хиттура) Алдан (Удокан), Балтийский шит (Шелефтео) Африка (Витватерсранд), Канада (Блейд-Ривер), Бразилия (Сьерра-де-Жакобина), Балтийский шит (Кали-Калтимо) Западная Австралия (Калгурли, Кулгарди) Австралия (Йилгари, Пилбари)
Раннепротерозойская	1900-2600	Медь	Медь	Полиметаллы	Метаморфогенный (прометаморфический)	1900-2300	Канада (Берти-Лейк), Алдан Африка (Калахари), Бразилия, Индия Австралия (Маунт-Айза), Бразилия (Бокира, Жануария, Пакату) Бразилия (Токантин)
		Уран	Уран	Золото	Метаморфогенный (рео- и прометаморфический)	2300	
		Золото	Золото	Железо	Метаморфогенный (реометаморфический)	2800	
		Ниобий, тантал, литий, цезий	Ниобий, тантал, литий, цезий		То же	2300-2600	
		Железо	Железо				
		Марганец	Марганец		Метаморфогенный (ортометаморфический)		
					Метаморфогенный (прометаморфический)		
		Свинец, цинк	Свинец, цинк	Медь	Метаморфогенный (рео- и прометаморфический)	2500-2600	
		Хром	Хром	Платиноиды	Магматогенный		

Архейская	Танган, ниобий, литий	Редкие	Метаморфогенный (рео- и ортотаморфический)	Бразилия (Сьерра-де-Оргес), Индия (Сингбхум), Западная Африка
	Редкометалльные пегматиты		Метаморфогенный (ортотаморфический)	Присаянская зона, Енисейский край, Африканская платформа
	Железо		Осадочный	Енисейский край (Ангаро-Питское), Ханкайский массив, Канада (Гренвилл), Китай
	Титан, железное	Ванадий	Метаморфогенный (прометаморфический)	Канада (Адирондак)
	Хром	Титан, железо, платина	Магматогенный	Африка (Бушвелд, Великая Дайка)
	Уран	Никель, кобальт, серебро, висмут, медь	Гидротермальный	Канада (Б. Медвежье озеро, Атабаска, Голдфилдс, Биверлодж, Эйс-Фиш и др.)
	Железо		Метаморфогенный (рео- и прометаморфический)	Присаянский и Прибайкальский железорудные районы (Балтийский шит (Оленегорское)
	Хром		Магматический	Австралия
	Высокоглиноземное сырье		Метаморфогенный (прометаморфический)	Алданский шит, обрамление Сибирской платформы
	Графит		То же	Канада (Гренвилл), иенгская серия (Алданский шит), Витимо-Олекминская область
	Апатит	Волластонит	" "	Прибайкалье
	Мрамор		Прометаморфический	Прибайкалье, Восточный Саян
	Редкометалльные пегматиты		Метаморфогенный (ортотаморфический)	Родезийско-Трансваальский рудный пояс, Нигерия, Западная Австралия
	Редкоземельные пегматиты		То же	Прибайкалье, Алдан, Балтийский шит

1. Крупнейшие месторождения золота и урана в конгломератах и жильных гидротермальных образованиях Южной Африки (Витватерсранд), провинции Супериор в Канаде (Блейнд-Ривер, Атабаска, Гольдфильдс, Биверлодж), в Бразилии (Сьерра-де-Жакобина), локализирующиеся в системах межблоковых прогибов или эпикратонных впадин. Преобладающие значения возраста рудоносных толщ 1.9–1.8 млрд. лет. Несколько большие возрасты характерны для уран-золоторудных конгломератов района Витватерсранд – 2.3 млрд. лет.

2. Стратиформные месторождения меди, полиметаллов и колчеданных руд в осадочных и осадочно-вулканогенных толщах геологических формаций протоорогенного типа (Удоканское месторождение на Алданском щите, месторождение Оутокумпу на Балтийском щите). Возраст оруденения от 2.2–1.8 до 2.3 млрд. лет для Удоканского месторождения.

3. Крупные месторождения никеля, меди, кобальта, а также хрома в связи с интрузивными формациями базит-гипербазитовых магм (Седбери, Онтарио, Линн-Лейк в Канаде; Печенга, Монча – на Балтийском щите; Бушвельд, Великая Дайка – в Юго-Западной Африке). Значения возраста для медно-никелевых месторождений 2.3–1.8 млрд. лет и для хромитовых – 1.9–1.8 млрд. лет.

4. Метаморфогенные месторождения мусковита в пегматитах и флогопита в магнезиальных скарнах (Бирма, Бихар в Индии; Балтийский щит, Цейлон, Северная Корея), иногда сопровождающиеся редкими металлами. Возраст 1.8–1.7 млрд. лет. Для рудных месторождений этой эпохи характерно увеличение роли сопутствующих металлов в рудах, количество которых достигает промышленных концентраций. К их числу относятся серебро, висмут, кобальт, медь в гидротермальных урановых рудах; серебро, золото, цинк, селен в колчеданных месторождениях; платина и платиноиды в медно-никелевых рудах и другие.

Большое разнообразие формационных типов руд этой эпохи закономерно связано с увеличением степени дифференциации вещества и разветвления геологических процессов при протоорогенном режиме, развивающихся на консолидированном архейско-раннепротерозойском цоколе в условиях интенсивных глыбовых движений. Для этой эпохи также характерно „ступенчатое“ во времени развитие процессов рудообразования, следующее из приведенных радиологических значений возраста. Это явление объяснимо разновременным завершением консолидации архейско-раннепротерозойских складчатых сооружений и локальным проявлением глыбовых дислокаций в различных сегментах земной коры.

Позднепротерозойская эпоха (длительность развития 1–1.1 млрд. лет) характеризуется накоплением крупных концентраций меди, кобальта, полиметаллов при участии урана, а также мусковитовых и мусковит-олово-рудных пегматитов. По металлогеническому профилю она может быть названа медно-полиметаллической. В эту эпоху образуются следующие типы месторождений.

1. Стратиформные месторождения меди, кобальта с ураном (медный пояс Родезии, Намибия, Катанга), а также свинца и цинка в песчаниках, сланцах и карбонатных породах позднепротерозойских складчатых поясов (Ниари в Восточной Африке, Горевское, Стрелка на Енисейском кряже).

2. Урановые и медно-урановые стратиформные и гидротермально-метасоматические месторождения Австралии (Кэтрин-Дарвин, Рейдиум-Хилл, Набарлек), Северо-Западной Канады (Шарлебуа, Винкинг, Гунар), Западной Африки (Тэте, Морогоро, Улугуру, Рибави, Шинколобве), связанные с процессами тектоно-магматической активизации.

3. Мусковит-редкометалльные и редкометалльные пегматиты, богатые бериллием и оловом, содержащие около 60% мировых запасов бериллия и более 5% олова (Лабуту, Вели-Калу в восточной Африке, Минас-Жераис, плато Барборема в Австралии, Бихар в Индии, Цейлон). Месторождения тантала и ниобия, связанные с щелочными интрузиями областей активизации, известны в Бразилии (Посос-де-Калдас и др.).

4. Магматогенные месторождения алмазов в кимберлитовых трубках и в россыпях Центральной Африки, Бразилии и Индии.

Возрастной диапазон минералообразования позднепротерозойской эпохи составляет 1.5–0.5 млрд. лет, внутри которого намечаются рубежи 1.5–9.6, 8.0–7.8, 6.5–5.5 млрд. лет. Позднепротерозойская металлогеническая эпоха формировалась после консолидации докембрийского фундамента древних платформ, составляющего цоколь материков. В эту эпоху произошло разветвление ведущих геотектонических процессов на геосинклинальный и платформенный, в дальнейшем унаследованных в фанерозое. В связи с расширением стабилизированных областей и возобновлением тектонической и металлогенической активности глубинных частей земной коры в ее различных сегментах возникли области тектоно-магматической активизации, во многом определяющие металлогеническую специализацию позднепротерозойской эпохи.

С другой стороны, начавшийся в позднем докембрии платформенно-геосинклинальный тип развития земной коры продолжался и в фанерозое, в связи с чем связанная с этим типом металлогения унаследуется в некоторых регионах и в фанерозое, что позволяет в таких случаях выделить позднепротерозойско-палеозойскую металлогеническую эпоху.

Более поздние эпохи тектоно-магматической активизации, охватившие щиты и массивы древних платформ и срединные массивы фанерозойских складчатых областей, рассмотрены в специальных работах. Палеозойская эпоха несет богатейшие месторождения апатита, флогопита, а также редких металлов и в меньшей степени железа, титана и других полезных ископаемых, связанных с ультраосновными-щелочными, щелочными и гранитоидными магматическими формациями (Танганьика в Восточной Африке, Минас-Жераис в Бразилии, Ковдор, Хибинны на Балтийском щите).

Мезозойская эпоха характеризуется сочетанием гидротермальных месторождений золота, свинца, цинка, олова, вольфрама, мышьяка, сурьмы, флюорита, реже редких земель, представляющих литофильную и халькофильную группы рудогенных элементов, как правило, связанных с гранитоидными и щелочными интрузивными и вулканогенно-интрузивными формациями (Ли-чен-рен, Сигуашань, Гуанси на Китайско-Корейском щите, Онтарио в Канаде, плато Джос в Северной Африке). Наряду с эндогенными месторождениями обычны месторождения каменного угля в осадочных отложениях континентальных впадин (Чульманский бассейн на Алданском щите).

Ассоциация рудогенных элементов в областях мезозойской активизации частично унаследует металлогению докембрия (золото, свинец, цинк, олово) и включает новые элементы или элементы, редкие для докембрия (мышьяк, сурьма, вольфрам), что подтверждает концепцию об усилении дифференциации вещества и геологических процессов от докембрия к фанерозою и мезозою и вовлечение в процессы рудообразования новых химических элементов.

Общими закономерностями развития металлогенических эпох являются следующие.

1. Возрастание степени дифференциации вещества земной коры и соответственно с этим усиление дифференциации геологических процессов и геологических структур, что приводит к вовлечению в процессы рудоконцентрации все новых металлов и неметаллических полезных ископаемых.

2. Раньше других в процессы рудообразования вовлекаются наиболее распространенные в земной коре сидерофильные элементы - железо и марганец, а затем крупные концентрации создают халькофильные и частично литофильные элементы - золото, уран, никель, кобальт, медь, редкие земли. К числу "сквозных" металлов относятся золото, свинец и большинство литофильных редких и редкоземельных элементов. В редкометальной ассоциации ранними являются тантал и ниобий, а поздними - олово и бериллий.

3. Максимальная интенсивность процессов рудогенеза относится к среднему протерозою. Эта эпоха, связанная в некоторых регионах с концом раннего и началом позднего протерозоя, может рассматриваться как кульминационная и по запасам минерального сырья и по ассоциациям полезных ископаемых.

4. В развитии металлогенических эпох намечаются несколько интервалов длительностью от 0.1 до 0.3 млрд. лет, которые, очевидно, соответствуют периодам рудогенеза, а главнейшие периоды рудоотложения - рубежам между эпохами: 2.6-2.4; 1.9-1.8; 1.6-1.5; 0.65-0.55 млрд. лет. Достоверная значимость этих интервалов требует подтверждения радиологическими определениями возраста руд. Рубежи между эпохами можно считать особенно благоприятными для образования полезных ископаемых. В это время завершились процессы складчатости, ультраметаморфизма, диафтореза, развития кор выветривания, оформились глыбовые перемещения. В этих условиях происходило усиление дифференциации вещества в различных оболочках земной коры, что обычно предшествует рудообразованию.

Каждой металлогенической эпохе свойственны определенные формационные типы оруденения, характеризующие металлогению докембрия в целом. В обобщенном виде все разнообразие рудных формаций докембрия определяется пятью группами.

1. Осадочно-метаморфогенные формации (пара- и реометаморфического класса), связанные с вулканогенно-осадочными и осадочными формациями раннего и среднего протерозоя и объединяющие стратиформные месторождения железа, марганца, золота, урана, меди, кобальта.

2. Метаморфогенные формации (ортометаморфического класса), объединяющие месторождения мусковитовых и редкометалльных пегматитов раннего, среднего и позднего протерозоя, связанные с процессами регионального метаморфизма фации альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов.

3. Магматогенные формации, объединяющие магматические и магмато-метасоматические месторождения, связанные с базит-гипербазитовыми и щелочными интрузивными комплексами среднего протерозоя и фанерозоя (никель, медь, платина, хром, титан, железо, рудки и редкоземельные металлы, апатит, нефелин).

4. Гидротермальные формации, к которым относятся месторождения метаморфогенного и апогранитового гидротермально-метасоматического типов, возникающие в различные металлогенические эпохи (золото, уран, олово, серебро, ртуть, сурьма, флюорит).

5. Осадочные месторождения бокситов, оолитовых железных руд, россыпей тяжелых металлов.

Геологические факторы, определяющие размещение месторождений, рудных районов и металлогенических зон в докембрии и в областях активизации щитов, имеют неодинаковую значимость и относятся к разным категориям. Региональные закономерности во многом обусловлены положением рудоносных блоков с различным строением и мощностью земной коры. Локальные закономерности более разнородны и определяются набором литолого-стратиграфических, структурно-тектонических и метаморфических факторов; во многих случаях благоприятно их совместное воздействие.

Выявление региональных закономерностей размещения оруденения в докембрии и в областях активизации докембрийских геоструктур решается прежде всего с использованием данных о глубинном и блоковом строении земной коры. В последнее десятилетие на основе комплексной интерпретации сейсмических, гравиметрических и магнитометрических материалов по глубинному строению земной коры были уточнены представления о размещении оруденения в различных типах геоструктур докембрия. Результаты гравиа- и магнитных съемок совместно с материалами взрывной сейсмологии и обобщение их на ЭВМ дали возможность построить опорные модельные разрезы для большинства областей развития докембрия. Полученные разрезы подтвердили слоисто-блоковое строение коры всех докембрийских регионов.

Наиболее крупные блоки коры фундамента древних платформ (щитов, массивов) имеют площадь от 30–100 тыс. до 1000 тыс. км² и обособляются в геофизических полях одной или несколькими региональными аномалиями близкой формы и одного знака. Эти блоки различаются средним уровнем и строением аномальных геофизических полей, мощностью коры и строением ее глубинного разреза, а также физическими свойствами горных пород различных геологических формаций и планом складчатых структур. Такие блоки, или мегаблоки, обычно разделяются зонами высоких градиентов силы тяжести и на отдельных участках линейно-полосовыми дифференцированными магнитными аномалиями, суммарная длина которых достигает многих сотен километров. Эти зоны совпадают с установленными на сейсмических разрезах контрастными изменениями строения земной коры и глубины залегания раздела Мохоровичича (М). Геологическим выражением таких зон раздела блоков являются глубокопроникающие разломы, заложенные в раннем и среднем протерозое.

Мощность земной коры щитов Северо-Американской, Восточно-Европейской, Австралийской, Африканской, Восточно-Сибирской платформ в среднем характеризуется интервалом 40–45 км. Максимальная мощность коры в блоках составляет 50–70 км, а сокращенной коры – 30–35 км.

Для щитов и массивов древних платформ характерен двуслойный разрез земной коры, иногда осложненный сейсмическими и плотностными контрастными горизонтами как в гранитном, так и в базальтовом слоях. Соотношение между двумя слоями и характер перехода между ними в блоках различны. Значительно реже блоки имеют кору, переходную к трехслойному типу. Им, как правило, отвечают крупные горсто-грабеновые структуры протоорогенных областей типа Удоканского, Печенгского, Волынского-Овручского прогибов.

Гранитно-метаморфический, или „гранитный“, слой составляет верхнюю часть консолидированной коры. Для него устанавливается связь региональных и локальных аномалий Δg Буге с гравитирующими плотностными неоднородностями, которая согласуется с характером скоростного разреза до глубины залегания границы Конрада. Поверхность Конрада представляет собой для коры щитов сейсмический разрез, контрастный для различных блоков, глубина нахождения которого колеблется от 5–8 до 20 км. В коровой оболочке обособляются следующие блоки с относительно повышенным и пониженным значением гравитационного поля.

1. Блоки с высоким уровнем гравитационного поля и значениями плотности кристаллических пород 2,66–2,80 г/см³ обычно характеризуются более тонким „гранитным“ слоем и увеличенным базальтовым. В составе таких блоков преобладают метабазиты и плагиогранитоиды гранулитовой фации метаморфизма; поверхность Конрада выражена в них нечетко. Блоки этого типа относятся к геоструктурам ранней (архейской и архейско-раннепротерозойской) ста-

билизации с относительно слабодифференцированным веществом гранитной оболочки. Геохимическая и металлогеническая специализация блоков выражена слабо на группу сидерофильных (железо, титан) и халькофильных элементов (никель, кобальт, медь).

2. Блоки с относительно низким уровнем гравитационного поля и значениями плотности кристаллических пород 2.60–2.65 г/см³ стабилизированы в раннем и среднем протерозое. В составе их преобладают кристаллические породы первично-осадочного кластогенного типа, пестрые осадочно-вулканогенные толщи и образования гранитовых и мигматит-гранитовых формаций. Сейсмические данные показывают для этих блоков наибольшие глубины залегания поверхности М и относительно повышенную мощность „гранитного” слоя. Инвариантным свойством разрезов коры здесь является скоростная или плотностная контрастность раздела Конрада.

Вещество „гранитного” слоя характеризуется наибольшей дифференцированностью и геохимической специализацией на литофильные и в первую очередь на редкие и редкоземельные элементы.

Особую группу составляют блоки коры, обладающие некоторыми признаками блоков первого и второго типов. Эти блоки рассматриваются как переходные или промежуточные. Промежуточный характер блоков иногда зависит от наложения протоорогенного тектонического режима или режима тектоно-магматической активизации на блоки ранней стадии стабилизации. Наложение геологических процессов на стабилизированные блоки вызывает изменение их геохимической и металлогенической специализации. К их числу могут быть отнесены, например, блоки с проявлением медно-никелевого оруденения в связи с протоорогенным базит-гипербазитовым магматизмом (Печенга и др.) и специализированные на литофильные и халькофильные элементы районы проявления щелочного магматизма областей активизации (золотоносные районы Алданского щита).

Для локализации месторождений полезных ископаемых особенно благоприятны межблоковые зоны, представляющие собой длительно развивающиеся каналы термальной разгрузки. Такие зоны имеют глубоко коровое и иногда транскоровое проникновение и характеризуются весьма сложным геологическим строением.

Размещение месторождений полезных ископаемых внутри блоков и в межблоковых зонах подчиняется локальным закономерностям. При всей сложности элементов рудоконтроля, определяющих размещение оруденения на щитах, ведущее значение имеют системы глубинных разрывных дислокаций. Обычно это межблоковые зоны сжатия и растяжения и зоны рифтогенного характера, находящиеся в различных пространственно-временных соотношениях с другими факторами рудоконтроля. Они могут быть кон- и постседиментогенными, служить вместилищем магматических образований и быть косвенно или непосредственно связанными с рудой. Морфологические признаки и внутреннее выполнение разломов весьма различны. Наиболее распространены зоны сжатия-растяжения, представленные blastomylonitami и blastokataklazitami альмандин-амфиболитовой

и зеленосланцевой фаций, по В.И. Казанскому (1972). Рудоотложение самых разнообразных типов связано в них с регрессивным этапом метаморфизма или регрессивным этапом диафтореза, ведущего к перераспределению и изменению форм нахождения полезных химических элементов, а затем к их последующей концентрации.

В качестве источников рудного вещества в докембрии определяются породы гранито-метаморфического и гранулит-базитового слоев, испытавшие длительное воздействие разнородных рудоподготавливающих процессов. В условиях протерозойской регенерации базальтового слоя, последующего литогенеза и метаморфизма создаются благоприятные предпосылки для накопления крупных концентраций сидерофильных и халькофильных элементов – железа, марганца, никеля, золота, меди, кобальта. В случае проявления в пределах наиболее мощных блоков метаморфизма амфиболитовой фации, ультраметаморфизма в аллохтонных и автохтонных формах и, что является самым важным, наложения метаморфизма зеленосланцевой фации происходит накопление золота, большинства редких металлов, свинца, цинка.

Первичным источником большинства литофильных и сидерофильных элементов при докембрийском литогенезе являются, по современным представлениям, гранулит-базитовая и гнейсо-гранитовая оболочки земной коры в условиях их взаимодействия при периодическом разрастании гранитного материала и литогенеза. Другим источником рудного вещества являются выплавки верхней мантии, несущие магматогенные концентрации никеля, меди, хрома, кобальта и платины. Вполне вероятно, что некоторые из этих элементов, в частности золото, кобальт, никель, медь, привносятся из верхней мантии в процессе ее дегазации и насыщения мантийными газами базальтового слоя.

Главной ареной развития рудогенерирующих процессов в докембрии являются верхняя часть коровой оболочки, соответствующая верхней половине гнейсо-гранитного слоя. Здесь особенно четко выражено постепенное накопление полезных элементов в результате длительного воздействия рудообразующих растворов различного происхождения. Рудоконцентрирующие химические реакции развивались в докембрии при высоком потенциале воды, щелочей и углекислоты. Для образования крупных концентраций различных полезных ископаемых при таком характере рудогенерирующих процессов (большая длительность, смена направленных химических реакций) благоприятно статистическое состояние геологических обстановок, при которых происходит снижение динамических напряжений и возникновение устойчивых локальных тепловых потоков. Подобные условия могут создаваться на рубежах между металлогеническими эпохами или отвечать периодам спокойствия и последующей активизации внутри этих эпох.

Процессы рудообразования и возникновения руд, представляющих по существу колоссальные геохимические аномалии, относятся к кульминации в процессе дифференциации вещества земной коры.

Весьма вероятно, что процесс рудообразования, завершающий длительную смену различных рудоподготавливающих процессов, является важным фактором, противостоящим энтропии или постоянному стремлению материи к рассеянию вещества (антиэнтропия).

Развитие и строение земной коры в докембрии в значительной степени предопределяют размещение фанерозойских геоструктур и их металлогению. Этот вопрос еще далек от своего разрешения и обеспечение его необходимой информацией является задачей дальнейших исследований. Намечается, что положение, внутреннее строение и тип развития фанерозойских складчатых поясов зависят от сегментарного и блокового строения докембрийской коры.

Не исключено, что узкие линейно геосинклинальные пояса уральского типа с ведущей ролью ранних этапов развития приурочены к областям сопряжения наиболее крупных сегментов земной коры и фиксируются в фанерозое краевыми частями или областями сочленения платформ. Сложно построенные овально-периметрические складчатые области фанерозоя казахстанского типа локализируются в местах сочетания блоков различных порядков в районах интенсивных глыбовых движений внутри крупных сегментов земной коры.

Металлогения фанерозойских подвижных поясов и платформ, вероятно, в еще большей степени зависит от глубинного строения земной коры. В это время, вероятно, сохраняется роль гнейсо-гранитного слоя как концентратора рудогенных элементов и увеличивается значение рудоносных выплавок верхней мантии в связи с возрастанием контрастности глыбовых перемещений, жесткости коры и глубинности разрывных нарушений. Отличительной особенностью металлогении фанерозоя является более разнообразная ассоциация полезных ископаемых, что связано с постоянным повышением степени дифференциации вещества земной коры, а также с увеличением скорости и динамичности развития и дифференцированности геологических процессов. На металлогению фанерозойских геоструктур, вероятно, определенное влияние оказывает характер их сопряжения с выступами докембрийского цоколя. Не исключено, что металлогения подвижных поясов, непосредственно примыкающих к щитам древних платформ или контактирующих с молодыми платформами, должна быть различна.

Еще менее ясен вопрос о применимости представлений о плит-тектонике и дрейфе материков к докембрию. Наиболее эффективные результаты может дать в этом направлении сравнение формы и характера ограничений блоков в коре щитов, занимающих внутриматериковое или окраинноматериковое положение. Уже и сейчас, без специального изучения этого вопроса, намечается, что ограничения блоков на Балтийском и в восточной части Канадского щита имеют значительные наклоны, а на Украинском, как правило, не нарушенные, крутопадающие. Некоторую информацию по этому поводу могут также дать результаты изучения характера поверхностей раздела на различных срезах земной коры и геофизического поля поверхности и прежде всего их соответствия или резкого различия. Как

общий вывод намечается, что аномальные соотношения блоков устанавливаются в коре окраинноматериковых щитов. Это обстоятельству позволяет предполагать отсутствие признаков плейттектоники в докембрии и проявление дрейфа континентов в новейшие эпохи развития Земли.

Литература

- Билибин Ю.А. Общие принципы металлогенических исследований. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 95–112.
- Билибин Ю.А. Металлогенические эпохи и металлогенические провинции. М., 1955, 86 с.
- Билибина Т.В. Основные черты металлогении щитов и областей их активизации. – Тр. ВСЕГЕИ, 1973, т. 191, с. 41–61.
- Билибина Т.В., Терентьев В.М. Металлогенические эпохи Алданского щита. – Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 155, с. 148–154.
- Билибина Т.В., Титов В.К. Основные черты металлогении раннего докембрия. – В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1972, с. 16–24.
- Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III. М., 1974, с. 287. Авт.: В.В. Белоусов, В.И. Герасимовский, А.В. Горяев, В.В. Добровольский, А.П. Капица и др.
- Геология, гидрогеология и железные руды КМА. Т. I. М., 1970, 360 с. Авт.: В.Д. Полищук, Н.И. Головкин, В.С. Зайцев.
- Гершюнг Ю.Г., Каплун В.Я. Эпохи гипергенеза и древние коры выветривания докембрия Криворожского бассейна. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 1. М., 1975, с. 251–256.
- Гросс С.О. Титаномagnetитовые месторождения округа Санфорд-Лейк, штат Нью-Йорк. – В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М., 1973, с. 131–144.
- Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., 1972, с. 240.
- Карякин А.С. Докембрийские коры выветривания. – В кн.: проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 1, М., 1975, с. 129–134.
- Колотухина С.Е. Новые данные о тектоническом развитии Гвианского щита. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3, с. 59–67.
- Колотухина С.Е., Первухина А.Е., Рожанец А.Ф. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., 1964, 303 с.
- Кратц К.О., Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А., Дагелайский Ю.Б., Салье М.Е., Турченко С.И. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР. – Геол. рудн. месторожд., 1973, № 6, с. 3–16.

Л и Ы Х о. Основные принципы анализа и особенности металлогении в Корее. – Чичиль кватири, 1971, Вып. II, №6, с. 3–9.

М а г а к ъ я н И.Г. Металлогения (главнейшие рудные пояса). М., 1974, 360 с.

М е д и с т ы е о т л о ж е н и я Олекмо-Витимской горной страны. Л., 1966, с. 385. Авт.: Ю.В. Богданов, Г.Г. Кочин, Э.И. Кутырев, Л.Н. Парадеева, Л.В. Травин и др.

М е р к у л о в а М.Е. Железородная провинция Хаммерсли в западной Австралии. – Разведка и охрана недр, 1971, № 1, с. 59–62.

М е р к у л о в а М.Е. Железные руды. – В кн.: Минеральные ресурсы промышленно развитых и развитых стран. М., 1973, с. 91–114.

М е т а л л о г е н и я Украины и Молдавии. Киев, 1974, 511 с. Авт.: Я.Н. Белевцев, Л.С. Галешкий, Г.И. Каляев и др.

М е т а м о р ф и ч е с к и е п о я с а С С С Р. Объяснительная записка к карте метаморфических поясов СССР м-ба 1:5 000 000. Л., 1975, 49 с.

М и х а й л о в Б.М. Геология и полезные ископаемые Либрийского щита. – Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1969, т. 167, с. 177.

П а в л о в с к и й Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. М., 1962, с. 112–113.

Р о н о в А.Б. Эволюция состава осадочных пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. – Геохимия, 1972, № 2, с. 137–147.

Р о н о в А.Б., М и г д и с о в А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. – Геохимия, 1970, № 4, с. 403–438.

Р у н д к в и с т Д.В. Изучение ритмичности и цикличности геологических процессов при металлогеническом анализе. – Тр. ВСЕГЕИ, 1973, т. 191, с. 206–219.

С а ф р о н о в Н.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. М., 1971, с. 48.

С е м е н е н к о Н.П. Межконтинентальная корреляция докембрия. – В кн.: Геохронология докембрия. М., 1970, с. 5–22.

С и д о р е н к о А.В. Осадочная геология докембрия – состояние науки, проблемы и задачи. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 1. М., 1975, с. 5–15.

С и д о р е н к о А.В., Ч а й к а В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. – В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., 1970, с. 5–29.

С м и р н о в С.С. О Тихоокеанском рудном поясе. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1946, № 2, с. 13–28.

С м и р н о в В.И. Очерки металлогении. М., 1969.

С о к о л о в Ю.М., Г л е б о в и ц к и й В.А., Т у р ч е н к о С.И. Генетическая классификация месторождения полезных ископаемых метаморфогенного типа. – Сов. геол., 1975, № 2, с. 52–66.

- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., 1962, с. 212.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М., 1970, 430 с.
- Улеон М.Е. Докембрий Канады (Канадский щит). - В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., 1968, с. 236-370.
- Фолинсби Р.Э. Докембрийские металлогенические эпохи - атмосферные или центросферные. - В кн.: Очерки советской геохимии и аналитической химии. М., 1972, с. 253-262.
- Хагнер А.Ф. Титаномагнетитовые месторождения Айрон Маунтин в штате Вайоминг. - В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М., 1973, с. 145-160.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Главные типы магматических и ультраметагенных формаций раннего докембрия СССР и принципы их выделения. - В кн.: Геологические формации 1968, с. 154-162.
- Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., 1968, с. 180.
- Шеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. Л., 1971, с. 147.
- Шерба Г.Н. Нихелевые пояса Томсон и Линн-Лейк. - Геол. рудн. месторожд., 1973. № 2, с. 42-55.
- Bhola K.L., Bhatnagar G.S. Occurens of beryllium minerals in Orissa. - Min. Geol. Met. Inst. Ind., 1971, vol. 69, N 2, p. 1-8.
- Brandt R.T. Relationship of mineralization to sedimentation at Mufulura, Northern Rhodesia. - Canad. Inst. Min. Met. Bull., 1962, vol. 71, N 666, p. 459-474.
- Brockley I.G. A reporter platinum find in the Rudall River area. - Geol. Surv. West. Austr. Annu. Rep. 1971, 1972, N 91, p. 59-60.
- Brown A.C. Zoning in the White Pine copper deposits, Ontonagan county, Michigan. - Econ. Geol., 1971, vol. 66, N 4, p. 543-573.
- Caika C.I. Platinum metals. - Canad. Min. J. 1972, vol. 93, N 2, p. 111-113.
- Cassedanne I. Les gites de plomb et de zinc du Bresil et leur repartition lineamentaire. - Bull. Bur. Rech. Geol. Min., 1972, sec. 2, vol. 40, N 5, p. 1-31.
- Gellatly D.C. Problems of provenence of the Impy iron ores west Kimberly region, Western Australia. - Geol. Geoph. Australia, 1972, N 125, p. 191-205.
- Goodwin A.M. Mettallogenic patterns and evolution of Canadien shield. - Geol. Soc. Austr., Spec. Publ., 1971, N 3, p. 157-174.

Gourley A.I. Copper. - Austr. Min. Ind. Rev. 1971, p. 108-123.

Greenholgh D., Leefry P.M. A contribution on the pre-Cambrian chronology of Australia. - Geoch. Cosm. Acta, 1959, vol. 16, N 1-3, p. 34-57.

Lafleur P. Iron-ore. - Cand. Min., 1973, vol. 94, N 2, p. 72-78.

Mahadevan T.M. Some aspects of lithium mineralisation in the Bither mica belt. - Ind. Min., 1968, vol. 22, N 2, p. 80-87.

Narayananswami S., Vendatesh V. The geology and manganese ore deposits of the manganese belt in Madhya Pradesh and adjoining parts of Maharashtra. Part IV. - Geol. Surv. Ind. Bull., 1971, A, N 22, p. 183.

Newmann S.C. Plarium. - Trans. Inst. Min. Met., 1973, A82, A52-A68.

Notebeart C.W., Vink B.W. Ore minerals of the Zambian Copperbelt. - Geol. Mijnb. 1972, vol. 51, N 3, p. 337-345.

Rao G.V. The geology and manganese - ore deposits of the manganese belt in Madhye Pradesh and adjoining parts of Maharastra. Part II. - Geol. Surv. Ind. Bull. 1970, A. N 22, II, p. 100.

Robertson I.A. A review of recently aegiured geological data Blind River - Elliot Lake area. - Geol. Assoc. Canad., 1973, Spes. Pap., N 12, p. 169-198.

Render F. As rochas ultrabasicas da aerrado Rev. - Brazil. Geoc., 1972, vol. 2, N 3, p. 151-159.

Roscoe S.M. Huronian Rocks and Uraniferous Conglomerates in the Canadian Shield. - Geol. Surv. Canad., 1969, Pap. 68-40, p. 205.

Ruzicka V. Geological comparision between East-European and Canadian Uranium Deposits. - Geol. Surv. Canad., 1971, Pap. 70-48, p. 196.

South S.D. Uran in Australia. - Nueb. Mater. Sec. Austr. Atom Energy Com., 1974, p. 3-45.

Uranium (Australia). - Min. Trade Notes, 1973, vol. 70, N 2, p. 10.

Williams R.M. Uranium. - Can. Min. J., 1972, vol. 93, N 2, p. 113-118.

Т.В. Билибина, Н.П. Лаверов, Л.М. Парфенов, В.Т. Свириден-
ко, Ю.М. Соколов, В.М. Терентьев, В.К. Титов

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ШИТОВ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В ТЕКТОНИКЕ КОНТИНЕНТОВ

Изучение металлогенических провинций является одной из основных задач современной науки о закономерностях размещения и прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Выявление главных характеристик металлогенических провинций и их классификация должны привести к установлению региональных и локальных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и к использованию этих данных при планировании поисковых работ. С другой стороны, исследование металлогенических провинций может служить одной из основ при решении вопросов геологической эволюции и корреляции докембрия различных континентов, имеющих важное общетеоретическое значение.

Понятие металлогенической провинции до сих пор еще не разработано и поэтому в трудах различных исследователей имеет различное толкование. За основу их систематики принимаются геологические факторы (время, геотектонический тип развития, тектонические структуры, ассоциация полезных ископаемых, региональные признаки и др.). Термин металлогеническая провинция был введен Делоне в 1892 г. Однако кардинальная разработка вопросов типизации металлогенических провинций и эпох, а также принципов их классификации и изучения происходили главным образом в СССР.

Более глубокое понимание металлогенических провинций и поясов началось с работ С.С. Смирнова и Ю.А. Билибина в связи с применением историко-геологических принципов районирования. Так, С.С. Смирновым был выделен и расчленен Тихоокеанский рудный пояс, представляющий по существу совокупность трех провинций, характеризующихся неодинаковым тектоническим строением и сочетанием различно построенных рудных районов. В развитие этих концепций Ю.А. Билибиным (1948) были рассмотрены особенности уральского и западноевропейского типов минерализации. Далее им были заложены принципы регионального металлогенического анализа. В результате этих исследований выделяются в качестве металлогенических провинций крупные рудоносные площади, сформировавшиеся на месте геосинклиналей, и категории более высокого порядка — металлогенические зоны. Ю.А. Билибин (1955) обращал особое внимание на необходимость развития представлений о металлогенических эпохах, не ограничиваясь их регистрационным смыслом и установлением эмпирических закономерностей в отношении географического распространения тех или иных месторождений.

В дальнейшем представления о металлогенических провинциях и поясах были развиты Е.А. Радкевич (1959), А.И. Семеновым (1963), А.И. Семеновым, Ю.Г. Старицким и Е.Т. Шаталовым (1967), И.Г. Магакьяном (1969), Д.С. Харкевичем (1960), Г.А. Твалччелид-

зе (1966) и др. В основу предлагаемого этими авторами выделения были положены тектонический и геохимический принципы. Так, например, Е.А. Радкевич выделяла провинции платформы, линейных геосинклинальных областей и областей блоко-мульдового строения; А.И. Семенов и Е.Т. Шаталов рассматривали провинции шитов или кристаллического фундамента платформ, послепротерозойских складчатых областей и платформ и т.д. По геохимическим принципам были установлены провинции и пояса сиалического и фемического типов при различных количественных соотношениях этих типов. Применение такой методологии позволило выделить для территории СССР металлогенические пояса нескольких типов (Уральский, Тяньшаньский, Казахстано-Алтае-Саянский, Дальневосточный и др.), различающихся главным образом по сочетанию сиалической и фемической составляющих и по типам минерализации (Западно-Европейский, Дальневосточный и т.д.). В докембрии шитов были выделены два типа провинций – ультраметаморфический фемический (Алданский, Украинский, Балтийский подтипы) и метаморфический сиалически-фемический (Байкальский). Несколько иной подход к классификации металлогенических провинций был применен И.Г. Магакьяном (1974). Он рассматривает провинцию как участок земной коры, характеризующийся общностью геологического строения, развития и минерализации. В определении провинции он вводит категорию возраста и категорию главнейших ассоциаций полезных ископаемых. Внутри провинций выделяет субпровинции, или рудные пояса, – киммерийская Забайкальская провинция с олово-вольфрамовой, золото-молибденовой и полиметаллической субпровинциями, каледонско-герцинская Уральская с медноколчеданной, хромитовой, железорудной скарновой и платиновой субпровинциями и др. В.И. Смирнов также принимал за основной признак категорию возраста, выделяя герцинские, альпийские, а также полициклические провинции, объединяющие несколько орогенических циклов. Сходные представления разработаны Г.А. Твалчрелидзе (1966).

Однако исходные геотектонические положения при классификации металлогенических провинций в этой группе не носят принципиальных отличий. Границы провинций большей частью соответствуют положению складчатых областей. Наряду с рассмотренными принципами классификации металлогенических провинций достаточно широко распространены эмпирические представления о монометальных провинциях.

Не вдаваясь в рассмотрение достоинств и недостатков рассмотренных принципов классификации и определения металлогенических провинций, следует отметить, что достоверность и результативность этих построений во многом определяются детальностью (масштабностью) исследований. Рассмотрение особенностей металлогенического развития земной коры в глобальном масштабе позволяет установить различные черты закономерностей размещения месторождения, которые не выявляются при металлогеническом анализе других масштабов. Так, например, общематериковые, или

планетарные, металлогенические провинции отражают наиболее общие черты металлогении крупных фрагментов земной коры материков, изучение которых тем не менее имеет важное металлогеническое значение для познания металлогении крупных регионов. Соответственно детальная классификация металлогенических провинций призвана давать более дробную характеристику особенностей возникновения и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

Незначительный объем исследований, посвященных металлогеническим провинциям щитов и массивов древних платформ, требует рассмотрения их с позиций обобщенной или обзорной классификации. В соответствии с поставленной задачей металлогеническая провинция может быть определена как совокупность геоблоков континентальной коры различного вещественного состава, характеризующихся определенным типом геологического развития и определенной металлогенической специализацией. В своей основе применяемое нами определение металлогенической провинции близко к формулировке, данной А.И. Семеновым, Ю.Г. Старицким и Е.Т. Шаталовым (1967), а также И.Г. Магакьяном (1974) и Т. Клиффордом (1968). Всеми исследователями признается в качестве главного признака – тип геологического развития, но в процессе эволюции понятия металлогенических провинций больший удельный вес приобретает элемент объемного значения провинции. Данные о глубинном строении щитов позволяют ввести в определение металлогенической провинции понятие о геоблоках и геомегаблоках. Такой подход к определению и классификации металлогенических провинций как к системам или группам геоблоков земной коры требует рассмотрения их полного геологического развития с учетом эволюции в различные металлогенические эпохи. При этом в основу наименования провинции рационально принять простейшие определения по географическим и металлогеническим характеристикам (по ведущим металлам). Классификация по типам строения земной коры, в частности блоков, может быть применена к группам провинций.

В настоящей работе металлогенические провинции щитов и массивов древних платформ (см. таблицу) классифицированы в соответствии с их принадлежностью к лавразийской и гондванской группам платформ. К лавразийской группе, как известно, относятся Сибирская, Восточно-Европейская, Китайская и Северо-Американская платформы и к гондванской – Индостанская, Африканская, Австралийская, Южно-Американская и Антарктическая платформы. На четырех щитах лавразийской группы платформ возможно выделение девяти провинций: Западно-Канадская, или провинция Черчилл, Супериор, Лабрадор-Гренвилльская, Воронежско-Украинская, Фено-Карело-Кольская, Фено-Скандинавская (Северо-Американская и Восточно-Европейская платформы), а также Алданская, Байкало-Енисейская и Китайско-Корейская.

На пяти щитах гондванской группы платформ размещаются одиннадцать провинций: Бразильская и Гвианская (Южно-Американ-

[illegible]

Наименование металла	Легированный	1	Трансваль- ская, по- лиметаль- ная	Крупнейший протопоретный против PR_{1-2} на слабо трансформированном фун- даменте AR . В составе фундамента системы зе- ленокремных протого- синклиналих против AR_2 гранито-тнейсовые и гранитные купола, древ- ние ядра обрамляются складчатых поясами PR_{2-3}	95	AR_1 - региональный метаморфизм гранулитовой и амфибол- итовой фации, ультрамета- морфизм (Na, Ca) метаморфизм амфиболито- вой и зеле- носланцевой фации, ульт- раметамор- физм (K), диаторез, основной и ультраоснов- ной матма- тизм PR_{1-2} - опортенный режим, основ- ной, средний и кислый вулканизм, крупнейшие распелеенные интрузии ос- новного и ультраоснов- ного состава, гранитоиды литы повторная складчатость в обрамлении древних ядер, шелочной матматизм	Cr	U	Fe	Ni, Ti	Осадочно- метамор- фотенный	Осадочно- метамор- фотенный	Матматоген- ный	Палингено- метасома- тический	Лидотермаль- но-метасо- матический	Таганьик- ская, ред- кометаль- ная	Принейско- Либий- Тунис
Положение в стратигра- фии и платформе	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Площадь, тыс. км ²	Характер тектонической подготовки	главные полезные ископа- емые	главные полезные ископа- емые	удельный вес в ми- ровом ба- лансе	сопутст- вующие полезные ископа- емые	Генетические типы осуде- нения	Металлогеническая специализация	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28

[illegible]

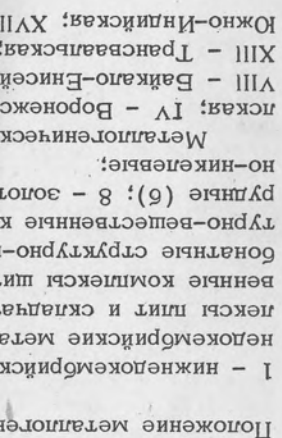
[illegible]

Положение металлогенических провинций в тектонике континентов.



1 - нижнедокембрические метаморфические сланцево-гнейсовые структурно-вещественные комплексы; 2 - средне- и нижнедокембрические метаморфические сланцево-гнейсовые и гнейсово-сланцевые структурно-вещественные комплексы плит и складчатых областей; 3 - средне- и нижнедокембрические гнейсово-сланцевые структурно-вещественные комплексы шистов и плит; 4 - платформенные нескладчатые осадочные терпигенные и терпигенно-карбонатные структурно-вещественные комплексы; 5 - геосинклинальные складчатые афазивно-осадочные структурно-вещественные комплексы. Типы провинций: 6 - полиметалльные; 7 - железорудные (а) и уран-железорудные (б); 8 - золото-полиметаллические и полиметаллически-кобальтовые; 9 - железно-медно-никелевые;

Металлогенические провинции: I - Западно-Канадская (Черчил); II - Суэрийор; III - Лабрадор-Гренин-ская; IV - Воронезско-Украинская; V - Фенно-Карело-Кольская; VI - Фенно-Скандинавская; VII - Алданская; VIII - Байкало-Енисейская; IX - Китайско-Корейская; X - Бразильская; XI - Гвианская; XII - Катангская; XIII - Трансваальская; XIV - Танганьикская; XV - Гвинейско-Либерийская; XVI - Северо-Индийская; XVII - Южно-Индийская; XVIII - Западно-Австралийская; XIX - Южно-Австралийская; XX - Северо-Австралийская.

[illegible]

Южно-Илий- лиметаль- ская, по- тибы в пределах крупно- чешского фундамента AR с отдельными зеленока- менными протосси- ническими поясками AR ₂ . Реликты чехия PR ₃ .	45	AR ₁ - перигиональный метаморфизм границитовой и амфиболито- вой фаций, ультрамето- морфизм (Na,Ca) преимущественно базаль- тоидный вул- канизм, складчатость, региональный метаморфизм амфиболито- вой и зелено- сланцевой фа- зий, ультра- метаморфизм (K), пиафто- рез	PR ₁₋₂ - повторная складчатость, гранитизация, пегматиты PR ₃ - тектоно-мат- матическая активизация вдоль зон разломов	Мусковит Au, Fe	Осадочные тамор- генные Mn Ag, TR Алмазы,
		PR ₂ - протопорен- ный режим, метаморфизм зеленосланце- вой фации PR ₃ - тектоно-мат- матическая активизация в отдельных зонах, пег- матиты		Co 3.0	Cu

1	Алданская, железомелная	Потерянные (PR ₄₋₂) и прогоревшие клинальные трансформированном и глубокометаморфизован-	ном транзитированном фундаменте. Протяжен- ные пораночные ту- бинные разломы. Во- внутренних районах про- винции - системы диа- гональных разломов PR ₁ . Сводовые линейные структуры мезозойской активизации		Байкало-Енисей-ская, по-лиметель-ная	Система PR ₃ мигросин-клинальных прогибов на погруженном и трансформированном AR кри-сталлическом основании по периферии Сибирской платформы	45
2							
3							

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ МЕТАЛЛОТЕХНИЧЕСКИХ ПРОВАНЦИЙ МИРА

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

Фенно-Кае- ло-Коль- ская, же- лзз-мед- но-никеле- вая и фос- форная	Фенно-Кае- ло-Коль- ская, же- лзз-мед- но-никеле- вая и фос- форная	Система протозоогенных (PR ₂) и протозооси- нальных зеленоси- нальных (AR ₂ -PR ₁) на раздробленном и трансформированном фундаменте AR ₁ . Про- тяженные зоны глин- ных разломов преиму- щественно севе-ро-запад- ного направления. Фе- литы пиллформенного чехла, палеозойские же- лззные интрузии этажа активизации	81	AR - региональный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фазий, ультра- метаморфизм (Na, Ca) основной, сред- ний и кислый вулканизм, ме- таморфизм ам- фиболитовой и зеленосланце- вой фазий, ультраметамор- физм (K), диа- фторез протозоогенный PR ₂ -3 фторез режим, кислый вулканизм, гра- ниты рапакиви, анартозиты, повторная складчатость, метаморфизм зеленосланце- вой фазий PR ₃ -PZ - тектоно-матма- литическая акти- визация, ше- лочной матма- тизм	PR ₁ - основной, сред- ний и кислый вулканизм, ме- таморфизм ам- фиболитовой и зеленосланце- вой фазий, ультраметамор- физм (K), диа- фторез протозоогенный PR ₂ -3 фторез режим, кислый вулканизм, гра- ниты рапакиви, анартозиты, повторная складчатость, метаморфизм зеленосланце- вой фазий PR ₃ -PZ - тектоно-матма- литическая акти- визация, ше- лочной матма- тизм	Fe, As, Cu Au 2.1 Ni, Cu Pb, Zn 3.5	Лидротер- мальный Fe, As, Cu Au	Шенлифтер, Кируна- вара, Ботлен и др. Эвбе, Хозантер, Айтик, Оутокумпу
Фенно-Кае- ло-Коль- ская, же- лзз-мед- но-никеле- вая и фос- форная	Фенно-Кае- ло-Коль- ская, же- лзз-мед- но-никеле- вая и фос- форная	Система протозоогенных (PR ₂) и протозооси- нальных зеленоси- нальных (AR ₂ -PR ₁) на раздробленном и трансформированном фундаменте AR ₁ . Про- тяженные зоны глин- ных разломов преиму- щественно севе-ро-запад- ного направления. Фе- литы пиллформенного чехла, палеозойские же- лззные интрузии этажа активизации	78	AR ₁ - региональный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фазий, ультраме- таморфизм (Na, Ca) преимуществен- но аркарийский основной и ультра- расплавной мат- литическая, пегмо- нальный мета- морфизм амфи- болитовой и зе- леносланцевой фазий, лифторез, ультраметамор- физм (K) PR ₂ - протозоогенный режим, метамор- физм зеленослан- цевой фазий, рас- слоенные основ- ные и ультраос- новные интрузии, граниты рапаки- ви, подериты, базальтоидный вулканизм PR ₃ -PZ - активизация, ше- лочной матма- тизм	PR ₁ - основной, сред- ний и кислый вулканизм, ме- таморфизм ам- фиболитовой и зеленосланце- вой фазий, ультраметамор- физм (K), диа- фторез протозоогенный PR ₂ -3 фторез режим, кислый вулканизм, гра- ниты рапакиви, анартозиты, повторная складчатость, метаморфизм зеленосланце- вой фазий PR ₃ -PZ - тектоно-матма- литическая акти- визация, ше- лочной матма- тизм	Fe Ni P, Fe	Флюорит, верми- кулит Cu	Оленегорское, Кос- томукшское, мета- морфичес- кий Матматоген- ный Лидротер- мально- метасома- литический Хибинское, Ковдор- ское

ская платформа), Катангская, Трансваальская, Танганьикская и Гвинейско-Нигерийская (Африканская платформа), Северо-Индийская и Южно-Индийская (Индостанская платформа) и Западно-Австралийская, Северо-Австралийская и Южно-Австралийская (Австралийская платформа).

В основу выделения провинций были положены три главных признака: металлогенический – по ассоциациям главнейших металлических и неметаллических полезных ископаемых, тектонический – по ассоциациям рудоносных тектонических структур, отражающих тип развития соответствующих геоблоков земной коры, и геохимический – по осредненному вещественному составу геоблоков. В ограниченной степени использованы данные по глубинному строению щитов. Систематизация этих самых общих признаков позволяет определить главные черты металлогенических провинций и установить их принадлежность к различным историко-генетическим типам (см. рисунок).

По ассоциациям главнейших металлов и неметаллических полезных ископаемых рассматриваемые провинции принадлежат к пяти группам (см. таблицу):

1. Полиметалльные провинции, в которых сочетаются сидеро-халькофильные и литофильные группы элементов – Черчилл, Супериор, Китайско-Корейская, Южно-Индийская, Трансваальская, Южно-Индийская.

2. Железородные, золото-железородные, уран-железородные – Лабрадорско-Гренвилльская, Гвианская, Гвинейско-Нигерийская, Западно-Австралийская и др.

3. Существенно-халькофильные провинции с преобладанием свинец-цинк-кобальтовой ассоциации, иногда с медью, золотом и ураном – Фено-Скандинавская, Катангская, Северо-Австралийская и др.

4. Железо-медно-никелевые провинции – Фено-Карело-Кольская, Алданская, Северо-Индийская, Южно-Индийская.

5. Пегматитовые редкометалльные и слюдоносные провинции, иногда в сочетании с железородными – Бразильская, Танганьикская.

Таким образом, количество полезных элементов, определяющих металлогеническую характеристику провинций, различно. Наряду с полиметалльными провинциями, в которых сосредоточены месторождения многих полезных ископаемых различных геохимических групп, таких как Супериор, Трансваальская и другие, существуют провинции, представленные ограниченным количеством главных металлов – Воронежско-Украинская (железо), Северо-Индийская (железо, кобальт) и другие. Отчасти такое заключение зависит от степени изученности и закрытости регионов, но типовые характеристики провинций по ведущим металлам, вероятно, могут быть намечены уже теперь.

Статистические данные по ассоциациям полезных ископаемых и их запасам показывают, что на щитах гондванской группы платформ для металлогенических провинций характерны относительно

большие суммарные запасы и большее разнообразие металлов по сравнению с лавразийской группой. Кроме главной ассоциации рудогенных элементов, присущих щитам всех платформ, в гондванской группе известны месторождения марганца, хрома, редких металлов, запасы которых превышают 20% от общего мирового баланса. Наибольшие концентрации золота (54.5%), кобальта (21.3%) и меди (14.5%) сосредоточены в Катангской и Трансваальской провинциях Африканской платформы. Наиболее крупные месторождения редких металлов (бериллия, лития, тантала) также большей частью находятся в южном полушарии (Бразильская, Танганьикская провинции). На щитах лавразийской группы платформ главными металлами являются железо и металлы сидеро-халькофильной группы. Железо сосредоточено главным образом в Воронежско-Украинской провинции Восточно-Европейской платформы (23.5%), а никель (14.5%), свинец и цинк (21.4%) – в провинциях Супериор и Черчилл на Канадском щите. Связана ли эта закономерность со строением земной коры северного и южного полушарий или зависит от состояния изученности, пока неясно, но все же характерные ассоциации полезных ископаемых могут быть использованы при прогнозировании. Так, например, на щитах Восточно-Европейской и Сибирской платформ прогнозируется возможность выявления месторождений кобальта, полиметаллов и редких металлов.

Классификация металлогенических провинций по тектоническим признакам или по ассоциациям рудоносных тектонических структур, отражающих тип развития блоков земной коры, указывает на возможность объединения их в несколько различных групп. Для металлогенических провинций щитов в их числе мы выделяем следующие: 1) сильно трансформированные складчатые сооружения археид; 2) протогеосинклинальные зоны раннего протерозоя или архея-раннего протерозоя; 3) протоорогенные блоковые структуры среднего или раннего-среднего протерозоя (эквивалентное понятие – эпикратонные впадины); 4) протогеосинклинальные зоны позднего протерозоя; 5) блоки активизированной платформы позднего протерозоя; 6) сводово-блоковые области и линейные зоны тектоно-магматической активизации палеозоя-мезозоя. Для каждого из перечисленных типов геоструктур характерна своеобразная металлогеническая специализация, определяющая три основных типа металлогенических провинций. В каждом из них сочетаются следующие типы геоструктур.

1. Складчатые сооружения археид – протогеосинклинальные зоны раннего протерозоя – протоорогенные блоковые структуры среднего протерозоя; ведущий тип структур – протогеосинклинальные зоны протерозоид (Лабрадор-Гренвильская, Воронежско-Украинская, Бразильская, Гвинейско-Нигерийская, Танганьикская, Северо-Индийская провинции).

2. Складчатые сооружения археид – протоорогенные блоковые структуры среднего протерозоя – блоки активизированной платформы позднего протерозоя; ведущий тип структур – протоорогенные блоковые структуры среднего протерозоя (Черчилл, Супериор, Фено-

Скандинавская, Фено-Карело-Кольская, Китайско-Корейская, Гиман-ская, Трансваальская, Южно-Индийская, Западно-Австралийская, Северо-Австралийская провинции).

3. Трансформированные складчатые сооружения архид – ранних протерозой – протоорогенные блоковые структуры среднего протерозоя – протогеосинклинальные зоны позднего протерозоя; ведущий тип структур – протогеосинклинальные зоны позднего протерозоя (Байкало-Енисейская, Катангская, Южно-Австралийская провинции).

Области палеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации проявлены практически на всех шитах обоих полушарий. К числу провинций, в которых в той или иной степени выражена металлогения областей палеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации, относятся Фено-Карело-Кольская, Алданская, Китайско-Корейская, Бразильская, Танганьикская, Южно-Индийская и Северо-Австралийская провинции. Провинции со сходным строением и историей геологического развития должны обладать и сходной металлогенией. Этот вывод открывает большие возможности для регионального металлогенического анализа и прогнозирования. В целом намечается, что различие типов геологических обстановок предопределяет ассоциации главных полезных ископаемых и металлогеническую специализацию провинций.

Имеются указания (Готман, 1953; Татаринев, 1959; Щеглов, 1968; и др.), что состав фундамента областей активизации в значительной степени предопределяет как состав самих магматических формаций, так и общий облик металлогении этих областей. Так, для эндогенных концентраций золота, по-видимому, более благоприятны блоки фундамента, в составе которого существенную роль играют основные вулканы, „зеленокаменные“ толщи и слабометаморфизованные грубообломочные отложения, сравнительно обогащенные этим металлом в сочетании с производными щелочных базальтоидов, андезитовых и гранитоидных магм глубинного происхождения. Наиболее ярким примером в этом отношении является давно известная связь полиметаллических месторождений областей активизации с полями развития карбонатных пород. Несомненно, что изучение специфики металлогении этих областей должно опираться не только на геологические материалы и характеристики периода активизации, но и на данные по всей предшествующей истории развития региона.

Для провинций с ведущей раннепротерозойской и частью позднепротерозойской эпохами характерны два металлогенически специализированных типа провинций: железорудный, включая уран-золото-железорудный, и редкометальный; ограниченное распространение имеет металлогения железо-медно-никелевых провинций.

Для провинций с ведущей среднепротерозойской эпохой рудообразования характерны существенно халькофильные металлогенические типы, наряду с которыми сосуществуют и железорудные, и редко железо-медно-никелевые редкометально-слудноносные провинции.

Провинции с ведущей позднепротерозойской металлогенической эпохой относятся к существенно халькофильному металлогеническому типу.

В промежуточной группе провинций с ведущими ранне- и среднепротерозойской эпохами проявлен полиметалльный и железо-медно-никелевый металлогенические типы. Не исключено, что последний тип может быть переведен в категорию полиметалльных при дальнейшем изучении регионов.

На щитах, прошедших стадию палеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации, металлогения приобретает новые черты как по ассоциациям полезных ископаемых, так и по типам месторождений. В этих областях появляются уникальные месторождения апатита, редких и редкоземельных металлов, флюорита, золота, сурьмы, олова, вольфрама.

Причины возникновения специфики металлогении различных блоков земной коры в значительной степени обусловлены главнейшими ассоциациями геологических формаций. Так, например, в первом типе провинций железорудные месторождения связаны в общем с различными ассоциациями осадочных и осадочно-вулканогенных джеспитовых формаций и с процессами метаморфизма (Кривой Рог, КМА, железорудный четырехугольник Бразилии и др.), а колчеданные и золоторудные месторождения – с вулканогенными кератофир-спилитовыми, диабаз-порфировыми, андезитовыми и другими формациями.

Во втором типе провинций большинство месторождений сидеро-халькофильных металлов связано с базит-гипербазитовым и базитовым магматизмом (Бушвельд, Седбери), а стратиформные месторождения золота, меди, свинца – с полифациальными молассоидными осадочными формациями среднего и позднего протерозоя, с одной стороны, и с гидротермальным метасоматозом, следующим после проявления гранитоидного магматизма, с другой (Эллиот-Лейк, Витватерсранд).

В провинциях третьего типа с ведущей ролью позднепротерозойских геосинклинальных систем рудоносными являются осадочные формации типа чёрносланцевых и процессы метаморфизма фации зеленых сланцев. Размещение и ассоциации месторождений полезных ископаемых в пределах металлогенических провинций во многом определяются строением вмещающих их блоков.

При двухслойном в целом разрезе земной коры щитов и массивов древних платформ наблюдается существенное различие в строении отдельных блоков, определяемое прежде всего по соотношению между мощностью гранитного и базальтового слоев и характеру перехода между ними и верхней мантией. В ранге мегаблоков, сопоставимых по размеру с металлогеническими провинциями, могут быть выделены два типа блоков. В составе первых сравнительно сохращен гранитный слой и увеличен базальтовый при неконтрастной в целом зоне перехода между ними. Эти блоки характеризуются высоким уровнем гравитационного поля и значениями плотности верхней части гранитного слоя. Они относятся к областям архейской

или архей-раннепротерозойской стабилизации с относительно слабо-дифференцированным веществом гранитной оболочки. Геохимическая и металлогеническая специализация блоков выражена преимущественно на группу сидерофильных (Fe, Ni, Gr) и халькофильных элементов (Ni, Co, Cu).

Блоки второго типа с относительно низким уровнем гравитационного поля и значениями плотности кристаллических пород стабилизированы в раннем и среднем протерозое. Они часто имеют сравнительно повышенную мощность гранитного слоя и степень его расслоенности, т.е. относительно большую дифференцированность при избирательной геохимической специализации на литофильные и в первую очередь на редкие и редкоземельные элементы.

Встречаются блоки и с корой, переходной к трехслойному типу. Чаще всего они связаны с наложением на блоки ранней стабилизации протоорогенного режима и режима тектоно-магматической активизации с присущей им металлогенией (Печенга, Алдан и др.).

Рудообразование в пределах различных блоков протекает в общем по единой схеме, но с различной степенью интенсивности ведущих геологических и рудогенерирующих процессов. В провинциях железорудного и золото-уран-железорудного типа архей-раннего протерозоя ведущим процессом является седиментогенез, иногда связанный с вулканизмом и следующий после относительной консолидации земной коры, континентального перерыва и образования коры выветривания, а также региональный метаморфизм эпидит-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, особенно на их регрессивном этапе. В провинциях редкометалльно-слюдonoсного типа раннего-среднего протерозоя, нередко сопряженных с железорудными, ведущую роль играют процессы регионального метаморфизма фации альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов. Для металлогенических провинций халькофильного и сидеро-халькофильного профиля среднепротерозойской или ранне-среднепротерозойской эпохи ведущим типом рудоподготавливающих процессов является полифациальный седиментогенез в межблоковых протоорогенных прогибах, региональный метаморфизм зеленосланцевой фации, а также дифференцированный базитовый и базит-гипербазитовый магматизм с уровнем зарождения магм различной глубинности.

В провинциях сложного типа, где существенное значение имеют разнохарактерные типы геоструктур, естественно, сочетаются разнородные процессы, приводящие к смешанным металлогеническим ассоциациям. Это прежде всего относится к провинциям полиметалльного профиля (Черчилл, Супериор, Южно-Австралийская, Трансваальская).

Дифференцированное по латерали строение и развитие земной коры отражает металлогеническую специализацию и зональность отдельных частей провинций.

Разобщенное положение щитов в пределах древних платформ весьма усложняет задачу установления и обоснования металлогенических поясов трансрегионального (межматерикового) плана (в противоположность единым складчатым поясам и платформам фанерозоя).

По признакам провинциального сходства намечается некоторая близость Гвианской, Гвинейско-Нигерийской провинций, которые могут быть объединены в металлогенический пояс субширотного – северо-западного простирания; одной из ветвей этого пояса, вероятно, является Танганьикская провинция. Подобное сходство металлогенической специализации отмечается и для Южно-Индийской и Северо-Австралийской провинций, которые также образуют пояс северо-западного простирания.

Для остальных провинций можно фиксировать только признаки сходства в еще более общих чертах, наметить их пространственные связи. Так, провинция Супериор по ряду металлогенических признаков сопоставима с обеими провинциями Балтийского щита и могла входить вместе с этим щитом в единый пояс, разделенный впоследствии позднепротерозойско-фанерозойской складчатой системой.

Вероятно, можно считать сходными по типу строения и металлогении провинции, развитие которых завершилось в позднем протерозое в условиях геосинклинального или протоорогенного режима. Решение вопросов этой категории требует сопоставления глубинного строения земной коры древних платформ и обобщающих палеореконструкций.

Сопоставления такого рода позволяют прогнозировать для щитов Советского Союза новые типы месторождений полезных ископаемых, в частности кобальта, меди, свинца как стратиформного, так и эндогенного типов, а также сурьмы, редких металлов и алмазов. Для восточной части Балтийского щита реальна возможность выявления месторождений кобальта и меди в черных сланцах и метаморфизованных вулканогенных породах протоорогенных и протогеосинклинальных зон. Байкало-Енисейская провинция и крайние части Алданского щита и прилегающие к ним выступы докембрия в Монголо-Охотской складчато-блоковой области представляют значительный интерес для обнаружения месторождений кобальта и полиметаллов стратиформного типа, а также новых месторождений меди и редких металлов. Весьма вероятно, что на всех щитах, в частности на Украинском, будут обнаружены месторождения редких металлов, и эти провинции перейдут из категории монометаллических в категорию полиметаллических.

Что касается прогнозирования месторождения алмазов, то их прежде всего следует искать в зонах глубокой проницаемости и глубинного основного магматизма в краевых частях щитов в области морфотектонического контакта с платформами.

Серьезной проверки на всех щитах заслуживают зоны полиметаморфизованных вулканогенных пород, или так называемые зеленокаменные пояса, являющиеся, как известно, вмещающими многих халькофильных металлов обычно в ассоциации с щелочными элементами. Как правило, в качестве перспективных на многие полезные ископаемые определяются межблоковые зоны проявления разнородных складчато-разрывных и разрывных дислокаций в сочетании с вулканогенными толщами и наложением метаморфизма низких давлений и метасоматоза.

Вопросы применимости к докембрию современных положений о глобальной тектонике континентов пока могут быть намечены только в самых общих чертах. Те представления, которые создаются из опыта изучения выступов докембрия на щитах древних платформ, позволяют считать, что уже на ранних этапах развития докембрия земная кора приобрела в отдельных сегментах различного времени стабилизации значительную мощность и строение. Намечается только появление отдельных и, вероятно, сравнительно узких зон растяжения, возникших при раздвижении некоторых блоков. Положение таких зон растяжения отвечает современным границам (Криворожско-Кременчугская, Беломорская зоны и др.) платформ и главным линейментными поясам в земной коре, имеющим древнее заложение.

Сопоставление данных о типах структурно-формационных комплексов и о тектоническом строении щитов позволяет предполагать, что протокура, формировавшаяся асинхронно в течение 2500 млн. лет, имела первоначально неоднородное строение и наращивание участков континентальной коры происходило далеко не одновременно на базальтовом слое.

В соответствии с этим докембрийская земная кора состоит, вероятно, из крупных сегментов, сложенных блоками, которые имеют в схеме однотипное строение, но различаются по ряду частных признаков и прежде всего по характеру соотношения различных слоев земной коры. Движения блоков, начавшиеся, вероятно, в конце архея и оформившиеся в позднем протерозое, предопределили современный план внутреннего строения континентов.

Каждый блок или группа блоков развивались автономно, что определило их металлогеническую специфику и провинциальные особенности. О направлении движения блоков имеется мало количественных данных, но все же можно предполагать преимущественно вертикальный характер перемещений в архее и раннем протерозое. Это подтверждается данными о крутопадающих поверхностях раздела блоков, представленных обычно разломами и узкими трогообразными прогибами. Крутопадающие разломы фиксированы на внутриматериковых щитах — на Украинском, во внутренних частях Канадского щита и др. Наряду с этим установлены наклонные поверхности раздела блоков на примере окраинноматериковых щитов, в частности на Балтийском. Причины их возникновения не изучены, но существует предположение о наплывании плит в области сопряжения континентальной и океанической коры. Решение этого вопроса усложняется отсутствием данных о времени оформления таких разломов; не исключено, что оно соответствует палеозою, а в ряде регионов и позже.

Металлогеническое значение плейттектоники далеко не ясно, но в настоящее время нельзя полностью отрицать влияние этих процессов на изменение состава земной коры и на рудообразование. Не исключено, что с подобными глобальными явлениями как-то связаны процессы тектоно-магматической активизации. Во всяком случае решение широкого круга вопросов, включая и глобальную текто-

нику, должно в какой-то мере способствовать изучению металлогенических провинций и выяснению причин их специализации на те или иные полезные ископаемые.

Естественно, что предлагаемая классификация металлогенических провинций, их характеристика, приведенная для различных материков и некоторые выводы, следующие из такого анализа, представляют собой первый опыт (см. таблицу). Несомненно, что в этом направлении потребуются большая и длительная работа для уточнения и совершенствования предполагаемых положений.

Как видно из изложенного, основным элементом этого построения является понятие о металлогенической провинции; согласно предложенному определению, провинция должна отразить весь металлогенический аспект крупной рудоносной блоковой структуры, определившийся ее длительным развитием от начала мобильных процессов до наложения последующей активизации. Различаются между собой такие металлогенические провинции по совокупности историко-геологических и соответствующих им металлогенических признаков.

Литература

Б и л и б и н Ю.А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 4, с. 51–66.

Б и л и б и н Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., 1955, 86 с.

Г о т м а н Я.Д. О роли вмещающих пород при образовании магматогенных месторождений. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 2.

К л и ф ф о р д Т.Н. Тектоно-металлогенические пояса и металлогенические провинции Африки. М. НИЛЗарубежгеология, 1968, 35 с.

М а г а к ъ я н И.Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., 1969, 224 с.

М а г а к ъ я н И.Г. Металлогения (главные рудные пояса). М., 1974, 304 с.

П е т р о л о г и я щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., 1967. Авт.: Т.В. Билибина, А.Д. Дашкова, В.И. Донаков и др.

Р а д к е в и ч Е.А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II, М., 1959, с. 25–59.

С е м е н о в А.И. О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР. – Геол. рудн. месторожд., 1963, т. 5, № 4, с. 3–23.

С е м е н о в А.И., С т а р и ц к и й Ю.Г., Ш а т а л о в Е.Т. Основные вопросы металлогении в связи с изданием металлогенической карты СССР. – Тр. ВСЕГЕИ, 1967, с. 143, с. 94–113.

Т а т а р и н о в П.М. К вопросу о роли вмещающих пород в процессе образования эндогенных месторождений полезных ископаемых – Геол. рудн. месторожд., 1959, № 2, с. 6–16.

Т в а л ч р е л и д з е Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., 1966, 176 с.

Х а р к е в и ч Д.С. Обзор представлений о металлогенической классификации складчатых областей и платформ. – Узбек. геол. журн., 1960, № 4, с. 48–57.

Щ е г л о в А.Д. Металлогения областей автономной активизации. М., 1968, 180 с.

М.Е. Салье

РОЛЬ РЕГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЛЮД ДОКЕМБРИЯ

Метаморфический фактор контроля в размещении месторождений полезных ископаемых в глубокометаморфизованных комплексах до недавнего времени относился к числу наименее изученных, а его металлогеническое значение некоторыми исследователями не принималось во внимание. Это в значительной мере определялось недостаточностью наших знаний о геологии и петрологии самого процесса регионального метаморфизма, что затрудняло разработку методики металлогенического анализа с позиций метаморфического фактора. Огромный объем специальных исследований в области регионального метаморфизма, проведенных за последние два десятилетия, необычно повысил и актуальность исследований в области метаморфогенного рудообразования, чему особенно способствовало создание карт метаморфических поясов докембрия СССР и мира (В.С. Соболев, Н.Л. Добрецов и др., ИГиГ СО АН СССР; К.О. Кратц, В.А. Глебовицкий и др., ИГД АН СССР), а также крупномасштабных карт отдельных регионов.

Первое представление о связи полезных ископаемых с определенными фациями (ступенями) регионального метаморфизма и роли регрессивного этапа принадлежит Д.С. Коржинскому (1937а, 1937б), который подчеркивал, что „решающим для появления того или другого типа пегматитов является лишь характер пространственной дифференциации постмагматического процесса на отдельные его стадии, причем каждая фация глубинности имеет особый характер такой дифференциации” (Коржинский, 1937б, с. 477). Дальнейшие исследования показали, что такая связь характерна не только для месторождений мусковита, но и для целого ряда других полезных ископаемых. Кроме того, к настоящему времени достаточно очевидно, что эта связь носит парагенетический характер и ортометаморфические месторождения полезных ископаемых являются закономер-

ным членом общей эволюции процессов регионального метаморфизма данной подвижной области.

Однако следует отметить, что при изучении роли регионально-го метаморфизма в образовании месторождений основное внимание обращалось на прогрессивный этап процесса, в результате чего были твердо установлены эмпирические пространственные закономерности приуроченности ряда полезных ископаемых к породам определенных фаций и серий регионального метаморфизма. Важным итогом этих исследований явилась разработка эффективных критериев для выделения районов развития некоторых формаций полезных ископаемых. Вместе с тем оставались неясными поисковые признаки нахождения отдельных месторождений и групп месторождений в пределах провинций, а также теоретическое объяснение выявленных эмпирических закономерностей. Представляется, что эти две группы вопросов тесно взаимосвязаны, так как они требуют решения одной и той же проблемы, а именно: проблемы места и времени образования полезных ископаемых в общей последовательности структурных и метаморфических событий. Это сразу сужает круг поисков внутри провинций, устанавливая связь месторождений с определенными структурами, тогда как выяснение режима метаморфизма во время образования полезных ископаемых и условий их формирования приводит к теоретическому объяснению уже известных пространственных закономерностей.

Исключительно важное значение для дальнейших построений в области метаморфогенного рудообразования в этой связи имеет введение и обоснование понятий о деформационном цикле (Миллер, 1973; Дук и др., 1975) и цикле метаморфизма (Глебовицкий, 1969, 1973). В процессе комплексных структурно-метаморфических исследований, на которых базируются и наши выводы по локализации месторождений Алданской флогопитовой провинции (Дук и др., 1975) и отчасти месторождений мусковита Беломорской провинции (Володичев, 1975; Дук, 1976), достигается корреляция тектонических, метаморфических и магматических событий в цикле. Именно при проведении такого рода работ становится возможной увязка традиционных классических металлогенических факторов, которые были разработаны в трудах Ю.А. Билибина, С.С. Смирнова, П.М. Татарина, В.И. Смирнова, И.Г. Магакьяна, А.И. Тугаринова и др., и метаморфического фактора. Тектонический, метаморфический и магматический факторы металлогенического анализа при изучении цикличности развития подвижной области находят отражение в единой схеме, на основании которой определяются место и время проявления процессов рудообразования.

Не менее важно и то обстоятельство, что введение понятий метаморфического и деформационного циклов существенно конкретизировало и понятие регрессивного метаморфизма как заключительного этапа цикла. Этот этап имеет место после консолидации автохтонных гранитоидов, характеризуется формированием нисходящего ряда структурных форм, завершающегося возникновением открытых

складчатых структур с субгоризонтальной ориентировкой осевых поверхностей и крутопадающих зон вторичного расслаивания, и протекает при снижении P - T параметров регионального метаморфизма и определенной направленности изменения рН постмигматитовых растворов. Некоторые важные закономерности проявления регрессивного метаморфизма, установленные в настоящее время, необходимо отметить.

1. Направленность процессов регрессивного метаморфизма обнаруживает удивительное сходство с постмагматическими явлениями, связанными с интрузивными телами более верхних уровней земной коры (Коржинский, 1955), на что обращалось внимание С.П. Кориковским (1967). Процессы регрессивного метаморфизма этих двух типов всегда включают три стадии: раннещелочную, кислотного выщелачивания и позднещелочную.

2. С точки зрения металлогенического анализа представляется существенным и характер пространственной дифференциации регрессивного метаморфизма, а именно: небольшой объем пород, который захватывается подобными преобразованиями. Исследования Н.И. Московченко (Пинаева, 1970; Московченко, 1971; Московченко, Турченко, 1975) процессов стадии кислотного выщелачивания в тикшеозерской серии Северной Карелии, данные В.В. Зарубина (1969, 1975) по месторождению Тэдино, А.П. Кочнева (1975), Е.В. Тарасова и др. (1975) по Мамской мусковитовой провинции, наши данные по характеру регрессивных преобразований гранулитов Алдана в связи с их флогопитоносностью (Салье и др., 1966; 1972; Дук и др., 1975) убеждают в том, что регрессивный метаморфизм проявлен в достаточно узких зонах. Такой характер локализации процесса регрессивного этапа метаморфизма должен определить и характер локализации связанных с ними месторождений в том случае, если зоны регрессивного метаморфизма являются рудоконтролирующими и (или) рудовмещающими. Следовательно, выделение этих зон и их геологическая документация приобретают уже значение для прогнозирования и постановки поисково-разведочных работ. Кроме того, еще раз подчеркнем, что, поскольку образованию этих зон соответствует определенный этап деформации, такого рода исследования коррелируют метаморфический и структурный факторы контроля.

3. Важной особенностью процессов регрессивного этапа является близость по режиму давления возникающих здесь парагенезисов минералов ассоциациям прогрессивного этапа метаморфизма, что устанавливается на примерах исследования стадии кислотного выщелачивания (Кориковский, 1967; Московченко, 1971; Московченко, Турченко, 1975) и, вероятно, раннещелочной стадии (Салье и др., 1972; Байкова, 1975). Таким образом, по-видимому, в зонах регрессивного метаморфизма не происходит значительного снижения давления (Глебовицкий, 1973). Не исключено, что это может быть связано с узколокальным развитием зон, т.е. с уменьшением объемов пород, затрагиваемых поздними преобразованиями. Этот факт

заслуживает внимания, так как объясняет наличие металлогенической специализации метаморфических поясов разных серий по давлению не только на прогрессивной стадии, но и на регрессивной, что убедительно подтверждают закономерности размещения пегматитов мусковитовой и редкометальной формаций.

Однако состав минералов, возникающих на регрессивном этапе, существенно отличается от состава соответствующих минералов прогрессивного этапа (Байкова, 1975). И в этом сказывается изменение T и pH среды при образовании зон регрессивного метаморфизма, т.е. развитие в них уже не метаморфического, а метасоматического минералообразования. То обстоятельство, что по своему составу породообразующие минералы этих зон приближаются к составу минералов самих месторождений, доказывает рудоконтролирующее значение регрессивного метаморфизма. Самым же важным следствием из этого положения является то, что определенный состав растворов, возникающий как результат всей предшествующей истории развития процессов регионального метаморфизма, имеет решающее значение при создании металлогенической специализации данной подвижной области. При этом особенно контрастно это проявляется в средах, химическая обстановка которых благоприятствует осаждению компонентов раствора, т.е. только в определенных литологических горизонтах. Обязательное „удачное“ сочетание метаморфического и литологического факторов контроля приводит к возникновению месторождений.

Изложенные соображения о характере регрессивных преобразований регионального метаморфизма позволяют сформулировать те методы и ту последовательность исследований, которые являются, с нашей точки зрения, необходимыми и, по-видимому, достаточными для установления во всяком случае парагенетического родства с ними процессов рудообразования.

Необходимыми являются методы структурно-метаморфического анализа, которые доказывают (или отвергают):

- 1) структурный контроль месторождений зонами вторичного рассланцевания;
- 2) принадлежность рудоконтролирующих структур, т.е. зон, к заключительным этапам деформаций соответствующего тектоно-метаморфического цикла и регрессивную направленность минералообразования в этих структурах.

Только при наличии такого рода исследований становится возможным утверждение о пространственной корреляции процессов именно регрессивного этапа метаморфизма и рудообразования, и в этом смысле они являются необходимыми. В противном случае всегда остается альтернатива связи рудообразования с наложенным (диафторическим) метаморфизмом, развивающимся в связи с прогрессивным метаморфизмом более молодого комплекса пород, т.е. принадлежащего к иному метаморфическому циклу.

Достаточными, с нашей точки зрения, методами для доказательства не случайности, а закономерности установленного струк-

турными исследованиями пространственного контроля месторождений зонами регрессивного метаморфизма являются:

1) исследования минералогии и геохимии в ряду пород: прогрессивного метаморфизма → регрессивного метаморфизма → месторождений. Закономерности изменения состава минералов, концентраций редких элементов, установление групп редких элементов, характерных только для рудоконтролирующих зон и месторождений позволяют судить о парагенетичности процессов и дают сведения для генетических построений;

2) выяснение стадийности формирования месторождений, которое достигается наблюдениями над взаимоотношениями текстурно-парагенетических комплексов рудных тел (внутреннее строение) и изучением их минералогических и геохимических особенностей. Характер закономерностей, выявленных при такого рода исследованиях, определяет направленность формирования пород самих месторождений и место и время образования в них полезного компонента.

Конкретные примеры подобных исследований, выполненных для месторождений слюды и редких металлов (Салье и др., 1966; 1972; Дук и др., 1975; Салье, 1973, 1975; Салье, Глебовицкий, 1976), для сульфидных формаций (Московченко, Турченко, 1975), как будто бы подтверждают перспективность такого подхода к металлогеническому анализу месторождений метаморфогенного типа. В настоящей работе делается попытка обобщить исследования автора и его коллег по месторождениям флогопита и мусковита именно в плане предложенного последовательного анализа результатов структурно-метаморфических исследований. Геохимические и минералогические доказательства связи слюдяных месторождений с процессами минералообразования регрессивного этапа метаморфизма, а также вопросы стадийности формирования этих месторождений рассматриваются в специальных работах автора (Дук и др., 1975; Салье, Глебовицкий, 1976; Салье, Соколов, 1977). Поскольку большинство материалов опубликовано, в статье дается лишь краткое резюме основных положений с более широким освещением новых данных (как литературных, так и собственных).

В результате комплексных структурно-метаморфических исследований гранулитов центральной части Алданского щита (Дук и др., 1975) выявлена связь флогопитоносных магнезиальных скарнов с активизацией Зон вторичного рассланцевания во время второго тектоно-метаморфического цикла, что соответствует средней – заключительной стадии его развития. Возрастное положение, соответствующее ранней стадии флогопитообразования в магнезиальных скарнах, занимают ранние верхнеэгертинские гранитоиды второго тектоно-метаморфического цикла. Становление этих гранитоидов, перекристаллизация и минералообразование в одновозрастных с ними зонах вторичного рассланцевания (роговая обманка, диопсид) и образование диопсид-роговообманковых и диопсид-полевошпатовых пород, аналогичных околоскарновым породам месторождений, отвечали условиям, пограничным между роговообманково-гранулитовой

субфацией гранулитовой фации и амфиболитовой фацией (Байкова, 1975). Началу второго тектоно-метаморфического цикла отвечали условия гранулитовой фации низких давлений, чем и объясняется широко известная эмпирическая закономерность приуроченности месторождений флогопита к гранулитовым комплексам. Отсутствие за пределами Нимырского блока промышленных месторождений флогопита вызвано прежде всего тем, что там прогрессивный метаморфизм толщ как в первом, так и во втором циклах осуществлялся в условиях гранулитовой фации повышенных и умеренных давлений (Маракушев, 1965; Кицул, 1971), в связи с чем и регрессивный этап имел иные P - T и pH параметры.

Еще раз отметим, что представление Д.А. Михайлова (1973, 1975) о формировании магнезиальных скарнов в связи с развитием регионального диафтореза амфиболитовой фации не находит подтверждения. В схеме Д.А. Михайлова новому геотектоническому циклу, с которым связан региональный диафторез, соответствует формирование толщ „унгринского клина“. Не останавливаясь на том, что наблюдаемые в гранулитах явления наложенного метаморфизма амфиболитовой фации ни по морфологии, ни по масштабам своего проявления не соответствуют явлениям регионального диафтореза (типа Становой, Кольско-Норвежской зон), подчеркнем, что сами толщи „унгринского клина“ в формационном (Травин, 1975) и метаморфическом¹ отношениях образуют единый ряд с метаморфизованными в условиях гранулитовой фации породами федоровской свиты. Других же данных, кроме метаморфического обоснования для выделения толщ „унгринского клина“ в самостоятельное стратиграфическое подразделение, не было и нет. Следовательно, формирование пород „унгринского клина“ не может соответствовать новому геотектоническому циклу, и постановка вопроса о диафторезе этого возраста теряет смысл.

Флогопитоносные магнезиальные скарны и рудопоявления расположены в местах пересечения продуктивных горизонтов зонами вторичного рассланцевания. В том случае, если зоны вторичного рассланцевания пересекают продуктивные горизонты под прямым или косым углом, рудопоявления или группы месторождений (Салье и др., 1966, рис. 1; Дук и др., 1975, рис. 2) образуют секущие зоны по отношению к осевым поверхностям главных и сопровождающих дополнительных складок второго этапа деформаций первого тектоно-метаморфического цикла. Примерами такой локализации являются Куранахская и Нижне-Тимптонская группы месторождений (Салье и др., 1966; Дук и др., 1975). При субпараллельном расположении складчатых структур второго этапа деформаций и зон вторичного рассланцевания группы месторождений образуют зоны, параллельные осевым поверхностям вторых складок, и также приурочены к местам пересечения зон с продуктивными горизонтами. Таким примером является Эмельджакско-Эльконская группа мес-

¹ По данным В.И. Кицула (Дук, Кицул, 1975).

торожений, ориентированная параллельно осевым поверхностям Эмельджакской антиформы (Михайлов, Дук, 1964).

Метасоматические тела диопсидовых пород (магнезиальных скарнов) приурочены либо к контактам карбонатных пород с алюмосиликатными (месторождения Угольное, Предвиденное, Колтыкон-1, Структурное и другие Куранахской группы), либо к осевым поверхностям обычно довольно сжатых складок продуктивных горизонтов второго этапа первого цикла, на что указывалось и Б.М. Роненсоном (Роненсон, Ройзенман, 1970). Учитывая текущее положение групп месторождений относительно осевых поверхностей этих складок и их приуроченность к участкам пересечения продуктивных горизонтов и зон расслаивания, очевидно, что роль складчатых структур первого цикла фактически сводится к структурной подготовке рудного поля, т.е. к созданию в нем в процессе предшествующих складчатых деформаций анизотропии строения.

На всех изученных нами месторождениях жилы с промышленным флогопитом занимают, как правило, текущее положение по отношению к диопсидовым телам, вмещающим их породам и осевым поверхностям складок второго этапа. На отдельных участках Куранахской группы месторождений (Предвиденное, Угольное, Колтыкон-1) ориентировка жил флогопита близка к простиранию зон вторичного расслаивания (четвертый-пятый этапы деформации второго цикла). На Леглиерском месторождении наблюдается совпадение простиранья отдельных жил флогопита с ориентировкой зон вторичного расслаивания, а также приуроченность серий жил к этим зонам. На Эмельджакском месторождении основная масса жил имеет выдержанное северо-восточное простиранье, текущее по отношению к положению главных тел диопсидовых пород (рисунок, см. вкл.). Ориентировка жил промышленного флогопита строго совпадает с простираньем осевых поверхностей складок шестого этапа деформаций второго тектоно-метаморфического цикла. Таким образом, оказывается, что формирование магнезиальных скарнов растянуто во времени, отвечает по крайней мере пятому и шестому этапам деформаций второго цикла. Следующим за формированием промышленного флогопита этапам деформаций соответствуют уже условия амфиболитовой фации (Байкова, 1975). Итак, регрессивная направленность процессов метаморфизма во время формирования магнезиальных скарнов и возникновения в них промышленного флогопита устанавливается специальными исследованиями. Она соответствует снижению P - T параметров от условий гранулитовой фации низких давлений до промежуточных между роговообманково-гранулитовой субфацией гранулитовой фации и амфиболитовой фацией (ранние этапы возникновения скарнов) и до еще более низких P - T параметров, приближенных уже непосредственно к условиям амфиболитовой фации (промышленное флогопитообразование).

Вторым примером, иллюстрирующим связь промышленного слюдообразования с регрессивным этапом метаморфизма, являются мусковитовые пегматиты. Наиболее убедительные данные получены сей-

час по Беломорской провинции, где на основании структурных, метаморфических и геохронологических исследований последних лет выявлена длительная и сложная история формирования пород беломорского комплекса (Шуркин и др., 1962; Дук, 1967, 1976; Глебовицкий и др., 1971; Стенарь, 1972; Геохронологические рубежи..., 1972; Глебовицкий, 1973, 1976; Лобач-Жученко и др., 1974; Володичев, 1975) и сделана попытка определить в ней время, место и причины формирования мусковитовых пегматитов (Зарубин, 1969, 1975; Салье, 1973, 1975, 1976; Володичев, Щипшов, 1975; Чуйкина, 1975). Напомним, что, по данным проведенных исследований, становлению беломорского комплекса отвечает по крайней мере три деформационных цикла, первому из которых соответствует прогрессивный ареальный гранулитовый метаморфизм, а двум последним — наложенный (диафторический) метаморфизм амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии.

Второй цикл деформаций беломорской серии принадлежит, по-видимому, к древнейшей карельской эпохе тектогенеза и сопоставим с раннеребольским этапом деформации (Дук, 1976). Это подтверждается как направленностью и последовательностью образования структур этого возраста в беломорской серии и толщах лопия, так и изотопными датировками метаморфических и магматических образований второго цикла (2800–2700 млн. лет; Бибилова, Тугаринов, 1972; Геохронологические рубежи..., 1972; Gorokhov e. a., 1973). К деформациям раннего периода этого цикла относится вертикальное раздавливание пород беломорской серии, позднего — формирование главных субмеридиональных складчатых структур — Ениско-Лоухский синклиний и др. (Дук, 1976). Условия наложенного диафторического зонального метаморфизма цикла в Чупино-Лоухском районе соответствовали *Dist-Gr-Bt-Ort* субфации фации альмандиновых амфиболитов (Глебовицкий, 1976).² В конце цикла происходило снижение *P-T* параметров наложенного метаморфизма (регрессивный этап) до субфации *Dist-Mi* гнейсов, по классификации О.И. Володичева (Чупино-Лоухский район; Володичев, 1975), и, по-видимому, *Dist-Gr-Bt-Mu* субфации (Ениский район; Дук, 1976). Подчеркнем, что именно в это время возникла геотектоническая и термодинамическая обособленность Беломорского блока. Деформации осуществлялись здесь при максимальном для Карело-Кольского региона режиме давления (до 10 кбар; Глебовицкий, 1976).

Структуры третьего тектонического цикла в основном соответствуют селецкой эпохе тектогенеза, хотя наиболее ранние складки относятся к позднееребольскому этапу деформаций (Дук, 1976). Для нас особенно важен поздний этап деформаций селецкой фазы (т.е. заключительный период третьего цикла), так как в это время происходит образование структур, контролирующее размещение муско-

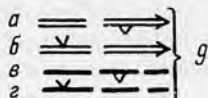
² По классификации О.И. Володичева, это субфация *Dist-Ort* гнейсов (Володичев, 1975).



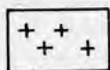
1



5



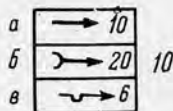
9



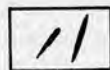
2



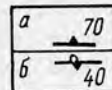
6



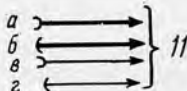
10



3



7



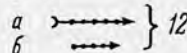
11



4



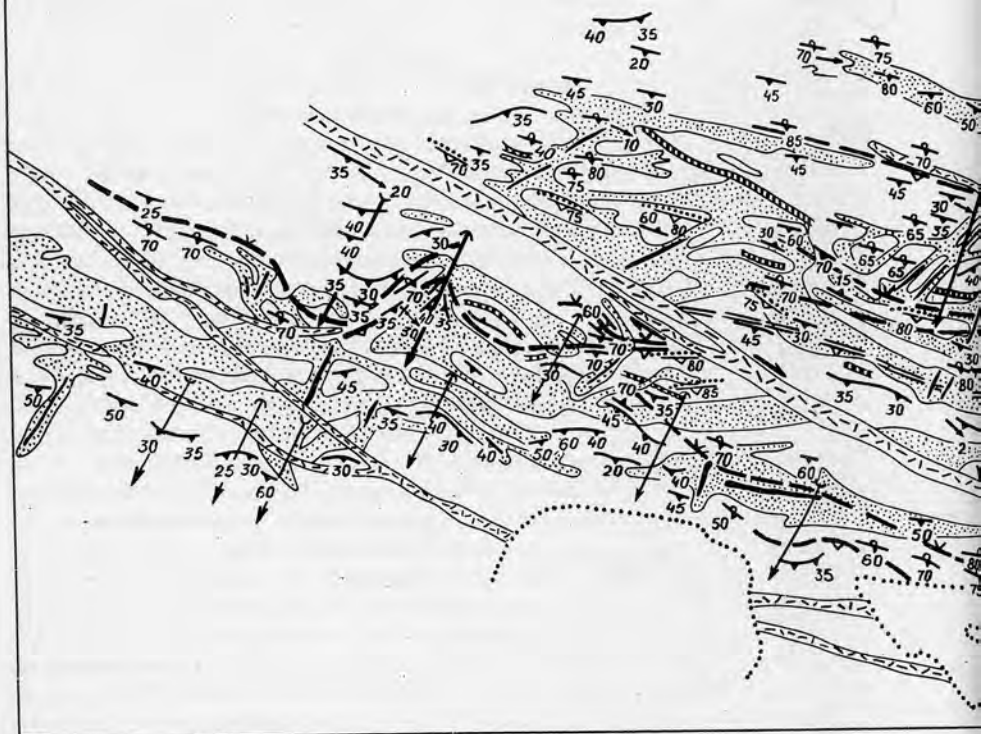
8

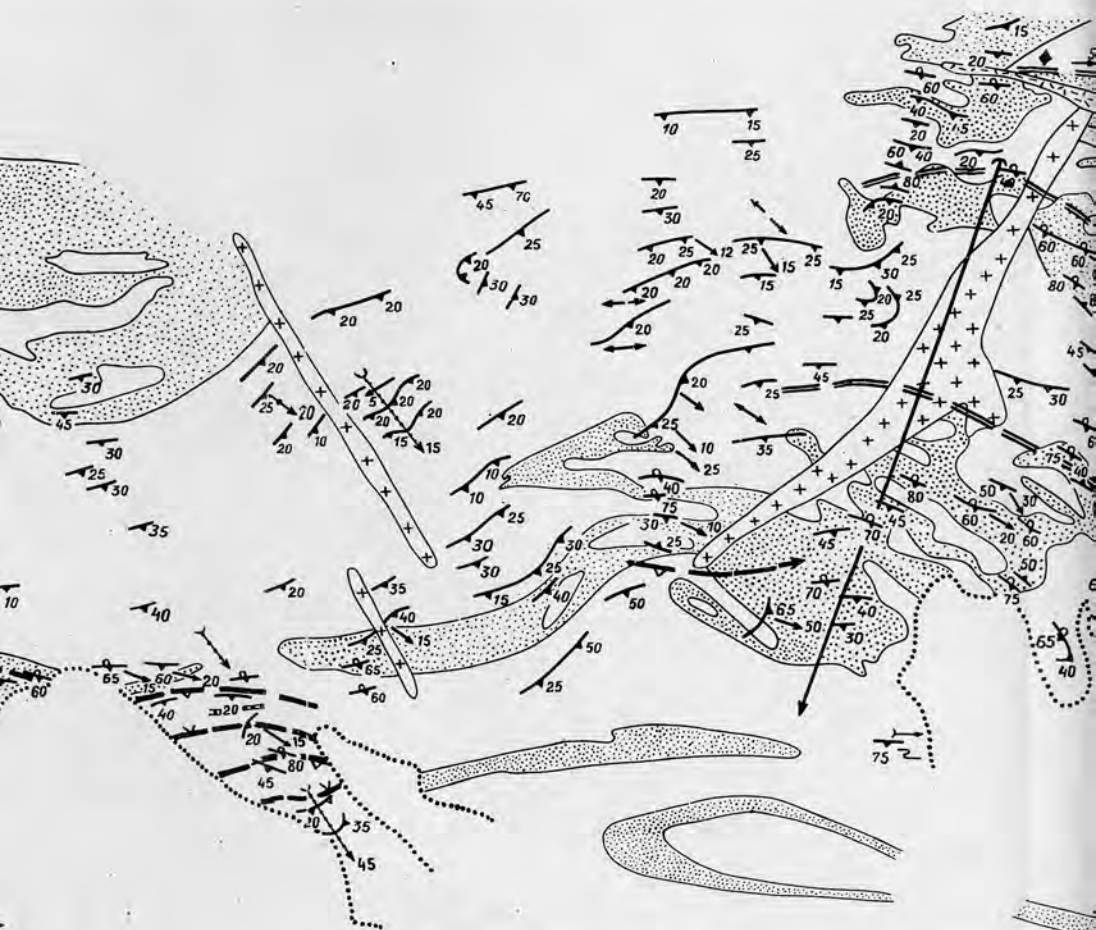


12



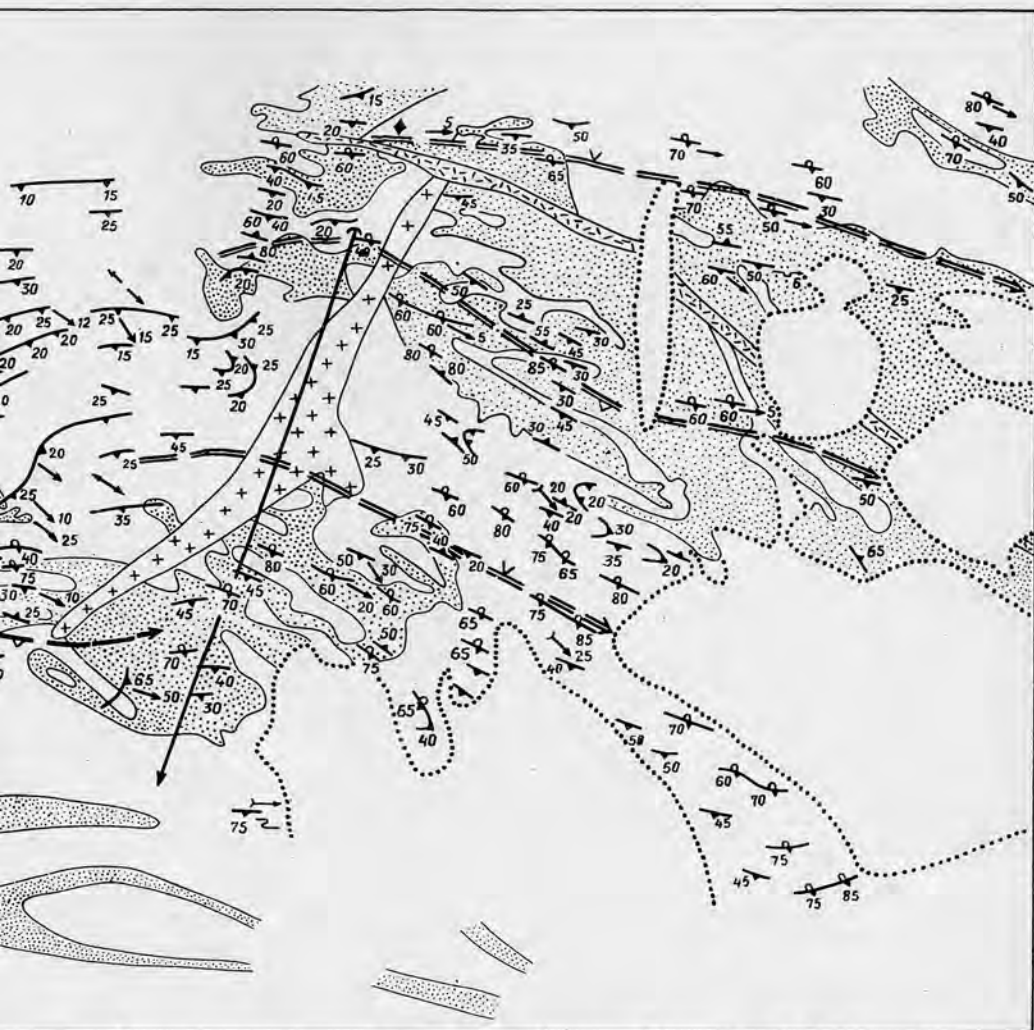
13





Закономерности размещения жил флогопита на месторождении
редакцией В.Л. Дука, 1975 г.

1 - зоны бластомилонитизации; 2 - поздние постфлогопитовые
пита; 4 - магнезиальные скарны; 5 - волластонитовый гори-
элементы залегания реликтовой сланцеватости (S_1) в нор-
складок второго этапа деформации; 8 - элементы залегания
(S_4); 9 - осевые поверхности главных (а, б) и дополнитель-
ции (а, в - аэтиформных, б, г - синформных); 10 - ориенти-
па деформации (а - минеральной линейности, б - осей мелк-
поверхности главных (а, б) и дополнительных (в, г) складок
формных, б, г - синформных); 12 - осевые поверхности круп-
седьмого этапа деформации; 13 - направления смещений вдо-



ения жил флогопита на месторождении Эмельджак. Составила М.Ю. Миронова под 1975 г.

изации; 2 - поздние постфлогопитовые граниты второго цикла; 3 - жилы флого-
 ите скарны; 5 - волластонитовый горизонт; 6 - породы федоровской свиты; 7 -
 еликтовой сланцеватости (S_1) в нормальных (а) и опрокинутых (б) крыльях
 деформации; 8 - элементы залегания минерализованной вторичной сланцеватости
 хности главных (а, б) и дополнительных (в, г) складок второго этапа деформа-
 х, б, г - синформных); 10 - ориентировка малых структурных форм второго эта-
 неральной линейности, б - осей мелких складок, в - желобчатости); 11 - осевые
 , б) и дополнительных (в, г) складок шестого этапа деформации (а, в - анти-
 мных); 12 - осевые поверхности крупных складок (а) и оси мелких складок (б)
 иции; 13 - направления смещений вдоль зон бластомилонитизации.

витовых пегматитов. Сюда относятся: 1) северо-восточные субмеридиональные (южная часть беломорского комплекса, Володичев, 1975), северо-западные (Енский район; Дук, 1976) системы открытых, прерывистых складок с субвертикальным положением осевых поверхностей, наложенных на более ранние субширотные и северо-восточные складки (соответственно); 2) крутопадающие субмеридиональные зоны вторичного рассланцевания (южная часть беломорид; Володичев, 1975), представленные в районе месторождения Тэдино средне- и крупнозернистыми кианит-гранат-биотитовыми гнейсами (Зарубин, 1969, 1975); 3) открытые складки, формирующиеся на крутопадающих крыльях предшествующих им структур, имеющих субгоризонтальные осевые поверхности и различное простираание шарниров. Образование последней группы структурных форм происходило при вертикальной ориентировке внешних активных сил, что характерно для заключительных этапов деформационного цикла (Дук, 1976).

Рудоконтролирующая роль средне- и крупнозернистых кианит-гранат-биотитовых гнейсов впервые была показана В.В. Зарубиным (1969; 1975) на месторождении Тэдино, где четко задокументированы зоны вторичного рассланцевания, представленные данной текстурной разновидностью гнейсов (Салье, Глебовицкий, 1976). Образование пегматитовмещающих полостей в мелкозернистых гнейсах происходит в результате их растяжения в более пластичной среде средне-, крупнозернистых гнейсов - своеобразный будинаж мелкозернистых гнейсов. Пегматитовмещающие полости возникали здесь в условиях общего горизонтального растяжения одновременно с формированием завершающих деформационный цикл открытых складчатых структур с субгоризонтальной ориентировкой осевых поверхностей. В средне- и крупнозернистых более пластичных гнейсах формировались две системы пегматитовмещающих полостей: 1) в замковых частях складок с субгоризонтальными осевыми поверхностями (полости отслоения); 2) в участках резкого изменения простираания сланцеватых и полосчатых текстур (как результат горизонтальных сдвиговых смещений блсков мелкозернистых гнейсов). Все эти данные свидетельствуют о связи мусковитовых пегматитов с поздними этапами деформаций третьего цикла.

Деформации этого периода в пределах беломорской серии осуществлялись в условиях ставролитовых и *Dist-Gr-Bt-Mu* субфаций фации альмандиновых амфиболитов с увеличением степени наложенного зонального метаморфизма в направлении центральной части Беломорского блока (Глебовицкий и др., 1971; Глебовицкий, 1973, 1976). В зонах карелид им соответствует прогрессивный зональный метаморфизм толщ второго структурного яруса карелид (свита Хирвинаволок). Возраст гранитов этого времени оценивается примерно в 2000 млн. лет (Gorokhov e. a., 1973), мусковитовых пегматитов, завершающих цикл, - в 1800 млн. лет (Ступникова и др., 1970).

Процессы регрессивного метаморфизма, сопровождающие возникновение зон вторичного рассланцевания позднего периода треть-

его цикла, наиболее детально изучены в пределах карельских образований (тикшозерская свита, свита Хирвинаволок) Н.И. Московченко (Пинаева, 1970; Московченко, 1971; Московченко, Турченко, 1975). Для пород чупинской свиты некоторые данные приводятся в работе Л.Л. Гродницкого, А.К. Полина (1975).

Исследования Л.Л. Гродницкого и А.К. Полина касались главным образом околожильных ореолов пегматитов. При этом выделены внешние и внутренние зоны ореола, и авторы специально подчеркивают, что если парагенезисы внутренних зон развиваются только в пределах кустов пегматитовых жил, то парагенезисы внешних зон распространены шире и их образование в контактовых ореолах рассматривается как частный случай более общего процесса. Колонка метасоматических зон ореола в контакте с наиболее мусковитоносными, мусковит-микроклин-олигоклазовыми жилами имеет, по данным Л.Л. Гродницкого, следующий вид:³

- 1) $Qu + Mu$,
- 2) $Qu + Mu_{46.8} + Bt_{49.4}$,
- 3) $Qu + Mu_{27.9} + Bt_{44.7} + Pl_{24.0}$,
- 4) $Qu + Mu + Bt_{43.9} + Pl_{25.7} + Gr_{12.8}$,
- 5) $Qu \pm Mu + Bt_{42.8} + Pl_{26.9} + Gr_{16.5} + Ky$,
- 6) $Qu + Bt_{39.8} + Pl_{29.3} + Gr_{23.2}$,
- 7а) $Qu + Bt_{35.0} + Pl_{24.7} + Gr_{22.5}$,
- 7б) $Qu + Bt_{35.1} + Pl_{30.0} + Gr_{19.8} + Ky$.

К внутренним зонам ореола относятся кварц-мусковитовый метасоматит (1), мусковит-биотитовый слюдит (2), мусковит-биотитовые гнейсы (3); к внешним – мусковит-биотит-гранатовые (4) и крупнозернистые кианит-гранат-биотитовые и мусковит-кианит-гранат-биотитовые (5) гнейсы. Зона гранат-биотитового гнейса (6) представляет собой уже породу, возникшую на более ранних этапах метаморфизма, в которой лишь незначительно меняется состав минералов по сравнению с гранат-биотитовым гнейсом, не затронутым процессом регрессивных преобразований рассматриваемого периода (7а). В отличие от крупнозернистых кианит-гранат-биотитовых гнейсов околожильных ореолов и зон вторичного расслаивания в пределах чупинской свиты развиты также и мелкозернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы, возникшие также на более ранних этапах метаморфических процессов (7б). Однако очевидно, что образование крупнозернистых кианит-гранат-биотитовых гнейсов действительно имеет гораздо более широкое развитие, не ограничива-

³ Цифры около индексов минералов обозначают: Mu, Bt – железистость (F), Gr – содержание пиропового минерала, Pl – содержание анортитовой составляющей.

ясь только внешними зонами ореола, а структурное положение этой текстурной разновидности пород, проиллюстрированное данными В.В. Зарубина (1975), не оставляет сомнений в возникновении их на заключительном этапе цикла. Отметим, что аналогичные данные получены Ф.В. Кузнецовой (1974) для мусковит-гранат-дистеновых пород Патомского нагорья. Автор подчеркивает, что дистен появляется в связи с наложенной складчатостью в узких зонах расланцевания на постмагматической стадии метаморфизма при повышении кислотности растворов.

Рассмотрение колонки метасоматических зон околожильного ореола свидетельствует о понижении железистости минералов от передовых зон к периферическим, повышении в том же направлении основности плагиоклаза, накоплении в передовой зоне SiO_2 . Все это подтверждает общую регрессивную направленность формирования зон колонки при преобладании процессов кислотного выщелачивания. Таким образом, развитие внутренних зон ореола пегматита и сам процесс мусковитообразования представляют собой дальнейшее развитие регрессивного этапа метаморфизма на завершающих этапах деформаций третьего цикла.

Приуроченность промышленных мусковитовых пегматитов к гнейсам чупинской, енской, кайтатундровской свит обычно связывается с высокоглиноземистым составом этих пород, что является и до настоящего времени одним из важнейших поисковых критериев. Ранее нами обращалось внимание на то обстоятельство, что валовый состав пегматитов (I–III типы) не отражает состава толщи, в пределах которой они локализируются, и не является продуктом непосредственной кристаллизации селективного расплава, рождающегося в пределах этой толщи (Минеев, Салье, 1971). В последние годы в результате разведочных и эксплуатационных работ в серии жильных зон в пределах чупинской свиты обнаружены жилы с высоким содержанием микроклина, т.е. жилы олигоклаз-микроклинового типа. Л.Л. Гродницкий (Гродницкий, Полин, 1975) показал, что в пегматитоносной полосе в идеальном случае наблюдается постепенное усложнение состава и строения пегматитовых жил в направлении ее осевой части, так что в периферических частях полосы преобладают мусковит-олигоклазовые и мусковит-микроклин-олигоклазовые пегматиты, а в центральных – олигоклаз-микроклиновые. Этот исследователь справедливо отмечает, что подобная зональность пегматитоносной полосы есть отражение зональности, возникающей при воздействии постмигматитовых растворов, и связывает ее возникновение с изменением pH воздействующих растворов.

Кроме того, В.В. Гордиенко и др. (1972; Слюдоносные пегматиты..., 1976) доказано, что средний химический состав пород чупинской свиты не отличается от такового пород лоухской и хетоламбинской свит по содержанию Al_2O_3 , но резко обогащен по сравнению с ними Fe, Mg, K и обеднен Ca и Na. Таким образом, известные положения Г.Н. Бунтина (1940) и В.Д. Никитина (1955) о решающей роли именно глиноземистости вмещающих и подстила-

ющих пород для образования промышленных месторождений мусковита, т.е. о роли литологического контроля, требуют определенной корректировки.

Обращает на себя внимания тот факт, что при выщелачивании пород именно основного состава, т.е. богатых FeO и MgO , возникают такие парагенезисы минералов регрессивного метаморфизма, как $\text{Ky} + \text{Qu}$ (инертны $\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3$), $\text{Ky} + \text{Stau} + \text{Gr} + \text{Hb} + \text{Pl} + \text{Qu}$ (инертны $\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{MgO}$) и т.д. (Московченко, 1971). Образование парагенезисов, включающих высокоглиноземистые минералы, возможно в достаточно широком диапазоне колебаний содержаний $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{MgO}$, но обязательно при низком содержании CaO (бедные кальцием породы чупинской свиты). В породах, богатых кальцием (хетолабинская свита), возникают совершенно иные ассоциации: $\text{Hb} + \text{Pl} + \text{MPy} + \text{Qu}$ (недостаток щелочей), $\text{Ep} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qu}$ (повышенное содержание щелочей). Следовательно, очевидно, что различие парагенезисов минералов пород чупинской и хетолабинской свит определяется прежде всего различным содержанием Ca . Далее становится понятной и роль литологического фактора: только при низких содержаниях в продуктивных горизонтах Ca и достаточно высоких содержаниях Mg и Fe возможно возникновение на регрессивном этапе при процессе кислотного выщелачивания колонки метасоматических жил, включающей ассоциации высокоглиноземистых минералов и передовую зону — кварц-мусковитовый метасоматит. Именно с растворами этой стадии метасоматоза и связано, как было показано выше, промышленное мусковитообразование. Широкое развитие метасоматических процессов этой стадии и является тем решающим фактором, который создает в благоприятной среде (продуктивный горизонт) месторождения мусковита.

Для „успешного“ (в смысле промышленного мусковитообразования) протекания регрессивного этапа метаморфизма необходимы особые и достаточно ограниченные в отношении P - T параметров условия, что видно из сопоставления процессов метаморфизма в Беломорском блоке и Кольско-Норвежской зоне. В Кольско-Норвежской зоне наложенный дистеновый метаморфизм не сопровождался завершенностью реакций минералообразования, в результате чего кольские гнейсы имеют облик типичных диафторитов с гломеробластовыми структурами (Другова, Талдыкина, 1970; Глебовицкий и др., 1971). В противоположность этому продуктивные гнейсы в Беломорском блоке не имеют облика типичных диафторитов, так как реакции наложенного метаморфического минералообразования характеризовались здесь гораздо большей завершенностью и сопровождалась возникновением крупнозернистых разновидностей пород по мелкозернистым. Максимальный режим давления, при котором осуществлялись деформации второго цикла в Беломорском блоке по сравнению с Кольско-Норвежской и Центрально-Карельской зонами, факт нарастания наложенного зонального дистенового метаморфизма позднего периода третьего цикла в направлении центральной части структуры (Глебовицкий и др., 1971; Глебовицкий, 1976) свидетель-

ствуют о том, что Беломорский блок не являлся просто выступом фундамента, а представлял собой обособленную положительную термальную структуру, насыщенную летучими. Последнее обстоятельство и приводило к возможности полного протекания реакций наложенного метаморфизма, т.е. к завершению цикла именно регрессивным минералообразованием.

Кроме того, из сопоставления последовательности и условий процессов метаморфизма Кольско-Норвежской зоны и Беломорского блока (Глебовицкий, 1976) следует, что режим давления прогрессивного этапа наложенного дистенового метаморфизма второго цикла в Кольско-Норвежской зоне был несколько ниже ($P=6-6.5$ кбар, $T=620-650^{\circ}\text{C}$), чем режим давления конца прогрессивного этапа второго наложенного метаморфизма третьего цикла в Беломорском блоке ($P=7.5-8$ кбар, $T=580-650^{\circ}\text{C}$). Выше, для месторождений флогопита, мы уже подчеркивали, что условия прогрессивного этапа метаморфизма также имеют принципиальное значение, так как от этого зависят и условия регрессивного метаморфизма. И последнее, в Беломорском блоке дистеновый метаморфизм проявлялся дважды (и во втором и в третьем циклах), тогда как в Кольско-Норвежской зоне для более позднего времени характерно развитие сначала диафоритов андалузит-силлиманитовой серии, что вызывает разубоживание даже той незначительной мусковитовой минерализации, которая могла возникнуть в пегматитах в конце второго цикла (Салье, 1975; Салье, Глебовицкий, 1976). Различия геотектонической и термодинамической обстановки Кольско-Норвежской зоны и Беломорского блока и приводят к отсутствию в первой промышленных месторождений мусковита. Между тем оценка перспектив мусковитоносности Кольско-Норвежской зоны только по литологическому фактору контроля приводит к неправильным (положительным) прогнозам.

Последние исследования структурно-метаморфической эволюции пород мамской серии (Неелов, 1975) подтверждают выводы о причинах, вызывающих формирование промышленных месторождений мусковита, полученные для Беломорской провинции.

Породы мамской серии, относимые А.Н. Нееловым ко второму структурному этапу, испытали во время второго деформационно-метаморфического цикла высокотемпературный метаморфизм дистен-силлиманитовой серии. Существенно, что формирование "центральной антиклинальной структуры" в пределах Мамской кристаллической полосы и сопряженных с нею пологих "синклинальных структур", а также "гранито-гнейсовых куполов" (Неелов, 1957; Великославинский и др., 1971; Великославинский, 1972), т.е. главных картируемых структур района, относится к поздним этапам второго цикла. Во время третьего цикла породы мамской серии испытывали существенные деформации и перекристаллизацию в условиях повторного наложенного зонального метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии, что и сопровождается возникновением мусковито-

вых месторождений. Здесь также установлено нарастание степени повторного дистенового метаморфизма в мамской серии в направлении Мамской мусковитовой провинции по мере удаления от бодайбинской серии (третий структурный этаж), породы которой в это время прогрессивно зонально метаморфизуются в условиях дистеновой серии. Высокие содержания летучих (особенно CO_2) во время дистенового метаморфизма, контролирующего образование мусковитовых пегматитов, для пород мамской серии доказаны непосредственным изучением газово-жидких включений (Макагон и др., 1975). А.Н. Неелов (1975) подчеркивает, что важнейшую роль в формировании месторождений играют специфические условия проявления метаморфизма дистеновой серии, а главное – геотектоническое положение мамской серии, являющейся во время третьего цикла обособленной термальной структурой, где „наиболее полно реализуются рудообразующие возможности летучих компонентов метаморфогенного происхождения“ (Неелов, 1975, с. 173). Представления А.Н. Неелова существенно расходятся с точкой зрения Ю.М. Соколова (1970), который связывает формирование мусковитовых пегматитов непосредственно с прогрессивным зональным метаморфизмом, считая, что сам мусковит образуется на регрессивном этапе этого процесса.

К сожалению, четких доказательств связи мусковитовых пегматитов с регрессивным этапом повторного (Неелов, 1975) или прогрессивного, по мнению Ю.М. Соколова (1970), метаморфизма для Мамской провинции до сих пор не получено. Формирование зон вторичного расщепления и становление складчатых систем при преобладающих вертикальных блоковых движениях в конце третьего цикла для пород мамской серии отмечается А.Н. Нееловым (1975). Для Нечеро-Жуинского района, как уже указывалось, установлен определенный тектонический контроль образования крупнозернистых мусковит-гранат-дистеновых пород, возникающих при процессах кислотного выщелачивания в постагматическую стадию метаморфизма (Кузнецова, 1974). Весьма интересны последние результаты работ геологов Мамско-Чуйской экспедиции Е.В. Тарасова и др. (1975). По данным этих исследователей, положение месторождений, кустов мусковитовых пегматитов и отдельных жил контролируется северо-западной системой разрывных зон, повторяющихся через определенные интервалы. Только в участках пересечения этих зон с продуктивными горизонтами появляются промышленные месторождения. Северо-западные зоны являются оперяющими по отношению к более крупной северо-восточной (Олонгринской) зоне, для которой характерно развитие расщепления и наложение процессов регрессивных стадий минерализации. А.П. Кочнев (1975) подчеркивает, что наиболее тесная связь мусковитовых пегматитов устанавливается именно с наложенными складчатыми структурами и разрывными нарушениями поздних этапов деформации. Отмечается, что рудоподводящие структуры фиксируются проявлением процессов регрессивного метаморфизма (мусковитизация). Интересна аналогия в рас-

пределении зон вторичного расслаивания, контролирующих положение месторождений флогопита (Салье и др., 1966, рис. 1; Дук и др., 1975, рис. 2) и мусковита. Изменение P - T условий метаморфизма на регрессивном этапе приводит к увеличению вязкости пород, в связи с чем напряжения, которые раньше реализовались в пластических деформациях, начинают проявляться в разрывных. При этом для каждого района определяется свой шаг - расстояние между зонами.

Можно констатировать, что наиболее благоприятны для возникновения крупных месторождений мусковита области двукратного проявления метаморфизма дистен-силлиманитовой серии, представляющие собой геодинамически и термально обособленные структуры. Промышленные пегматиты образуются во время повторного метаморфизма этой фациальной серии, и во всяком случае для Беломорской провинции четко устанавливается их связь с регрессивным этапом цикла.

В ы в о д ы

1. Общая регрессивная направленность формирования изученных месторождений слюд определяет их генетическую и пространственную связь с проявлением процессов регрессивного этапа регионального метаморфизма. В то же время только определенные P - T параметры прогрессивного этапа метаморфизма создают оптимальную обстановку для „успешного“ (в смысле образования промышленных месторождений) протекания регрессивного процесса. Роль процесса метаморфизма сводится, таким образом, к тому, что в своем развитии они, отражая геодинамическую и термодинамическую эволюцию подвижных областей, приводят к возникновению достаточно длительно существующих условий, единственно возможных для формирования полезных ископаемых определенного типа.

2. Благоприятными для образования месторождений слюд докембрия являются области неоднократного проявления метаморфизма со снижением P - T параметров от цикла к циклу. Месторождения возникают, как правило, на заключительном этапе деформаций и метаморфизма наиболее позднего цикла. При этом тип метаморфизма, т.е. градиент $\partial T / \partial P$ выдерживается в течение всего мегацикла, что характерно во всяком случае для областей развития месторождений мусковита. Длительное существование определенного термодинамического режима способствует, по-видимому, максимальному проявлению свойственного ему геохимического режима на заключительном этапе эволюции (Салье, Глебовицкий, 1976). Выделение крупных мегациклов в развитии подвижных областей с подобным изменением режима метаморфизма в определенных рамках P - T , характерных для каждой формации полезных ископаемых, является одной из важных задач металлогенического анализа. Изменение градиента метаморфизма в эволюции мегацикла приводит к возник-

новению иной промышленной минерализации и сопровождается образованием полиметаллогенических формаций (мусковит-редкометалльные пегматиты), которые, однако, обычно не имеют промышленного значения.

3. Флогопитовые месторождения формации магнезиальных скарнов контролируются полиметаморфическими гранулитовыми комплексами умеренных и низких P - T параметров метаморфизма. Они образуются на регрессивной стадии позднего тектоно-метаморфического цикла, условия которой соответствовали переходным от низкотемпературной наименее глубинной субфации гранулитовой фации к высокотемпературной амфиболитовой фации. Широкое развитие этих месторождений определяется также наличием разновозрастных с ними гранитоидов повышенной щелочности.

Промышленные пегматиты мусковитовой формации возникают в областях двукратного, последовательного проявления метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии, которые представляют собой геодинамические и термально обособленные структуры, насыщенные летучими. Последнее обстоятельство приводит к возможности широкого развития процессов регрессивного метаморфизма на заключительных этапах деформаций последнего тектоно-метаморфического цикла. Со стадией кислотного выщелачивания этого процесса и связано образование промышленных концентраций мусковита в пегматитах.

4. Факторы контроля изученных ортометаморфических месторождений могут быть подразделены на региональные и локальные. Региональными рудоконтролирующими структурами являются структуры высшего порядка, которые возникают во время деформационного цикла, предшествующего рудогенезу. Метаморфический и магматический факторы контроля взаимосвязаны. Лишь благоприятное сочетание всех трех региональных факторов определяет возникновение месторождений. Их положение контролируется локальными факторами, а именно: а) участками пересечения зон вторичного рассланцевания (регрессивного метаморфизма) с продуктивными горизонтами; б) самими зонами, развитыми в пределах продуктивных горизонтов. Заложение зон вторичного рассланцевания, которые являются рудоподводящими (а) и (или) рудовмещающими (б) структурами, связано с определенной стадией эволюции региональных рудоконтролирующих структур. Таким образом, локальные факторы контроля (структурный, метаморфический, литологический) тесно взаимосвязаны. Литологический фактор в глубокометаморфизованных комплексах докембрия может успешно использоваться только в сочетании с метаморфическим. Решающая роль среди локальных факторов принадлежит метаморфическому, т.е. зонам регрессивного метаморфизма. Их выделение и документация должны явиться первоочередной задачей поисково-разведочных работ.

5. Эффективность металлогенического анализа с позицией метаморфического фактора контроля достигается только при последо-

вательном изучении комплексов пород структурно-метаморфическими методами и наличии геохимических и минералогических доказательств связи процессов метаморфизма определенного этапа и рудогенеза. При обширных знаниях о региональном значении метаморфического фактора контроля роль локальных факторов изучена недостаточно. Если учесть, что для практики поисково-разведочных работ перво-степенное значение имеют именно эти факторы и не столько их роль, сколько конкретное выражение, очевидно, что расширение и всемерное развитие подобного рода исследований является задачей насущной важности.

Литература

Б а й к о в а В.С. Этапы метаморфического минералообразования. – В кн.: Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., 1975, с. 69–115.

Б и б и к о в а Е.В., Т у г а р и н о в А.И. Геохронология Беломорского блока. – В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972, с. 419–428.

Б у н т и н Г.Н. О генезисе мусковитовых пегматитов Северной Карелии. – Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв. наук, 1940, вып. 9, с. 21–39.

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

В е л и к о с л а в и н с к и й Д.А., М а н у й л о в а М.М., Р е в я к и н Л.В., С о к о л о в Ю.М., Ш а л е к Е.А. Метаморфические пояса Байкальской горной области. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 167–182.

В о л о д и ч е в О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. Л., 1975, 170 с.

В о л о д и ч е в О.И., Ш и п ц о в В.В. О метаморфическом факторе формирования мусковитовых пегматитов (район центральной части Западного Беломорья). – В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975, с. 165–168.

Г е о х р о н о л о г и ч е с к и е р у б е ж и и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972, 193 с.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. – Сов. геол., 1969, № 2, с. 27–39.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973, 127 с.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Эволюция метаморфических процессов в восточной части Балтийского щита. – В кн.: Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л., 1976, с. 18–34.

Г л е б о в и ц к и й В.А., Д р у г о в а Г.М., М о с к о в ч е н к о Н.И., П р и я т к и н а Л.А., П у ш к а р е в Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 5–24.

Г о р д и е н к о В.В., Б о г д а н о в Ю.Б., В о и н о в А.С., Е ф р о н А.С. Геохимическая специализация пород беломорского комплекса как критерий их потенциальной мусковитовости. – В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых. Апатиты, 1972, с. 82–86.

Г р о д н и ц к и й Л.Л., П о л и н А.К. Пегматиты Северной Карелии и их ореолы. Петрозаводск, 1975, 226 с.

Д р у г о в а Г.М., Т а л д ы к и н а К.С. Бластомилонитизация и высокотемпературный диафорез в гнейсах кольской серии. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 124–136.

Д у к В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., 1967, 83 с.

Д у к В.Л. Краткий очерк тектонической эволюции восточной части Балтийского щита. – В кн.: Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л., 1976, с. 6–17.

Д у к В.Л., К и ц у л В.И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии. – В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975, с. 5–18.

Д у к В.Л., С а л ь е М.Е., Б а й к о в а В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитовность гранулитов Алдана. Л., 1975, 226 с.

З а р у б и н В.В. Особенности вмещающей среды и закономерности размещения пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия). – В кн.: Слюда и пьезооптическое сырье. Л., 1969, с. 58–70 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 147, вып. 2).

З а р у б и н В.В. Структура и условия образования Тэдинского месторождения мусковитовых пегматитов (Северная Карелия). – Автореф. канд. дисс. Л., 1975, 25 с.

К и ц у л В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 71–91.

Коржинский Д.С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. – В кн.: Слюды СССР. М., 1937а, с. 93–114.

Коржинский Д.С. Мусковитовые пегматиты Станового хребта в районе Амуро-Якутской магистрали. – В кн.: Слюды СССР. М., 1937б, с. 473–478.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955, с. 335–456.

Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и послемагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., 1967, 298 с.

Кочнев А.П. Структурные условия размещения слюдоносных пегматитов Мамской мусковитовой провинции. – Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1975, 24 с.

Кузнецова Ф.В. О роли кислотности-щелочности среды при образовании дистена. – В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974, с. 78–79 (Тез. докл. Всесоюз. симпозиума).

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974, 206 с.

Макагон В.М., Макрыгина В.А., Петров Б.В. Режим летучих при метаморфизме – главная причина образования мусковитовых пегматитов. – В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975, с. 72–76.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965, 327 с.

Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. – Геотектоника, 1973, № 5, с. 83–93.

Минеев Д.А., Салье М.Е. Некоторые особенности геохимии ультраметаморфогенных слюдоносных пегматитов Северной Карелии. – В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения. Вып. 4. М., 1976, с. 59–82.

Михайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л., 1973, 140 с.

Михайлов Д.А. Метаморфогенно-метасоматическое рудообразование в докембрии. – В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 24–26 (Тез. докл. I Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия).

Михайлов Д.А., Дук В.Л. Некоторые особенности геологии и геохимии метасоматических образований в архее Алдан-

ского щита. - В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.-Л., 1964, с. 344-355. (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19).

Московченко Н.И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма кианит-силлиманитового типа. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 34-51.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л., 1975, 138 с.

Неелов А.Н. Стратиграфия, структура и метаморфизм среднего течения рр. Мамы и Большой Чуи. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7, с. 268-308.

Неелов А.Н. Структурно-метаморфическая эволюция пород мамской кристаллической полосы в связи с их мусковитоносностью. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975, с. 168-174.

Никитин В.Д. К теории генезиса пегматитов. - Зап. ЛГИ, 1955, т. 30, вып. 2, с. 44-117.

Пинаева Н.И. Редкие парагенезисы в породах колчеданной формации Северной Карелии. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 117-123.

Роненсон Б.М., Ройзенман В.М. Типы тектонических структур флогопитовых месторождений Алдана. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 1, с. 56-61.

Салье М.Е. Металлогеническая специализация пегматитов докембрия и эволюция их химизма (на примере восточной части Балтийского щита). - ДАН СССР. Сер. геол., 1973, т. 211, № 6, с. 1436-1439.

Салье М.Е. Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975, с. 15-36.

Салье М.Е. Причины геохимической и металлогенической специализации пегматитов. - В кн.: Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л., 1976, с. 166-174.

Салье М.Е., Глебовицкий В.А. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л., 1976, 188 с.

Салье М.Е., Дук В.Л., Байкова В.С. Условия промышленного флогопитообразования в докембрии Алдана. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. II. Киев, 1972, с. 164-188.

Салье М.Е., Дук В.Л., Бугрова В.Д. Некоторые вопросы геологии внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана. - В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.-Л., 1966, с. 25-62.

Салье М.Е., Соколов Ю.М. Металлогения регрессивного этапа регионального метаморфизма (магнезиальные

скарны, пегматиты, горный хрусталь). - Тр. III Всесоюз. симпозиум по региональному метаморфизму. Свердловск, 1977, с. 130-146.

С л ю д о н о с н ы е п е г м а т и т ы С е в е р н о й К а р е л и и (геология, минералогия, геохимия и генезис). Л., 1976, 367 с. Авт.: В.В. Гордиенко, Ю.Б. Богданов, Г.Н. Бойцова и др.

С о к о л о в Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., 1970, 190 с.

С т е н а р ь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). - Геотектоника, 1972, № 5, с. 42-52.

С т у п н и к о в а Н.И., З ы к о в С.И., Ж и р о в К.К. Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 85-103.

Т а р а с о в Е.В., Г а л к и н Г.А., Д о р о х и н В.К. Условия формирования пегматитов в Мамском мусковитовом районе. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975, с. 191-197.

Т р а в и н Л.В. Стратиграфия и дометаморфические формации архея Алдано-Учурского междуречья (Алданский щит). - Автореф. канд. дисс. Л., 1975, 29 с.

Ф о м е н к о в Б.П. Геолого-структурные особенности месторождений флогопита Куранахской группы Южной Якутии. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, вып. 9, с. 82-91.

Ч у й к и н а Е.П. Структуры и пегматитовосность Северной Карелии. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., 1975, с. 153-159.

Ш у р к и н К.А., Г о р л о в Н.В., С а л ь е М.Е., Д у к Л.В., Н и к и т и н Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.-Л., 1962, 305 с.

G o r o k h o v I.M., K u t y a v i n F.P., V o l o d i c h e v O.I., D u k V.L., V a r - s h a v s k a y a E.S., S a m s o n o v S.P., K r y l o v I.N., Rb-Sr system in polymetamorphic rocks of west coast of White Sea. - ECOG III, Oxford, 1973, N 9.

Я.Н. Белевцев

ОСНОВЫ НАУЧНОГО ПРОГНОЗА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДОКЕМБРИИ

Научный прогноз рудных месторождений в докембрийских шитах может быть создан на основе раскрытия геологического развития докембрия, понимания природы метаморфизма пород, первичного накопления металлов в вулканических и седиментарных породах

и выявления условий образования метаморфогенных и других генетических классов месторождений, развитых в докембрии.

Особенности геологического развития докембрия. Новые материалы, полученные при изучении металлогении Украинского щита и Курско-Воронежского массива, а также проведенное сравнительное изучение месторождений Кольского полуострова, Алдана, Китайской платформы, Индийского и Канадского щитов и сопоставление их с другими щитами мира позволяют наметить важные особенности геологического развития докембрийских щитов.

Геологическое развитие докембрия складывалось в условиях самого раннего и длительного периода геологической жизни Земли, который отличался маломощной и мобильной корой, своеобразием химизма атмосферы и гидросферы, интенсивностью вулканизма, специфическими условиями седиментационных процессов, развитием плитовой тектоники и метаморфизма. Геосинклинали в протерозое занимали значительно большие площади, чем в фанерозое, и являлись зонами повышенного притока тепловой энергии, а выделение тепла в докембрии было гораздо большим, чем в более поздние геологические эпохи. Все эти особенности были причиной своеобразного неповторимого геологического развития докембрия. Длительность докембрия в пять раз больше всех фанерозойских эпох геологической жизни Земли и составляет около 3 млрд. лет. Длиннейший период жизни Земли был насыщен многими событиями, которые не повторились в последующее время. К таким событиям относится грандиозная вулканическая деятельность, представляющая одну из главнейших особенностей развития архея. По этой причине основную часть разреза архея (3.5–2.8 млрд. лет) составляют в настоящее время продукты метаморфизма вулканогенных пород основного и ультраосновного состава. Лишь в конце архея появляются осадочные породы, представленные в настоящее время кристаллическими сланцами, кварцитами и гнейсами. Такой состав архейских образований свидетельствует о большой мобильности земной коры в это время, малой ее мощности и грандиозных излияниях вулканических масс. Вулканические породы основного и ультраосновного состава характеризовались высоким содержанием Fe, Mn, Co, Ni и Cu, которые составили важную веху в металлогении архея. В настоящее время доказано, что железо поступало в зону седиментации непосредственно из основных магм при подводном излиянии и это привело к образованию значительной части железистых пород и железных руд архейских железисто-кремнистых формаций. Отсутствие кислорода в атмосфере в течение архея способствовало разрушению железистых силикатов вулканитов и накоплению больших количеств железа, кремнезема, марганца, урана и других металлов в водных бассейнах.

В нижнем протерозое (2.8–2.2 млрд. лет) произошла относительно резкая смена условий геологического развития, выразившаяся, во-первых, в снижении интенсивности вулканизма, развитии процес-

сов седиментации, что привело к образованию мощных толщ класто-генных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количест-вом вулканитов. Большое значение для многих геологических процес-сов имела высокая энергетическая активность Земли в архее, кото-рая резко падает на рубеже архей-протерозой. Смена физико-хими-ческих условий в протерозое способствовала образованию мощных кластогенных и биогенных толщ. В геологическом развитии подвиж-ных зон докембрия достаточно четко выделяются: начальный и ран-ний этап, или вулканогенно-седиментогенный, средний этап - склад-чато-метаморфический и поздний - разломно-интрузивный. Появле-ние свободного кислорода в атмосфере и гидросфере привело к мас-совому выпадению окислов железа, марганца, урана, кремния и дру-гих элементов - продуктов разрушения вулканогенных пород архея и протерозоя. К этому периоду относится образование большей час-ти джеспилитовой формации, заключающей в себе около 80% желез-ных руд земного шара, огромных масс марганца, урана, алюминия, свинца, цинка, циркония, золота и многих других металлов, опреде-ливших металлогению протерозойских образований.

Дальнейшее геологическое развитие докембрия способствовало развитию метаморфизма и ультраметаморфизма, оказавших глубокое воздействие на осадочные и вулканогенные образования. Так как метаморфические месторождения образовались в процессе метамор-фического преобразования пород, то к пониманию природы метамор-фогенного рудообразования следует идти через раскрытие сущности метаморфических процессов.

Как известно, под метаморфизмом в настоящее время понима-ется преобразование минерального состава пород под действием физических и химических факторов, господствующих в глубинах Зем-ли вне области выветривания и диагенеза.

Изучение геологических условий образования различных мета-морфических пород на щитах и в складчатых областях, а также доста-точно значительные результаты по экспериментальному моделиро-ванию и термодинамическому анализу многих сторон метаморфизма позволяют более или менее обоснованно выделять три главнейших типа метаморфического преобразования пород.

1. Региональный динамотермальный метаморфизм развивается в земной коре одновременно с образованием первичных складчатых структур в геосинклинальных зонах и пространственно и причинно связан с региональным горообразованием. Он захватывает значи-тельные по площади участки земной коры, в пределах которых ме-таморфизм протекает равномерно при постоянных термодинамических условиях.

Развитие метаморфических реакций контролируется главным образом температурой, так как она увеличивает химическую актив-ность поровых растворов. Меньшее влияние оказывает давление, ко-торое определяет деформацию пород и создает условия для инфильт-рации и диффузии метаморфических растворов, способствующих за-рождению центров кристаллизации.

Региональный динамотермальный метаморфизм развивается только в тех складчатых областях, которые образовались на значительных глубинах и испытали приток тепловой энергии. Колебания притока тепла могли иметь место в пределах обширных площадей. Это вызывало различные условия метаморфизма, несмотря на интенсивную складчатость пород. Одно только глубокое погружение пород или их интенсивная складчатость не приводили к сколько-нибудь интенсивному метаморфизму осадков.

Характерными отличительными особенностями областей развития регионального динамотермального метаморфизма являются:

- а) равномерная перекристаллизация пород в пределах одной фации – зеленосланцевой, амфиболитовой, гранулитовой;
- б) преимущественно изохимический характер метаморфизма, т.е. без привноса и выноса вещества, и в результате этого отсутствие значительного развития метасоматитов;
- в) процессы дегидратации и десилификации с переходом от низких к более высоким ступеням метаморфизма; содержание воды и кремнезема уменьшается с переходом от фации зеленых сланцев к амфиболитовой и гранулитовой фациям.

Высвобождающиеся при метаморфизме воды приводили к образованию метаморфических растворов, которые не только способствовали перекристаллизации пород, но и перемещали подвижные рудные компоненты. В период пластической деформации, совпадающей с развитием регионального метаморфизма, в породах возникали складчато-трещинные зоны, по которым проходили растворы вследствие перепада давления.

2. Региональный ультраметаморфизм развивается на завершающих стадиях образования складчатых структур в геосинклинальных областях, захватывает значительно меньшие площади земной коры и проявляется неравномерно (зонально). Ультраметаморфизм протекает в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций регионально-го динамотермального метаморфизма, в местах положительных геотермических аномалий, к которым приурочено поступление тепла и растворов из подкоровых частей Земли. Ультраметаморфизм пород осуществляется в условиях закрытой и открытой систем вследствие привноса и выноса материала растворами.

В настоящее время многие учёные выделяют два типа ультраметаморфизма: 1) метаморфический, или палингенно-анатектический, протекающий в закрытой системе вследствие образования магм за счет расплавления метаморфических пород; 2) палингенно-метасоматический, развивающийся в открытой системе под влиянием растворов подкорового происхождения. На конечных стадиях гранитизации возникает переплавление пород, близких уже к гранитоидному составу, и могут создаваться условия для реоморфизма.

Прогрессивный региональный ультраметаморфизм, развивающийся под влиянием фронта подкоровых растворов, является мощным фактором мобилизации, переноса и концентрации рудного вещества.

3. Региональный метаморфизм погружения (Винклер, 1969)

связан с погружением на большие глубины осадков и вулканитов в геосинклинальных прогибах, не сопровождаемых горообразованием или интрузиями. При нормальном геотермическом градиенте (20° на километр) осадки, погруженные до глубины 20–25 км, будут иметь относительно низкую температуру – порядка 400–450°, находясь в условиях высоких давлений – до 7–8 кбар. При отсутствии подвижек метаморфические породы сохраняют первичные структуры, но минеральный состав их изменяется.

Метаморфизм погружения приводит к образованию пород цеолитовой фации и фации глаукофановых сланцев. Образование пород этих фаций определяется не столько различием температур, сколько большой разницей давлений.

В ряде мест Украинского щита установлено широкое развитие пород различных фаций метаморфизма, на которые в отдельных местах наложились процессы гранитизации с образованием мигматитов, анатектитов и гранитов.

Можно полагать, что динамотермальный метаморфизм развивался в первый период инверсии геосинклинали, тогда как ультраметаморфизм протекал в завершающие этапы развития геосинклинальной зоны, для которой характерны разломная тектоника, реоморфические гранитоидные интрузии и максимальное проявление метасоматической деятельности по зонам смятия и разломам.

Разломная тектоника привела к образованию плитового (блокового) строения щитов. На Украинском щите выделяется ряд блоков – плит, перемещенных по вертикали на 15–25 км относительно друг друга и представленных породами различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма. Зоны сочленения этих, часто долгоживущих, блоков явились благоприятными для размещения месторождений различных генетических типов.

Приведенные особенности геологического развития докембрия показывают, что щиты и кристаллические основания платформ представлены глубокоизмененными породами – продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма осадочно-вулканогенных образований древних геосинклинальных областей.

Накопление рудогенных элементов в породах и образование месторождений. Образование рудных месторождений является сложным и многостадийным процессом обособления рудного вещества вследствие благоприятного сочетания многих геологических процессов, протекающих в течение длительного периода жизни Земли.

Первой и вместе с тем очень важной предпосылкой к накоплению рудного материала в земной коре явилось разделение первичного вещества Земли на оболочки под влиянием расплавления, перемещения и кристаллизации по схеме зонного плавления, по А.П. Виноградову (1962). Плавление первичного вещества Земли сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколету-

чих газообразных элементов, которые способствовали перемещению многих металлов в земной коре.

Принимая эту схему, рудные элементы должны размещаться в зонах плавления и кристаллизации в зависимости от способности их к плавлению. В мантии должны стабилизироваться тугоплавкие металлы, выше, в зоне эклогитов и базальтов, они, вероятно, сменяются более легкоплавкими элементами и, наконец, наиболее легкоплавкие металлы должны подняться в область гранито-гнейсовых и осадочных слоев.

С другой стороны, по данным химии высоких давлений, следует полагать, что рудные элементы, поднимающиеся из мантии в земную кору, должны расположиться в ней в соответствии с величиной геостатического давления. Наиболее нижние части земной коры должны быть обогащены такими металлами, ионы которых имеют малые размеры, затем средние, а выше они сменяются металлами с большими диаметрами ионов.

Первичное преобразование исходного, планетарного, вещества Земли привело только к обогащению земной коры легкоплавкими металлическими компонентами, которые в дальнейшем были источником для образования эндогенных рудных месторождений.

Образование рудных месторождений происходило в геологические эпохи жизни Земли под влиянием общих — планетарных и местных — региональных причин.

Первой причиной явился процесс образования вулканитов и вулканогенно-осадочных и осадочных пород в докембрии, с которыми связаны накопления Fe, Co, Ni, Mn, Cu, V, Zn и других металлов в вулканитах и Fe, U, Cu, Pb, Mn и других в кластогенных и хемогенных породах.

Второй планетарной причиной был процесс метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и седиментогенных пород, охвативший земную кору почти на всю ее толщину и вызвавший не сравнимое ни с какими другими геологическими процессами перемещение рудогенных элементов в породах, и это привело к образованию многочисленных рудных месторождений.

Приведенные подсчеты количества малых элементов в породах различных метаморфических фаций, а также в продуктах ультраметаморфизма показали тенденцию к уменьшению содержания металлов с развитием метаморфизма.

По фактическим данным в породах различных метаморфических фаций наблюдается постепенное снижение суммы малых металлов от зеленосланцевой фации через эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую до гранулитовой. Если взять такие распространенные металлы, как Cr, Mn, Ni, Cu, Zn, Co, Pb, то среднее содержание их в породах зеленосланцевой фации достигает 0.16%, тогда как в гранулитовой оно снижается до 0.09%, т.е. почти на 50% от первоначального содержания. При этом снижение идет неравномерно. В породах амфиболитовой фации наблюдается некоторое повышение содержания металлов по сравнению с их количеством в породах предыдущей

эпидот-амфиболитовой фации. Эта закономерность для отдельных элементов была раньше замечена и описана (Белевцев, 1968; Буряк и др., 1966; Смыслов и Титов, 1967, и др.). Такая общая закономерность выноса металлов при усилении метаморфизма усложняется тем, что отдельные металлы накапливаются в определенных метаморфических фациях.

Все большее усложнение этой закономерности можно увидеть при метаморфическом изменении терригенных, вулканогенных и магматических пород, содержащих различные группы элементов. Литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых комплексных соединений, охотно накапливаются в метаморфических породах средних и низких ступеней метаморфизма (Mo , Zr , Ba). В этих же условиях накапливаются и халькофильные элементы (Pb , Zn , Ag , Au).

Сидерофильные элементы (Fe , Mn , Ti , Co , Cr , Ni) часто накапливаются среди пород высоких ступеней метаморфизма, однако многие из них весьма активно образуют кислородные соединения, силикаты и сульфиды в зонах относительно низких ступеней метаморфизма. Многие из элементов этой группы можно назвать „космополитами“, так как вследствие меняющихся условий метаморфической дифференциации они накапливаются в разных минеральных формах среди пород низких, средних и высоких ступеней метаморфизма.

Область ультраметаморфизма характеризуется еще более интенсивным выносом рудных элементов, о чем свидетельствует снижение многих рудогенных металлов в мигматитах и палингенных гранитах по сравнению с метаморфическими породами, в которых все же достаточно отчетливо сохранились черты первичного их распределения.

Частичное выплавление и полная перекристаллизация осадочных и вулканогенных пород при метаморфической гранитизации привели к возникновению гранитоидных пород (мигматиты, анатектиты, граниты), которые отличаются от исходных потерь значительных количеств FeO , MgO , Ca и многих рассеянных металлов. В реоморфических и метасоматических гранитах наблюдается накопление урана и свинца, цинка и марганца. Длительная по времени и неоднородная по интенсивности миграция различных элементов привела к сложному распределению металлов в породах, не отвечающему их первоначальному содержанию.

Рудные элементы, перемещенные метаморфическими растворами, могли накапливаться в породах в виде промышленных месторождений либо создавать метаморфические микрорудные фации.

Описанная закономерность перемещения элементов является главной причиной образования зон, обогащенных рудными элементами, которые являются потенциально рудоносными и перспективными для нахождения рудных месторождений на кристаллических щитах. Эти зоны располагаются в верхней части земной коры среди пород низких и средних ступеней метаморфизма.

Третьей причиной образования месторождений в докембрии была наиболее ранняя - протерозойская - активизация, выразившаяся в возникновении протяженных зон дробления и метасоматического изменения пород. Активизация возникла по границам тектонических блоков (плит) в местах резкой смены мощности земной коры на 15-25 км. В этих местах образовались широкие (до 10 км) и вытянутые на сотни километров, часто ветвящиеся, кулисовидные или прерывистые зоны щелочного, карбонатного или другого изменения пород с образованием альбититов, карбонатитов, микроклинитов, листвинитов и других, несущих U, Cu, Pb, Zn, Au и др. Такие зоны названы нами тектоно-метасоматическими, с ними связано образование большой группы рудных месторождений на щитах.

В качестве региональных (местных) факторов образования рудных месторождений в докембрии можно назвать структурно-литологические, в частности складчато-трещинные зоны, структуры будинаж, зоны сочленения плит или блоков, тектоно-метасоматические зоны, а также благоприятные для рудоотложения проницаемые породы.

Региональные факторы определяют конкретные условия нахождения рудных месторождений, рудных полей или рудных районов.

Источниками минеральных веществ для образования месторождений были породы сиалической коры Земли и частично подкоровые зоны. Из подкоровых глубин минеральные вещества, по имеющимся в настоящее время данным, выносились вместе с основной магмой и в виде рудоносных газо-водных флюидов. Из земной коры минеральные вещества извлекались вследствие: а) гранитизации метаморфических пород при ультраметаморфизме; б) регионального динамотермального метаморфизма; в) фильтрации через породы химически активных растворов вулканогенного, постмагматического, вадозного и подкорового происхождения.

В настоящее время уверенно можно говорить о подкоровом источнике минеральных веществ для эндогенного рудообразования в виде рудоносных подкоровых магм преимущественно базальтоидного состава. Рудоносные подкоровые магмы базальтоидного состава как источники рудного материала рассматриваются в работах В. Котляра (1968), Г.С. Дзоенидзе (1969), В.И. Смирнова (1969) по данным геологических особенностей месторождений, а также на основании соотношения изотопов серы сульфидных месторождений.

Рудообразование, связанное с основным вулканизмом, проявляется в раннюю стадию развития эвгеосинклиналей, где оно приурочено к базальтоидным магмам, занимающим узкие, интенсивно погружающиеся тектонические трогии в зонах глубинных разломов (Смирнов, 1970). Магматогенные месторождения этой стадии представлены Fe, Mn, V, Cr, Cu, Ti, Zn и платиноидами, которые составляют (Смирнов, 1970) базальтофильную группу.

О породах земной коры как источнике минеральных веществ эндогенного рудообразования с достаточной определенностью свидетельствуют геохимические наблюдения и экспериментальные данные (Мобилизация..., 1972).

Экспериментальными работами, выполненными в Институте геохимии и физики минералов, получены следующие данные мобилизации (экстракции) рассеянных металлов из пород термальными растворами различного состава. Выполнено 22 серии опытов в автоклавах при температуре 300°C, давлении 300 кг/см² в кислой, нейтральной и щелочной средах при длительности опытов 200 ч. Обработке этими растворами подвергались осадочные породы Донбасса и метаморфические породы Украинского щита.

Наибольшая подвижность (экстракция), превышающая 50% исходного количества, была получена в кислой среде для Ca , Mg , Na , Fe и Mn из осадочных пород Донбасса, несколько меньше для Co , Pb , Cu и Zn . Малоподвижными оказались Al , Ti и Cr и некоторые другие элементы.

Из пород высоких фаций метаморфизма суммарный вынос элементов при тех же условиях опыта не превысил 15–20% первоначального содержания в породах.

Закономерности размещения месторождений на щитах и платформах. Приведенные выше представления о геологическом развитии докембрия и условиях образования месторождений позволяют раскрыть закономерности размещения и дать прогноз рудных месторождений в пределах докембрийских щитов и кристаллического основания платформ.

1. Подавляющее большинство всех рудных месторождений на щитах размещается среди метаморфических пород зеленосланцевой и меньше амфиболитовой фаций метаморфизма. Значительно меньше их встречается среди пород гранулитовой фации метаморфизма и в полях развития гранитоидов. По этой причине на щитах могут быть выделены как наиболее перспективные для поисков месторождений поля и блоки, сложенные преимущественно метаморфическими породами.

2. Структурно-фациальные зоны метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, преимущественно протерозойских, кластогенных и хемогенных по происхождению, развившихся из древних троговых геосинклиналей, являются наиболее рудоносными, особенно для метаморфогенных месторождений Fe , Mn , Cu , Pb и др.

3. Зоны сочленения тектонических плит выражены интенсивно смятыми метасоматически измененными метаморфическими и гранитоидными породами (зоны альбитов, карбонатитов, листвинитов, березитов и др.).

4. Зоны развития основного вулканизма (преимущественно архейского), представленные метавулканитами и вулканогенно-осадочными породами. Для них характерны месторождения Cu , Co , Ni , Fe и др.

5. Тектоно-метасоматические зоны древней активизации, приуроченные к глубинным разломам.

Литература

Белевцев Я.Н. Метаморфические месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 648-711.

Буряк В.А., Кашеева Т.В., Хмелевская Н.М. О влиянии состава вмещающих пород на развитие докембрийского золотого оруденения (Патомское нагорье). - ДАН СССР, 1966, т. 169, с. 405-408.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., 1969, 246 с.

Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 3-17.

Дзюценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., 1969, 344 с.

Котляр В.Н. Вулканические гидротермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 491-544.

Мобилизация металлов из осадочных и метаморфических пород водными растворами (по экспериментальным данным). - Геол. журн., 1972, № 3, с. 42-51. Авт.: Я.Н. Белевцев, В.Ю. Фоменко, В.Н. Кучер, С.В. Кузенко.

Смирнов В.И. Металлогения и источники рудообразующих веществ. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1970, т. 9, с. 5-19.

Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3, с. 3-17.

Смыслов А.А., Титов В.К. Роль регионального метаморфизма в формировании радиологической зональности земной коры. - Изв. АН СССР, 1967. № 11, с. 30-38.

А.А. Смыслов, В.К. Титов

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ШИТОВ И ПРОБЛЕМА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Химический состав метаморфических и ультраметаморфических пород докембрия по содержанию и соотношению петрогенных компонентов и элементов-примесей охарактеризован огромным количеством анализов по различным регионам Советского Союза и за рубежом. В литературе широко освещены различные аспекты эволюции химического состава отдельных групп геологических формаций в разные периоды развития докембрия и проведено сравнение с фанерозоем, подробно рассмотрены вопросы миграции химических элементов при региональном метаморфизме, ультраметаморфизме и в

меньшей степени в условиях дислокационного метаморфизма. Здесь мы остановимся только на тех вопросах, которые определяют возможности и принципы геохимического районирования докембрийских складчатых областей в целях прогнозирования месторождений.

Известные материалы А.Б. Ронова, Н.М. Страхова, А.В. Сидоренко, А.И. Тугаринова, Д.Шоу и многих других исследователей свидетельствуют, что химический состав осадочных пород различных эпох и режимов развития докембрия существенно отличается и является выражением направленного и необратимого развития осадочной оболочки Земли.

Изменения содержаний химических элементов и их отношений в ряде осадочных формаций от архея к позднему протерозою по Украинскому, Балтийскому, Алданскому и Канадскому шитам и фундаментам Русской и Северо-Американской платформ показывают, что наиболее характерными показателями эволюции состава осадочных пород являются: 1) щелочи – рост содержания К и величины $K/N\alpha$ при уменьшении концентрации $N\alpha$; 2) убыль Al_2O_3/SiO_2 ; 3) рост Ca/Mg и ΣTR при увеличении доли Ca группы; 4) резкая обогатенность железом раннедокембрийских осадков с аномальным типом в раннем протерозое, постепенное окисление железа после раннего протерозоя, что при одновременном постепенном возрастании количества органического вещества, захороненного в осадках, свидетельствует об увеличении свободного кислорода в атмосфере.

Наряду с изменением состава петрогенных элементов в осадочных породах от архея к позднему протерозою происходила закономерная миграция и малых элементов (примесей). Изменяются как распространенность отдельных элементов (содержание), так и их соотношение (ассоциации и связи). Если для архея в целом характерны повышенные содержания фемафильных элементов, преимущественно группы железа, с тесной корреляционной связью с Cr, Ni, Co, Ti и V, то после архейской и особенно протерозойской эпох гранитизации увеличивается количество литофильных элементов (Pb, Zr, TR, Be, B α , Sr, Th, U и др.), тесно связанных с $N\alpha$ и особенно с К. Не менее характерной по мере перехода от архея к позднему протерозою становится и тесная связь отдельных элементов (U, Se, Pb) с органическим веществом, проявленная в общем с одинаковой устойчивостью в песчаниках, сланцах и карбонатных породах.

Эти материалы позволяют установить наиболее общие закономерности в эволюции осадочных пород от архея до позднего протерозоя – венда, хотя при сравнении в различной степени метаморфизованных осадочных пород мы вносим определенную погрешность, связанную с изменением химического состава исходных пород под воздействием регионального метаморфизма.

Специальное изучение этого вопроса В.М. Гольдшмидтом (Goldschmidt, 1911), К. Менертом (Mehnert, 1969), Д. Шоу (1969) и многими другими исследователями показало, что содержание петрогенных элементов в исходных и метаморфических породах

на всех стадиях изменения от зеленосланцевой фации до гранулитовой остается практически неизменным. В то же время не вызывает сомнения снижение содержания воды и углекислоты, некоторое восстановление железа и вынос ряда, преимущественно литофильных, элементов: $Tl, As, Hg, Th, U, Pb, TR$ вплоть до Au .

Экспериментальные работы (Белевцев и др., 1972) по выщелачиванию рудогенных элементов в условиях различных термодинамических режимов показали, что суммарный вынос металлов из осадочных пород достигает 50–60% первоначального их содержания, а из пород зеленосланцевой фации только 15–20%, из амфиболитовой и гранулитовой фаций еще меньше. Н.П. Ермолаевым (1973) и другими было показано, что при переходе от производных амфиболитовой фации к гранулитовой теряется не менее 30% урана и тория и не менее 50% их подвижных форм. Аналогичные материалы известны и по другим элементам и их изотопам, в частности по изотопам Pb , чем, вероятно, отчасти и объясняется противоречивость радиологических данных, полученных по различным изотопам.

Не менее существенные изменения состава метаморфических пород в докембрии связаны с развитием процессов ультраметаморфизма и гранитизации. При этом среди наиболее ранних гранитоидов, возникших автохтонно в пределах первичной коры в условиях гранулитовой и отчасти амфиболитовой фаций, наибольшим распространением пользуются производные плагiogранит-мигматитовой и чарнокитовой формаций. Эти породы при большой вариации химизма и минерального состава в целом обнаруживают тесное сходство с составом вмещающих пород, нередко характеризуются натриевой специализацией и относительно пониженным содержанием кремнекислоты. Их развитие ведет к гомогенизации состава крупных блоков земной коры.

Соскладчатые и послескладчатые гранитоиды протогеосинклинального периода (ранний протерозой), определяющие состав гранитной оболочки в целом, формируются преимущественно в условиях амфиболитовой фации. Они представлены тем же рядом мигматит-гранитовых формаций в общей последовательности от богатых плагноклазом до преобладающих существенно микроклиновых и ортоклазовых. Характерно широкое проявление сопутствующих процессов натриевого, калиевого и кремниевое метасоматоза, ведущих к направленной миграции многих рудогенных элементов.

И наконец, протоорогенный этап развития характеризуется формированием локализованных массивов щелочных гранитов, сиенитов, гранитов рапакиви, которые нередко специализированы геохимически.

Отмеченные особенности геохимии рудогенных элементов были использованы нами при разработке принципов геохимического районирования докембрийских складчатых областей с целью повышения эффективности прогнозирования.

Дополнительные перспективы геохимического подхода к оценке потенциальной рудоносности геологических структур открываются

в связи с возможностью учета всего баланса металлов, представленных в земной коре как в виде относительно рассеянных, так и рудных скоплений. При геохимическом районировании и выяснении рудоносности геологических формаций докембрия учитывался принцип взаимосвязи и взаимообусловленности формирования геохимического фона элементов в метаморфических комплексах и процессов рудообразования, являющихся частным случаем проявления направленной миграции рудных элементов. Формирование рассеянных и концентрированных форм нахождения рудных элементов обусловлено всей совокупностью сингенетических и эпигенетических процессов образования и последующего преобразования горных пород эндогенного и экзогенного характера. Общей особенностью геохимии сингенетических процессов (седиментогенеза, магматизма) является относительно невысокая степень концентрации элементов, достигающая в специализированных комплексах пород 10–60 кларков концентрации, по А.Е. Ферсману, но значительные масштабы перемещения металлов, преимущественно в рассеянном состоянии. Степень концентрации химических элементов в сингенетических процессах достаточна для формирования рудных скоплений лишь элементов с высоким кларком ($> 0.1-1.0\%$). Так, с осадконакоплением в докембрии связано возникновение сингенетических концентраций, обычно убогих по содержанию, но значительных по объему скоплений железа (железистые кварциты), алюминия (кианит, корунд), фосфора (апатитовые руды). Очень характерно первичное накопление относительно невысоких концентраций Au, U, Th, TR, Zr в конгломератах и V, Pb, U в углеродистых сланцах. С докембрийским магматизмом связаны рудные скопления таких металлов как Fe, Ti, Cu и других элементов. При этом эпохи сингенетического накопления рудных элементов в геологическом разрезе земной коры проявлялись неоднократно. Наиболее показательными в этом отношении являются рудные формации железа, образующиеся в условиях различных геотектонических режимов.

Эпигенетические процессы по их относительной роли в концентрации элементов подразделяются на подготовительные и рудоформирующие. К подготовительным эпигенетическим процессам следует отнести такие эндогенные процессы, как региональный, контактовый и дислокационный метаморфизм, ультраметаморфизм, а экзогенные процессы представлены зодиагенезом, эпигенетической битуминизацией, изохимическим выветриванием и др. Эти процессы приводят к существенному изменению форм нахождения элементов и созданию миграционно-способных или, наоборот, труднорастворимых соединений металлов, их частичному перераспределению с относительно невысокой концентрацией (обычно 100 единиц).

Наложение этих процессов на первично обогащенные рудными элементами комплексы пород приводит к возникновению метаморфогенных месторождений, в том числе элементов с относительно низким кларком (Au, U, Th и другие).

Сингенетические и подготовительные процессы наряду с образованием месторождений играют решающую роль в формировании геохимических эпох и провинций и создании благоприятной геохимической среды для последующего перераспределения металлов и развития эпигенетических рудоформирующих процессов, главным образом гидротермального метаморфизма, с которыми связана наибольшая степень концентрации ($K_k \geq 100-500$) редких и рассеянных элементов (Ta, Nb, U, Th, TR, Be и другие). Во всех случаях при сингенетических процессах формирование рудных месторождений связано с возникновением обстановок контрастного или неоднородного распределения элементов.

Учитывая решающее значение степени дифференцированности (подготовленности) вещества земной коры в формировании рудных месторождений, нами при геохимическом районировании наряду с принципами, предложенными А.Е. Ферсманом (1936), А.А. Беусом (1965) и другими исследователями (ассоциации химических элементов), в качестве ведущего критерия рассматривается контрастность распределения металлов в минералах, горных породах и геологических формациях. В зависимости от ассоциаций рудных элементов, содержащихся в повышенных количествах в горных породах, выделяются геохимические провинции, специализированные на сидерофильные, литофильные и халькофильные элементы. При необходимости внутри этих групп могут быть выделены частные ассоциации рудных элементов, свойственные конкретным геологическим структурам ($Cu-Ni-Co$ ассоциация и т.д.). При оценке степени геохимической дифференцированности выделенных провинций используются следующие показатели: а) уровень содержания химических (в первую очередь рудных) элементов в минералах, горных породах и геологических формациях по отношению к их кларку; б) неоднородность распределения элементов и их изотопов, выраженная коэффициентом вариации; в) форма нахождения микроэлементов в горных породах; г) сила и характер связи между отдельными химическими элементами, их изотопами и ассоциациями.

С учетом этих и других критериев в пределах щитов и областей их активизации для различных групп рудных элементов выделяются три типа провинций: слабодифференцированные, дифференцированные и интенсивно дифференцированные. Слабодифференцированные геохимические провинции и зоны характеризуются пониженными или близкими к кларку количествами металлов, однородное и низкое распределение которых свидетельствует либо о изначально низком содержании металлов в геологических формациях (первичные), либо о гомогенизации вещества отдельных блоков в результате процессов метаморфизма (вторичные провинции). На щитах такими провинциями являются для большинства литофильных элементов (Pb, Ta, Nb и др.) области развития апофиолитовых и апоандезит-диабазовых формаций, образующихся в результате проявления регионального метаморфизма в условиях гранулитовой фации и характеризующихся геохимически низкими фоновыми содержаниями этих элементов (Побужье и ос-

новой фон Среднего Приднепровья, гранулитовый пояс Балтийского щита, восток Алдана, большая часть Анабара и др.).

Для дифференцированных геохимических провинций и зон типично наличие специализированных геологических формаций (осадочных и магматических), первично обогащенных рудными элементами. Это области развития джеспилитовых формаций, золотоностых конгломератов, медистых песчаников, железо-титанистых медно-никеленосных гипербазитов и редкометалльных гранитоидов калиевого ряда и т.д.

Максимальная неоднородность в распределении рудных и других элементов в геологических формациях наблюдается в пределах интенсивно дифференцированных геохимических провинций и зон и обусловлена, как правило, результатом наложения различного рода сингенетических и эпигенетических подготовительных и рудоформирующих процессов. Этому типу геохимических провинций, возникающих обычно в зонах длительного проявления магматизма и гидротермального метасоматоза, свойственны наибольшие расхождения радиологических определений возраста геологических формаций и рудных образований. Наиболее широко и интенсивно процессы обогащения пород литофильными и другими элементами с низким кларком и рудогенез на щитах проявились в связи с тектоно-магматической активизацией (Au, Pb, Mo, Ta, Nb, Th, U и др.), а также в районах многократного проявления эпох гранитообразования (TR, Be, Zn и др.).

Со степенью геохимической дифференцированности зон и провинций, определяемой по степени контрастности (неоднородности) в распределении элементов, связана их металлоносность. Подавляющее большинство месторождений металлов с низким кларком приурочено к дифференцированным и особенно к высоко дифференцированным геохимическим провинциям и зонам.

По характеру и масштабу проявления, а также положению в структурах земной коры среди региональных геохимических подразделений может быть выделено несколько соподчиненных типов.

1. Геохимические пояса (мегапровинции), охватывающие несколько разнородных, нередко разновозрастных и длительно развивающихся геологических структур (Рудный пояс Канады, Джугджуро-Становой пояс Алдана и др.)

2. Геохимические провинции, прослеживающиеся в пределах отдельных складчатых областей или систем, авлакогенов, трогов, грабен-синеклиз (Курско-Криворожская дифференцированная провинция, Печенгско-Варгузская и Чарская интенсивно дифференцированные провинции и др.).

3. Геохимические зоны, локализующиеся в отдельных структурно-формационных зонах.

Геохимические пояса, провинции и зоны, возникновение которых обусловлено сингенетическими процессами, как правило, занимают согласное положение с генеральным направлением складчатых структур докембрия в отличие от провинций и зон, образующихся за счет широкой гаммы эпигенетических процессов и имеющих обычно секущее простираение.

В итоге проведения геохимического районирования на территории Украинского щита выделано две дифференцированные геохимические провинции на группу сидерофильных элементов и три геохимические провинции, специализированные на литофильные элементы. Юго-запад щита обособляется в качестве слабодифференцированной геохимической провинции как на литофильные, так и на сидерофильные элементы. Указанные дифференцированные геохимические провинции вмещают ряд региональных геохимических зон с нарушенным первичным распределением элементов, определяя тем самым положение конкретных структурно-металлогенических зон и рудоносность региона в целом.

Естественно, что для формирования месторождений в менее дифференцированных геохимически областях требуется дополнительное проявление наложенных процессов. В данном регионе в качестве таких процессов выступают процессы тектоно-магматической активизации средне-верхнепротерозойской и палеозойской эпох. Все геохимические зоны, рудоносность которых связана с тектоно-магматической активизацией Украинского щита, занимают характерное секущее положение по отношению к вмещающим структурам (Девладовская, Днестровская, Кальмиусская, Сорокинская и др.). Таким образом, степень геохимической дифференцированности может предопределять возраст и даже тип рудогенеза.

Крайне важным представляется также тот факт, что проведение геохимических работ позволяет оконтурить и рудоносные площади в чехле щита и на его склонах. Их металлогеническая специализация теснейшим образом связана с геохимически специализированным фундаментом. Примерами могут служить циркон-ильменитовые россыпи, как современные, так и мелового возраста, и месторождения коры выветривания, представленные Fe, Ni, Co и другими металлами.

Помимо чисто прикладного значения изучение пространственно-временных закономерностей распределения элементов имеет большое познавательное значение в решении общей проблемы развития коровой оболочки и общих вопросов рудообразования, включая вопрос об источниках рудного вещества. При этом данный материал полезен не только для докембрия, но и для всех последующих периодов развития литосферы. В частности, вывод В.И. Смирнова о приуроченности областей мобилизации литофильных элементов к коровой оболочке может быть на основе геохимических данных даже конкретизирован: источник рудного вещества литофильных элементов находится в пределах верхней ее части – в геохимически специализированном гранитно-метаморфическом слое.

Литература

Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Николаенко В.И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев. 1972, 229 с.

Беус А.А., Рогожин С.П., Алентьев Ю.А. и др. Методические указания по геохимическому картированию при геологосъемочных работах масштаба 1:200 000, 1:50 000. М., 1965, 124 с.

Ермолаев Н.П. Уран и торий в процессах регионального и контактового метаморфизма горных пород. – Геохимия, 1973, № 4, с. 551-558.

Ферсман А.Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.-Л., 1936, 446 с.

Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., 1969, 207 с.

Goldschmidt V.M. Die Kontaktmetamorphose in Kristianiagebiet. – Math.-Nat., 1911, kl. 1, 483 с.

Mehnert K.R. Composition and abundance of common metamorphic rock types. – In: Handbook of geochemistry. Vol. 1. Berlin-Heidelberg-New York, 1969, p. 123-128.

Р.М. Деменницкая

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЯ

Под термином „земная кора“ обычно понимается комплекс осадочных и кристаллических пород, лежащих выше поверхности Мохоровичича. Все кристаллические породы независимо от положения границы М отождествляются с понятием литосфера. По Гутенбергу, литосфера – внешняя оболочка, имеющая предел текучести, вероятно, порядка 10^9 дин/м.

Разделение коры на два типа – континентальный и океанический, намеченное впервые Гутенбергом, по мере накопления сейсмологических и особенно сейсмических данных постепенно уточнялось и дополнялось с учетом основного отличия мощности и состава слоев. Дальнейшее использование сейсмического материала в целях типизации земной коры позволило выделить дополнительные типы: субконтинентальный и субокеанический.

Эти основные положения современных знаний о структуре земной коры на протяжении двух последних десятилетий принимались за исходные при различных статистических исследованиях и выводах о сходстве и различии структуры коры отдельных регионов.

Исходными параметрами при этом являлись: мощность слоев, скорость распространения сейсмических волн в слоях и поведение границ раздела. Таким образом, имеющийся подход к изучению земной коры можно охарактеризовать как параметрическо-геометрический. Он не раскрывает геологической истории коры, но все же на протяжении многих лет такой подход способствовал общему разви-



Взаимоотношение плит и генетические типы земной коры (см. таблицу).

тию наук о земной коре и решению практических задач прогнозирования перспективных регионов и месторождений полезных ископаемых. Однако, как нам кажется, в последние годы имеющиеся представления о коре исчерпали свои возможности и требуются иные принципы истолкования геофизических и геологических данных.

Нами сделана попытка обратиться к представлениям о развитии земной коры с позиций плитовой тектоники. Суммируя данные о характере формирования коры на границах плит и учитывая особенности динамических процессов на этих границах, мы полагаем, что может быть сделана попытка составления новой, пока предварительной, фрагментарной и ориентировочной систематики типов земной коры. Такая систематика должна развиваться и обогащать прежнюю параметрическую классификацию, но уже на историко-генетической основе, и являться отправной для нового анализа комплексных геофизических разрезов в различных регионах Земли.

Предлагаемая классификация обобщена в таблице, в которой мы попытались дать наименование различным типам коры и выявить характерные признаки и особенности, им присущие.

Наиболее отчетливо представляется разделение земной коры на следующие четыре типа (см. рисунок).

I тип – кора новая, свежая, возникающая в срединных рифтовых хребтах океанов за счет внедрения материала мантии, который по мере разрастания океанического дна и экспансии в пространстве формирует кору океанического типа. Этот тип коры предлагается назвать конструктивным.

2 тип – кора, возникающая на некоторых окраинах океана вследствие опускания и погружения литосферы (субдукции), уничтожения ее (деструкции), а затем переработки и вторичных процессов, вертикальной инъекции, способствующей созданию молодой континентальной коры островодужного типа. Этот тип предлагается именовать деструктивно-конструктивным. Он создается за счет уничтожения-деструкции-океанической коры и возникновения молодой континентальной.

3 тип – кора, создающаяся на границе столкновения двух континентальных плит. Она образует континентальную кору повышенной мощности с частичным включением океанической коры в виде офио-

литовых поясов. Этот тип коры будем называть пассивно-конструктивным. Кора здесь не образуется вновь, а лишь „механически“ преобразуется, утолщается, как бы „складывается“.

4 тип – кора, состоящая из первых двух типов на стадии ее консолидации, стабилизации и разрушения. Этот тип коры предлагается называть консервативным (эксонструктивным).

Суммируя высказанные выше соображения о становлении земной коры, можно добавить, что если геодинамика первых трех типов коры может быть охарактеризована как геодинамика революционного характера, то для последнего типа коры ее следует признать эволюционной.

Таким образом, предложенная максимально схематизированная генетическая классификация типов коры позволяет отнести области, состоящие из докембрийских горных пород, к корам четвертого типа, а в сущности к корам, генезис которых определяется последовательными процессами образования кор первого, второго или третьего типов. Если это так, то, быть может, есть возможность районировать площади известных докембрийских массивов по этим типам?

Однако можно ли безоговорочно принять принцип актуализма на 3–4 млрд. лет, т.е. на всю геологическую историю Земли? Если да, то ретроспектива наших сегодняшних представлений о плитовой тектонике заставляет искать в докембрийских отложениях рифтовые зоны, островодужные структуры, геосинклинальные складчатые пояса и другие, характерные геодинамические обстановки. Вероятно, как альтернатива классических представлений о развитии материковой коры, исследовании циклов колебательных движений и эндогенных режимов, исследовании дифференцированного распределения геохимических элементов по вертикали и по горизонтали, неравномерном распределении определенных минералов и их ассоциаций заставляет предполагать достаточно четкий глобальный механизм, который иногда ослабевал, а иногда проявлялся исключительно форсированно. Суть этого механизма пока не разгадана, но его надо искать.

Нам представляется, что на геодинамическую историю докембрия можно взглянуть еще под одним ракурсом. Например, если исходить из первоначально базальтовой жесткой коры планеты, ниже которой происходила дифференциация вещества, обособление оболочек и рост ядра, то нет физической основы для предположения о механизме движений базальтовой коры в раннюю эпоху геологической истории. В этот период тепловое „возбуждение“, по терминологии В.В. Белоусова, должно было носить сугубо локализованный характер, планета еще не обрела повсеместно астеносферную оболочку и не обрела ядра, достаточного для „запуска“ конвекции. Области „тепловых возбуждений“, конечным этапом которых было скопление жидкой магмы, разрешались в виде активного местного вулканизма, активной дифференциации мантии, дегазации, появления атмосферы и воды. Именно такие первоначально „возбужденные“ участки планеты и оказались районами возникновения будущих материков, именно здесь начались все последующие процессы литогенеза. Эти

		Т и п ы к о р ы		
Основные параметры				
		I - конструктивный	II - деструктивно-конструктивный	III - пассивно-конструктивный
Пути становления	Созидание молодой океанической коры в узкой зоне тыловой части плит (в рифтах) за счет поступления мантийного материала (spreading)	Созидание молодой континентальной коры путем ассимилирования и мантийной переработки в условиях высоких температур и напряжений погружающейся и уничтожающейся океанической коры в узкой зоне на фронте океанической плиты (subduction)	Образование утолщенной, континентальной коры в складчатых зонах за счет надвигания, смятия и частичного наращивания плит	IV - консервативный (эксконструктивный)
	Характеристика зоны становления или преобразования	Активная зона дивергенции (раздвижения) двух океанических плит: а) морфотифтовые океаны; б) полирифтовые океаны	Активная зона конвергенции (поддвига) двух океанических или океанической и континентальной плит	Повсеместная пассивная переработка с подчиненной дивергенцией, возможно наличие ослабленных зон, связанных с палеодивергентными и палеоконвергентными

Тип начального возникнове- ния	Мантийные инъекции, подводный вулка- низм и гидровул- канизм	Гранитизация. На глу- бинах - явления де- гидратации. Актив- ный дискретный вулканизм	Складчатость с явле- ниями шарьяжа и меланжа; чешуйча- тость, коробление, торошение	Границами Базификация
Тип конечного преобразова- ния	Подвигт океанической коры под континен- тальную (subduc- tion) с активным погружением в ман- тию и деградацией океанической коры. На краю плиты, возможно, реликто- вое образование ре- гионов с океаничес- кой корой как под- чиненный процесс	Эволюционный, с по- верхностной эрозией	Эрозия - переход в кору консерватив- ного типа	Утонение (растяжение?) и раскол с образова- нием континенталь- ных рифтов и (или) микроокеанических бассейнов и „не- удавшихся“ океанов
Порядок ско- рости форми- рования	Быстрый, одностап- ный, латеральная скорость наращива- ния коры 0 - 20 см/год	Быстрый и средний, многоэтапный	Быстрый, этапный, со скоростью утол- щения коры по вертикали до 2 см/100 лет	Постепенный, медлен- ный, с инверсиями

Т а б л и ц а (продолжение)

Основные параметры	Т и п ы к о р ы				1У - консервативный (эксконструктив- ный)
	I - конструктивный	II - деструктивно- конструктивный	III - пассивно-кон- структивный		
Продолжитель- ность разви- тия процес- са	Существование одной системы структуры разрастания не бо- лее $170 \cdot 10^6$ лет	Время завершения формирования конти- нентальной коры на стадии орогенеза $15 \cdot 10^6$ лет	Орогенная стадия $(1-10) \cdot 10^6$ лет	Возраст древнейшей консервативной коры $3700 \cdot 10^6$ лет. Одна- ко процесс становле- ния коры древнее, чем $600 \cdot 10^6$ лет, не- ясен и, вероятно, происходил по несколь- ко иной схеме	
Характер напря- жений	Растяжение	Общее сжатие; локаль- ные зоны растяже- ния, разуплотнения	Сжатие	Региональные и локаль- ные сжатия и растя- жения (сложные узлы поля напряжений)	
Тип преобла- дающих дви- жений	Активные вертикаль- ные движения в зо- не гребня; пассив- ные горизонтальные движения на флан- гах как следствие растекания верти- кального потока, конвекции астено-	Вертикальные движе- ния как следствие наклонного погруже- ния океанической литосферы и подте- ма разогретого коромантийного ма- териала	Вертикальные движе- ния как следствие бокового сжатия, при- водящего к смя- тию осадочного чехла, меланжу, метаморфизму, образованию кор- ней гор	Колебательные движения как следствие изоста- тических процессов в ходе изменения со- става и плотности коры, процессов, связанных с диффе- ренциацией в верх- ней мантии	

сферных течений; крупные, сравнительно внезапные движения (опускания) океанического дна как следствие остывания плиты и компенсационных разгрузок	Базальтовый	Андезитовый	На первом этапе нет, на втором этапе в орогенной стадии - кислый	Базальтовый, щелочной, кислый
Глаукофановая и зеленосланцевая фации. Серпентинизация.	Глаукофановая и зеленосланцевая фации. Серпентинизация.	Гранулитовая, эклогитовая, амфиболитовая и зеленосланцевая и глаукофановая фации. Диспергентинизация океанической коры	Гранитизация. Реликты всех типов фаций	Все типы метаморфизма от эклогитовой до гранулитовой и зеленосланцевой фаций
Океаническая кора, мощность 5-6 км. Субокеаническая кора - реликты океана, мощность 6-15 км	Океаническая кора, мощность 5-6 км. Субокеаническая кора - реликты океана, мощность 6-15 км	Континентальная кора, мощность 35-50 км. Субконтинентальная кора, мощность 15-30 км	Континентальная утолщенная кора с мощным гранитным и базальтовым слоем общая мощность 45-75 км	Нормальная и утолщенная континентальная кора мощностью 25-45 км

Тип вулканизма

Тип метаморфизма

Параметрическая характеристика по сейсмическим данным

Таблица (продолжение)

Основные параметры	Т и п ы к о р ы			
	I - конструктивный	II - деструктивно- конструктивный	III - пассивно-кон- структивный	IV - консервативный (эксконструктив- ный)
Морфоструктур- ная характе- ристика, при- меры регио- нов	Океанические бассей- ны; некоторые моря (Японское?)	Переходная зона от континента к океа- ну тихоокеанского типа (островные ду- ги, Анды)	Складчатые системы типа Альпийско-Ги- малайского пояса	Платформы, шиты, глы- бовые поднятия, мате- риковые рифты (Си- бирская платформа, плато Колорадо, запад Европы, Байкальский рифт, возможно, Япон- ское море)
Проявление в физических полях	Симметричное магнит- ное поле; повышен- ный тепловой поток; линейная мелкофо- кусная сейсмичность	Магнитное поле, ха- рактерное для вул- канических струк- тур; регионально повышенный тепло- вой поток; наличие сейсмических оча- гов по всему диапа- зону глубин, обра- зующих единую на- клонную фокальную поверхность, гра- витационное поле резко аномальное	Магнитное поле сла- болинейное, с ис- точниками аномалий на больших глуби- нах; тепловой поток повышенный; сейс- мичность региональ- на и на разных глу- бинах вдоль поверх- ностей скольжения плит или их погру- женных реликтов	Магнитное поле разно- образно, с источни- ками аномалий на разных глубинах; тепловой поток нор- мальный и пониженный; гравитационное поле с локальными и регио- нальными аномалиями, повсеместная асейс- мичность для отдель- ных регионов - мик- росейсмичность по разломам

процессы происходили бурно, но локализованно, а не повсеместно, составляя на планете большое количество неохваченных докембрийской перестройкой районов, большое количество районов с первоначальной базальтовой корой. Активный вулканизм и излияние магм приводили к компенсационным опусканиям, прогибам соседних участков, что создавало благоприятные условия для накопления продуктов размыва вулканического материала. В этих условиях должны были формироваться структуры, план которых соответствовал „цирковым“ или „центрально-площадным“ структурам. Таково могло быть первоначальное формирование ранних докембрийских кор, образовавших архейские ядра. Однако и при любых мобилистических реконструкциях в эту эпоху жесткой, но тонкой коры можно представить массовое образование рифтов, хотя трудно обосновать возможность и физическую необходимость существования областей „субдукции“. Это не значит, конечно, что горизонтальные движения были противоположены архейским ядрам. Вероятно, активные процессы в соседствующих районах, где еще не образовалась архейская континентальная кора, будучи вовлечены в „тепловое возбуждение“ и вулканизм, могли оказать боковые, горизонтальные воздействия на уже сформированную „континентальную“ кору, и ее наименее жесткие участки подвергались смятию, образованию складчатых систем. В пользу описанного представления говорит то, что ранняя протерозойская складчатость обволакивает архейские ядра в виде узких поясов, несопоставимо малых по ширине по сравнению с фанерозойскими, а жесткая кора подвергалась ломке, о чем свидетельствуют полигональные очертания доверхнепротерозойской коры и ее повышенная проницаемость.

Конечно, это сугубо схематическое представление процесса, однако оно имеет одно чрезвычайно важное следствие – „дно“ современной земной коры на материках не везде обязано быть архейским (в смысле переработки) и даже не везде оно должно быть и докембрийским. Как указывал А.В. Пейве, материковые образования, герцинские и альпийские, могли закладываться непосредственно на базальтовой коре. Нет больших противоречий и в том, что докембрийские материк и в архее, и даже в протерозое могли представлять собой не более чем группы островов микроматериков больших и малых размеров. Представление о едином суперматерике Пангее не должно распространяться на столь далекое прошлое Земли, как миллиарды лет назад. Наличие докембрийских пород в виде впаиваемых срединных массивов или отдельных включений вовсе не является признаком „докембрийского“ дна коры в данном материковом регионе – это могут быть отдельные обломки или бывшие острова, окруженные более молодой корой, подобными „осколками“ являются Сейшеллы или молодой материк Новая Зеландия, окруженные океанической базальтовой корой.

Приведенные соображения о генезисе докембрийской коры не являются отработанной концепцией, мы не можем назвать их даже гипотезой. Это всего лишь предварительные варианты возможной

геодинамической эволюции тектоносферы Земли на первых этапах ее становления. Однако этими соображениями мы пытаемся показать, что формирование докембрийской коры еще далеко от однозначного дешифрования как с позиций классической тектоники, так и с позиций тектоники плит. Следовательно, проблемы металлогении докембрия должны тоже рассматриваться в зависимости от этих возможных реконструкций.

В.Т. Свириденко

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПРОТОПЛАТФОРМ КОНТИНЕНТОВ

Полезные ископаемые, в той или иной степени связанные с докембрием, играют ведущую роль в мировом балансе сырьевых ресурсов. Изучение геологии докембрия сопровождается рядом трудностей, обусловленных значительным метаморфизмом и неоднократной структурной перестройкой древних блоков земной коры, отсутствием руководящих ископаемых. Однако успехи, достигнутые в изучении геологии докембрия в течение последних двух десятилетий, позволили: 1) разработать конкретные методы реставрации литологического состава метаморфизованных осадочно-вулканогенных, хемогенных и осадочных пород от раннего докембрия до фанерозоя включительно; 2) выявить на основе новейших радиологических данных временные рубежи (в абсолютном летоисчислении) главнейших геологических событий и этапов развития земной коры; 3) обосновать специфику эволюции земной коры в докембрии и направленный, необратимый характер процессов развития Земли в целом; 4) установить роль органического вещества в процессах становления и эволюции химического состава докембрийской атмосферы; 5) разработать и внедрить в практику методы и принципы формационного анализа применительно к изучению докембрийских образований; 6) опровергнуть традиционную концепцию об ограниченности промышленных, рудных концентраций в докембрии лишь тяжелыми и черными металлами.

Все это в совокупности позволило вплотную подойти к решению важнейших вопросов докембрийской металлогении. Использование методов и принципов регионального металлогенического анализа с учетом перечисленных выше достижений в изучении докембрия легло в основу металлогенического районирования континентов и выделения ведущих металлогенических эпох (см. статьи Т.В. Билибиной и др. в настоящей книге). Наиболее продуктивной по объему, контрастности и разнообразию оруденения является ранне-среднепротерозойская металлогеническая эпоха, ограниченная интервалом времени 2100–2700 млн. лет. Именно с этой эпохой связаны на шитах крупнейшие месторождения золота, урана, меди, никеля, хрома, частично полиметаллов, серебра и редких металлов.

Установлено, что рудогенерирующие потенции отдельных металлогенических провинций, областей и зон находятся в прямой зависимости от степени трансформации сиалической коры древних геоструктур, т.е. от их тектонической „зрелости“. В общем случае развитие отдельных геоблоков идет в направлении к их стабилизации и установлению платформенного режима. Чем быстрее и полнее реализуется этот процесс в отдельных сегментах земной коры, тем отчетливее и ярче проявляются в них ведущие металлогенические черты, тем контрастнее и разнообразнее оруденение (Билибина, 1973; Билибина и др., 1975).

Таким образом, различия в тектонической подготовке отдельных докембрийских геоблоков сиалической коры определяют и различную их металлогению. В областях развития докембрия выделяется три главных типа металлогенических провинций, подчиненных положению складчато-глыбовых и разрывных структур: 1) провинции, сопряженные с системами долгоживущих протерозойских складчатых поясов; 2) провинции, в которых сочетаются фрагменты протерозойских складчатых сооружений, блоки архейд и структуры тектономагматической активизации; 3) провинции в сильно трансформированных блоках архейд с наложенными протогеосинклинальными зеленокаменными поясами и протоплатформенными протоками, осложненными древней активизацией. Последняя группа провинций занимает особое положение, так как эти провинции раньше всех уже к началу раннего протерозоя оформились в качестве эпиархейских областей, закончивших полный цикл развития от нуклеарной коры к платформенному режиму (протоорогенному, по Т.В. Билибиной). Возникли своеобразные платформенные структуры – протоплатформы.

Понятие о протоплатформах как геоструктурных единицах первого порядка было введено Е.В. Павловским (1962, 1964). Вслед за Е.В. Павловским мы рассматриваем протоплатформы в качестве древнейших, относительно устойчивых сооружений платформенного типа, в строении которых участвуют сложно дислоцированные кристаллические породы архейского фундамента и слабометаморфизованные пологозалегающие ранне-среднепротерозойские отложения, образующие протоплатформенный чехол. Таким образом, решающим фактором при выделении протоплатформ является наличие двухъярусного строения геоструктурных единиц – кристаллического основания (фундамента) и слабометаморфизованного протоплатформенного чехла. От типичных платформ неохрона протоплатформы отличаются многообразием магматических проявлений основного и кислого состава и кристаллизацией магмы в спокойной тектонической обстановке, увеличенной мощностью докембрийского чехла, большими амплитудами радиальных перемещений блоков кристаллического фундамента и т.д. Характерной особенностью протоплатформ является отчетливая приуроченность магматических формаций к крупным тегматическим структурам и обширным эндопротоплатформенным прогибам. Именно протоплатформы в областях развития зеленокаменных поясов и эндопротоплатформенных прогибов, особенно в зонах их сочлене-

ния с более молодыми пограничными подвижными поясами, являются основными концентраторами металлических и неметаллических полезных ископаемых в докембрии.

Наиболее крупными и имеющими важное экономическое значение являются протоплатформы: Трансваальская в Южной Африке, Гуронская (провинция Суперкеор) в Канаде, Гвианско-Бразильская в Южной Америке, Чарско-Алданская в Восточной Сибири, Карельская и Воронежско-Украинская, Западно-Австралийская. Все они обладают принципиально сходным типом развития и сходной металлогенией. Вместе с тем в металлогенической специализации протоплатформ наблюдаются и специфические черты, обусловленные региональными причинами и некоторыми особенностями развития на тех или иных этапах их становления.

Протоплатформы континентов объединяются в группы полиметалльных и железорудных металлогенических провинций, в которых ведущую роль играют железо, золото, уран, медь, никель, кобальт, хром, редкие и черные металлы. В силу указанных региональных различий протоплатформ в каждом отдельном случае доминирующее положение занимает тот или иной металл или группа металлов. Так, для Трансваальской и Гуронской протоплатформ ведущими металлами являются золото, уран, никель, хром; для Воронежско-Украинской - железо, для Чарско-Алданской - медь, железо, редкие металлы. Наряду с ведущими группами металлов для протоплатформ отмечается наличие и других перечисленных металлов.

Высокий металлогенический потенциал протоплатформенных областей и наличие контрастного разнообразного оруденения подготовлено всем ходом их геологического развития. Попытаемся теперь, хотя бы в общих чертах, рассмотреть основные закономерности в развитии протоплатформ, определяющие их металлогеническую специфику и высокие рудогенерирующие свойства.

Становление протоплатформ в качестве своеобразных геоструктурных элементов земной коры первого порядка, как это было показано Е.В. Павловским (1962, 1964), К.А. Шуркиным и Ф.П. Митрофановым (1968), В.С. Федоровским и А.М. Лейтесом (1968), происходило в несколько последовательных этапов: нуклеарный, орогенно-ультраметаморфический (про- и протогеосинклинальный, по Т.В. Билибиной, К.А. Шуркину и Ф.П. Митрофанову), протоорогенный, протоплатформенный и тектоно-магматической активизации.

Каждому из названных этапов соответствуют определенные металлогенические эпохи. Ведущее положение, как уже показано выше, занимает ранне-среднепротерозойская металлогеническая эпоха, соответствующая собственно протоплатформенному этапу и этапу наиболее ранней докембрийской тектоно-магматической активизации.

Нуклеарный этап отвечает догеологической истории развития Земли и ее верхней оболочки. По стилю тектонического режима этот этап напоминает лунную стадию развития планет (Глуховский, 1975) и характеризуется слабой дифференциацией протопланетного веществ-

ва (Павловский, 1964; Глуховский и др., 1972). Первоначально под нуклеарным этапом Е.В. Павловский (1962, 1964) подразумевал интервал времени формирования канадского Киватина и серии Свазиленд в Южной Африке. Исследования последних лет (Салоп, 1973) показали, что на Канадском, Южно-Африканском и Алданском щитах имеют место породы значительно древнее Киватина, Свазиленда и алданского комплекса, которые и относятся теперь к нуклеарному этапу. Роль нуклеарного этапа в формировании металлогенического облика протоплатформы пока не изучена. Можно только предполагать неоднородность протопланетного вещества, которая послужила основой количественных металлогенических различий протоплатформ на различных континентах. Возможно, что некоторые рудоподготавливающие процессы все же имели место и на нуклеарном этапе в виде незначительной локальной гранитизации. Л.И. Салоп (1973) подчеркивает, что галька докиватинских и досвазилендских пород нередко содержит обломки гранитоидов.

Орогенно-ультраметаморфический этап занимает особое положение в формировании металлогенической специфики протоплатформ. Для тектонического режима этого этапа характерны отсутствие четко выраженных линейных структурных элементов, интенсивный площадной вулканизм и накопление осадочно-хемогенных и осадочных толщ, переслаивающихся с вулканитами в обширных, часто изометричных бассейнах на ранних стадиях; высокотемпературный региональный метаморфизм (чаще всего в условиях гранулитовой фации) и простой тип складчатости на средних стадиях. Конечные стадии отличаются многократными процессами ультраметаморфизма, гранитизации, площадного регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации и широким развитием кремний-калиевого метасоматоза. Для древних сегментов земной коры это главнейший рудоподготавливающий этап. На протяжении его в огромных масштабах осуществлялись процессы химической, осадочной, метаморфической и частично магматической дифференциации вещества земной коры. В наибольшей степени произошло разделение и проявился антагонизм тяжелых ферромагнитных и фельсифильных компонентов. Тяжелые элементы с малыми атомными объемами на ранних стадиях ультраметаморфизма приобрели значительную подвижность в пределах фронтов базификации. Легкие элементы с большими атомными объемами максимальную подвижность получили на поздних стадиях ультраметаморфизма (Петров, Макрыгина, 1975). Уже на этом этапе в пределах протоконтинентов возникли первые, хотя и мелкие, залежи контрастных руд золота, радиоактивных и редких элементов, частично никеля, ванадия, хрома и хемогенных железистых кварцитов. Через всю толщу сиалической коры прошли, как минимум, две волны энергетической переработки, напоминающей полные циклы зонной плавки.

Значительная роль в перераспределении и концентрации рудного вещества на рассматриваемом этапе развития земной коры принадлежит магматическим и ультраметаморфическим процессам. Многократная гранитизация к концу этапа частично консолидировала древ-

нейшие участки сиалической земной коры. На интенсивные геодинамические напряжения земная кора теперь отвечала образованием протяженных зон разломов глубокого заложения. Наиболее крупные из них контролировали положение крупных линейных прогибов, геотектонический режим которых сходен с начальными и ранними этапами эволюции фанерозойских геосинклиналей. Одни исследователи отождествляют их с протогеосинклиналями (Билибина, 1973), другие – с протоорогенными структурами (Мокшанцев и др., 1975), третьи – с своеобразными шовными трогами (Глуховский и др., 1972). В составе прогибов преобладают вулканиты основного, среднего, реже кислого состава, иногда переслаивающиеся с терригенными породами грауваккового типа. В нижних частях стратиграфической последовательности присутствуют базальные горизонты псаммитов и конгломератов. Вулканиты сопровождаются малыми телами основных и ультраосновных пород (Windley, Bridgwater, 1971). На некоторых щитах (Канадский, Западно-Австралийский) прогибы группируются в обширные зеленокаменные пояса. На других щитах, таких как Алданский, Украинский и другие, зеленокаменные толщи выполняют лишь отдельные узкие, но протяженные структуры. Метаморфизм пород не превышает средних ступеней амфиболитовой фации.

Металлогенические особенности зеленокаменных толщ известны широко. С ними связаны значительные по объему месторождения хемогенных железистых кварцитов, жильного золота, гидротермально-метасоматические месторождения сурьмы (район Барбертов в Южной Африке и др.). С ультраосновными и основными магматическими формациями ассоциируют месторождения хрома, серебра, реже кобальта, талькового камня. В зонах проявления ультраметаморфизма размещаются небольшие по размерам месторождения мусковита, радиоактивных элементов, редких металлов. Ряд исследователей (Салоп, 1972) считает многочисленные проявления золота и рассеянной урановой минерализации зеленокаменных поясов основным источником металлов для формирования крупнейших вторичных месторождений мира – Витватерсранд, Блайнд Ривер и другие. В связи с зеленокаменными поясами мы видим уже широкий спектр различной минерализации, образующей концентрации, относящиеся к категории мелких и средних месторождений. Гранитизация в конце верхнего архея–начале раннего протерозоя, последовавшая за формированием зеленокаменных поясов, окончательно стабилизировала и консолидировала древнее основание щитов, превратив его в жесткие протоплатформенные блоки. Впервые в истории Земли возникли геоструктуры платформенного типа, формирование которых отделено от предыдущих этапов длительным перерывом, сопровождавшимся интенсивным физическим и химическим выветриванием.

Протоплатформенный режим, как уже указано выше, знаменует собой принципиально иные условия тектонического режима в эволюции сиалической земной коры, характеризующегося большой стабильностью геоблоков, коровым магматизмом и накоплением мощного

протоплатформенного чехла. Некоторые черты тектонического режима протоплатформ напоминают отдельные стадии развития геоструктур фанерозойской активизации (Свириденко, 1975). Основными структурными элементами протоплатформ, сохранившимися в пределах древних щитов и массивов, являются эндопротоплатформенные прогибы типа фанерозойских платформенных синеклиз (Павловский, 1964; Лейтес, 1965). По своим морфоструктурным характеристикам эндопротоплатформенные прогибы обладают рядом общих признаков с впадинами областей активизации: 1) они отчетливо наложены на складчатые структуры архейского фундамента, располагаясь на склонах щитов и платформ в пределах разновозрастных складчатых структур, и имеют тесную связь с разрывными нарушениями; 2) строение прогибов асимметричное, как правило, один из бортов прогибов бывает ограничен глубинными региональными разломами, в то время как внутренние границы их, обращенные к платформе, имеют конседиментогенный характер; 3) протоплатформенный чехол, сохранившийся в подобных прогибах, несет черты континентального, реже полуконтинентального происхождения с приразломным и германотипным видом складчатости; 4) магматические формации имеют повышенную щелочность как основной, так и кислой магм, которые на завершающих стадиях развития прогибов сменяются толеитовым магматизмом; большинство интрузий относится к трещинному типу.

Таким образом, морфоструктурные особенности протерозойских эндопротоплатформенных прогибов и характер магматизма, сопутствующего их развитию, указывают, что мы имеем дело с активизацией древнейших структур платформенного типа.

Однако понятие тектоно-магматической активизации, особенно применительно к докембрию, до сих пор не имеет окончательной формулировки. Независимо от этого разновозрастные протоплатформенные области, будем ли мы рассматривать их с позиций древнейшей активизации или в качестве своеобразных самостоятельных геоструктурных элементов в истории развития земной коры, обладают на различных континентах сходными чертами, что отражается в наличии крупных протоплатформенных (эндопротоплатформенных) прогибов, сосредоточении в их пределах или в непосредственной структурной связи с ними магматических формаций и в мощных процессах рудогенеза как экзогенного, так и эндогенного типов.

Протоплатформенный чехол сохранился в протерозойских прогибах практически на всех щитах континентов. Мощность континентальных осадочных толщ, нередко включающих основные и средние вулканиты, достигает нескольких километров, а метаморфизм редко превышает средние ступени зеленосланцевой фации. Почти повсеместно в основании протоплатформенного чехла находятся мощные горизонты металлоносных конгломератов преимущественно кварцевого и олигомитового состава (Салоп, 1972; Robertson, 1974).

Осадочные породы формировались в условиях прибрежно-морских, лагунных и дельтово-русловых фаций, а вулканиты имеют от-

четливые черты континентального происхождения (Лейтес, 1965; Pretorius, 1974; Robertson, 1974; Roscoe, 1969).

На развитие внутреннего строения прогибов значительное влияние оказали геоморфология и тектонические формы архейского фундамента. В пределах протоплатформенных прогибов широко развиты типоморфные магматические формации: расслоенных габбро-норит-анортозитов, гранитов рапакиви и докембрийских траппов (Свириденко, 1975). На различных протоплатформах эти формации имеют неравноценное развитие, но присутствуют постоянно.

Предшествующие формированию платформ этапы развития континентальной земной коры с их мощным седиментогенезом, вулканизмом, глубоким региональным метаморфизмом, ультраметаморфизмом и интенсивной дифференциацией вещества по сути дела были лишь рудоподготавливающими. Корообразовательные процессы этих этапов высвободили или привели в подвижное состояние огромные массы различных рудных элементов, включая железо, редкие металлы, радиоактивные элементы, золото и др. Таким образом, создались благоприятные условия для возникновения крупных контрастных концентраций металлов.

Протоплатформенный режим и последующая тектоно-магматическая активизация явились той благоприятной обстановкой, в которой рассеянные элементы были сконцентрированы в виде крупных и крупнейших месторождений. Основные рудогенерирующие факторы протоплатформенного режима и ранней активизации: атмосферно-климатические, геоморфологические, структурно-тектонические, магматические, метаморфические. Об атмосферно-климатических условиях раннего-среднего протерозоя на протоплатформах с достаточной долей уверенности можно судить по реликтам кор выветривания, подстилающим отложения протоплатформенного чехла, составу базальных отложений последнего и минеральным реликтовым парагенезисам осадочно-метаморфических золото-урановых руд (Robertson, 1974; Pretorius, 1974). Наличие кор глубокого химического выветривания указывает на континентальные условия и довольно теплый климат. Об этом же свидетельствует мономиктовый или олигомиктовый состав зрелых конгломератов. Низкое содержание кислорода в атмосфере способствовало накоплению россыпного урана и золота в ассоциации с пиритом. Все это в совокупности привело к формированию крупнейших золото-урановых в конгломератах месторождений Блайнд Ривер, Витватерсранд, Жакобина и др. Особая роль в формировании этих месторождений принадлежит многочисленным внутрiformационным перерывам, многократному перемию и обогащению осадочных пород минералами тяжелой фракции естественного шлиха.

Отложения протоплатформенных чехлов в металлогеническом отношении специализированы на золото, уран, черные металлы, медь, частично бор, кобальт, редкие элементы.

В пределах отдельных протоплатформ эта специализация реализуется по-разному в зависимости от конкретных физико-географичес-

ких и структурно-тектонических условий. Так, например, протоплатформенный чехол Трансвааля вмещает крупнейшие месторождения золота и урана. Здесь же имеются признаки промышленной минерализации других металлов, характерных для протоплатформенных отложений. В протоплатформенном чехле на западе Алданского щита (удоканская серия) присутствуют крупные залежи медистых песчаников, которые ассоциируют с маломощными горизонтами железистых кварцитовидных песчаников. В Воронежском массиве и на Украинском щите в протоплатформенных отложениях сосредоточены месторождения железа.

Большую роль в формировании металлогенического облика протоплатформ играют магматические формации среднепротерозойской тектоно-магматической активизации. Типоморфные магматические формации протоплатформ строго приурочены к эндопротоплатформенным прогибам, что в значительной степени способствует рациональному прогнозированию полезных ископаемых в пределах древних щитов.

Формация расслоенных габбро-норит-анортозитов является одной из важнейших рудогенерирующих формаций на проплатформах. В ее составе предварительно можно выделить две подформации. Более глубинная подформация имеет относительно меланократовый состав (Бушвелдский лополит). С ней ассоциируют месторождения хрома, никеля, платиноидов, в меньшей степени титаномагнетита. Менее глубинная подформация (лополиты Седбери в Канаде и Чинейский на западе Алданского щита) существенно лейкократовая; ведущую роль в ней играют лейконорит-анортозиты. С интрузиями этой подформации ассоциируют месторождения медно-никелевых и титаномагнетитовых руд, отсутствуют промышленные концентрации хрома, возможны промышленные концентрации ванадия.

Граниты рапакиви и их гомологи обнаружены в последние годы на всех протоплатформах (Свириденко, Верхало-Узкий, 1974). Крупные промышленные концентрации каких-либо металлов в связи с ними не обнаружены, но рапакиви отчетливо специализированы на редкие металлы, олово, редкие земли и др. Имеются мелкие месторождения и рудопроявления перечисленных металлов.

Формация докембрийских траппов также обнаруживается на всех протоплатформах (Свириденко, 1971). Однако изучена она еще недостаточно. Максимальным развитием протерозойские долериты трапповой формации пользуются в пределах Гвианской (долериты Рорайма), Гуронской (долериты Нипайсинг) и Чарско-Алданской (долериты доросского комплекса) протоплатформ. С долеритами Нипайсинг на Канадском щите связаны основные запасы кобальта и серебра. На других протоплатформах вследствие слабой их изученности значительных месторождений этих металлов в связи с докембрийскими траппами еще не обнаружено. Но сходство геологических обстановок и вещественного состава докембрийских траппов на различных протоплатформах позволяет прогнозировать их обнаружение с повышением степени изученности территорий.

По совокупности тектоно-магматических факторов и набору геологических формаций все протоплатформы можно разделить на два типа: трансваальско-гуронский и воронежско-украинский. Они соответственно отличаются и по характеру металлогенической специализации.

Протоплатформы трансваальско-гуронского типа характеризуются тем, что фрагменты ранне-среднепротерозойского протоплатформенного чехла прекрасно сохранились в пределах огромных, близких к изометричным прогибам с признаками конседиментационного выполнения (прогибы Витватерсранд и др.). Прогибы располагаются на склонах щитов часто в зонах сочленения центростремительно ориентированных зеленокаменных трогов. Протоплатформы этого типа характеризуются максимальным развитием формаций расслоенных габбро-норит-анортозитов и докембрийских траппов. Здесь же сосредоточены крупнейшие месторождения урана, золота и меди осадочно-метаморфогенного типа, магматогенные месторождения хрома, никеля, меди и гидротермально-метасоматические месторождения кобальта, серебра и других металлов. По ассоциации промышленных месторождений протоплатформы трансваальско-гуронского типа входят в группу полиметалльных металлогенических провинций.

Протоплатформы воронежско-украинского типа по своему строению и металлогении значительно отличаются от протоплатформ первого типа. Здесь протоплатформенные прогибы приурочены к системам межблоковых региональных разломов, наследуя структурный план верхнеархейских зеленокаменных поясов. По сути дела прогибы представляют собой серии узких протяженных (до 400 км) асимметричных грабенов, выполненных терригенными толщами, которые имеют, как правило, двучленное строение. Нижние части стратиграфической последовательности представлены отложениями конгломерато-песчанико-сланцевой формации, иногда с горизонтами и линзами известняков и металлоносных конгломератов; верхние – мощной толщей отложений кремнисто-железистой (джеспилитовой) формации. Суммарная мощность протоплатформенных осадков значительно меньше, чем на протоплатформах первого типа и не превышает 3 км. Совокупность магматических формаций аналогична протоплатформам первого типа, но интенсивность их проявления резко отлична. Максимального развития здесь достигает формация гранитов рапакивы, минимального – расслоенные интрузии габбро-норит-анортозитовой формации (Украинский щит, Воронежский массив и др.). Вследствие этого и рудоносность в связи с магматическими формациями выражена слабо, хотя общая тенденция в распределении рудоносности на протоплатформах сохраняется.

Основной металлогенический потенциал протоплатформ воронежско-украинского типа связан с протоплатформенными терригенными отложениями, где сосредоточены запасы железистых кварцитов (Кривой Рог, КМА). Месторождения полезных ископаемых других типов не играют в настоящее время сколько-нибудь заметной роли в мировом сырьевом балансе. На этом основании протоплатформы

воронежско-украинского типа отнесены к группе мономинеральных железорудных металлогенических провинций. Тем не менее они сохраняют высокий металлогенический потенциал и в отношении других типоморфных рудных месторождений протоплатформ.

Указанные выше различия в металлогении протоплатформ, зависящие от их конкретного геологического строения, должны способствовать более целенаправленному прогнозированию поисков полезных ископаемых.

Литература

Билибина Т.В. Основные черты металлогении щитов и областей их активизации. – В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973, с. 41–61.

Билибина Т.В., Свириденко В.Т., Терентьев В.М. и др. Металлогенические провинции и их положение в тектонике континентов. – В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 9–11.

Глуховский М.З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита. – Геотектоника, 1975, № 2, с. 3–19.

Глуховский М.З., Ставцев А.Л., Коген В.С. Тектоника и магматизм Витимо-Охотской области. – Геотектоника, 1972, № 4, с. 76–89.

Лейтес А.М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М., 1965, 184 с.

Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск, 1975, 197 с.

Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. – Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, Сер. геол., вып. 5, 1962, с. 106–108.

Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. – В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., 1964, с. 7–14.

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

Салоп Л.И. Некоторые геологические аспекты проблемы золото-ураноносных конгломератов докембрия. В кн.: Проблемы региональной геологии СССР. Л., 1972, с. 150–173.

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая школа докембрия. Л., 1973, 309 с.

Свириденко В.Т. Докембрийская трапповая формация континентов. – Изв. Забайк. фил. геогр. о-ва СССР, 1971, т. VII, вып. 6, с. 3–23.

Свириденко В.Т. Металлогения областей докембрийской активизации древних щитов и массивов. – В кн.: Зако-

номерности размещения полезных ископаемых, т. XI, М., 1975, с. 122-124.

Свириденко В.Т., Верхало-Узкий В.Н. Петрохимия гранитов рапакиви Витимо-Алданского щита. - АН СССР, 1974, т. 215, № 3, с. 689-692.

Федоровский В.С., Лейтес А.М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. - Геотектоника, 1968, № 4, с. 114-127.

Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Докембрийский магматизм и тектогенез. - В кн.: Магматизм и тектоника. М., 1969, с. 152-162.

Pretorius D.A. The nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits. - Econ. Geol., 1964, N 86, 50 p.

Robertson D.S. Basal proterozoic units as fossil time markers and their use in uranium prospect. In: Form. of Uranium Ore Dep. IAEA, Vienna, 1974, p. 495-512.

Roscoe S.M. Huronian Rocks and Uraniferous Conglomerates in the Canadian Shield. - Geol. Surv. Can., 1969, Paper 68-40, 205 p.

Windley B.F., Bridgewater D. The evolution of archean low- and highgrade terrains. - Geol. Soc. Austr. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 33-46.

В.С. Домарев

РЯДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОСАДОЧНЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ПО СТЕПЕНИ МЕТАМОРФИЗМА

Современный облик любого рудного месторождения создается в продолжение его существования - от первичного накопления рудогенных и других компонентов руд до настоящего времени. Чем сложнее геологическая история рудного района, тем в большей степени метаморфизованы его месторождения, изменения которых колеблются от незначительных проявлений раннего диагенеза до высоких степеней метаморфизма и полного рассеяния рудного вещества. Наиболее значительные изменения испытывают месторождения экзогенного происхождения, подвергающиеся воздействию эндогенных факторов. Разнообразные и часто неоднократно проявляющиеся в докембрийских месторождениях процессы существенно меняют их облик, маскируя характерные черты первичного рудонакопления, чем объясняется нередко высказываемое мнение о принципиальном отличии докембрийского рудогенеза от фанерозойского.

Метаморфизованность месторождений обуславливает и некоторую неясность в определении возраста оруденения, за который может быть принято как время первичного накопления рудогенных компо-

нентов, так и тот или иной момент изменения первоначальной за- лежи, особенно в том случае, если изменение месторождения со- провождалось более или менее интенсивной миграцией и перестро- жением металлов.

Однако было бы неправильно рассматривать метаморфизован- ные в той или иной степени месторождения докембрия как какие-то совершенно особые образования, не имеющие аналогов в фанерозое, так как метаморфизм не уничтожает полностью тех геологических особенностей, которые приобрело месторождение при его возникно- вении. Метаморфизованные сингенетичные месторождения как маг- матического, так и осадочного происхождения сохраняют простран- ственную и временную связь с вмещающими породами (для осадоч- ных месторождений сохраняется литолого-стратиграфический конт- роль), в какой-то мере морфологию рудных тел, приуроченность к определенным геотектоническим зонам и т.д. Первичный характер эпигенетических залежей может быть установлен на основании гео- логических и петролого-минералогических данных.

Познание генезиса месторождений и выяснение закономерностей их размещения в пространстве по мало измененным объектам мо- гут быть произведены значительно проще и надежнее, чем по ин- тенсивно метаморфизованным. Поэтому представляется целесообраз- ным сопоставление в различной степени метаморфизованных место- рождений, близких по геологическим особенностям и, как можно полагать, по генезису, т.е. месторождений одной формации.

Следует отметить, что под рудной формацией мы понимаем сово- купность месторождений, обладающих близкими чертами геологичес- кого строения независимо от минералогического состава руд и при- уроченности к тем или иным геотектоническим областям или струк- турно-формационным зонам.

Месторождения многих рудных формаций распространены среди образований самого различного возраста от неогена до раннего протерозоя, а некоторых формаций и до архея. К таким формациям относятся месторождения формаций хромита в ультраосновных поро- дах, сульфидных медно-никелевых залежей в ультраосновных и ос- новных породах, колчеданных и колчеданно-полиметаллических за- лежей в спилито-кератофировых толщах, медистых песчаников, свинцово-цинковых руд в карбонатных и карбонатно-терригенных толщах (Домарев, 1968). Широким временным распространением пользуются и многие другие рудные формации. Рудоносные карбо- натиты известны среди образований юрского возраста (месторожде- ние Ока, Канада), позднего и раннего палеозоя (Туркестано-Алай - поздний палеозой; Южная Индия - до позднего кембрия), позднего и среднего протерозоя (Сибирская платформа 1050-1100 млн. лет; Канада - 700-1800 млн. лет). Кимберлитовые трубки Сибирской платформы имеют возраст от послераннемелового до пермского, в Африке известны кимберлиты с радиометрическим возрастом от 1150 (Мали) до 2300-2700 млн. лет (Витватерсранд). Месторожде- ния грейзеновой формации известны в кайнозое, мезозое, палеозое и протерозое.

Есть основания полагать, что ограниченное распространение во времени многих рудных формаций вызвано лишь отсутствием общепринятых принципов их выделения, что затрудняет отнесение некоторых месторождений к той или иной из них, а также недостаточной изученностью самих месторождений. Так, например, длительное время были известны главным образом кайнозойские и мезозойские представители формации медно-порфировых месторождений, распространенные в основном в горных сооружениях западной окраины Северной и Южной Америки, в Закавказье и Иране. В значительно меньшей степени были известны поздние и среднепалеозойские месторождения Казахстана и Средней Азии, в настоящее же время описаны месторождения Аппалачей, имеющие возраст от девона до ордовика (Hollister и др., 1974), а помимо единственно известного протерозойского месторождения Китая (Чжун-Тяо-Шань) в Западной Африке установлено нижнепротерозойское месторождение Моногага, радиометрический возраст которого составляет 2500 млн. лет.

По-видимому, нельзя с полной уверенностью считать, что такие "типично" докембрийские месторождения, как железистые кварциты, золотоносные и ураноносные конгломераты, не имеют своих аналогов в фанерозое. Различия в возрасте месторождений одной формации до известной степени обуславливают и различия в степени их метаморфизма, что прежде всего относится к месторождениям докембрия, сопоставление которых с фанерозойскими образованиями без учета их метаморфизма затруднительно и облегчается лишь тем обстоятельством, что среди месторождений каждой формации по степени метаморфизма можно наметить ряд переходных разностей, помогающих установить сходство крайних представителей.

Степень метаморфизма рудных месторождений проявляется в изменении минералогического состава руд, в частности структурных и текстурных особенностей, появлении новых минералов, изменении вмещающих пород и образовании эпигенетических минеральных скоплений.

Изменения такого типа можно обнаружить в месторождениях всех формаций, но особенно значительны они в первично-экзогенных месторождениях, на примерах которых мы ниже и остановимся.

Одной из формаций, объединяющих в различной степени метаморфизованные месторождения, является формация стратифицированных свинцово-цинковых руд в карбонатных породах. Месторождения этой формации возникают в различных геотектонических условиях: в подвижных зонах и на платформах и известны в образованиях различного возраста — от неогена до докембрия. Среди них относительно мало измененными представляются месторождения Южно-Таджикской депрессии, Верхне-Миссисипской долины, далее следуют месторождения Кугитанга, Западного Прибалхашья, Каратау, Енисейского кряжа, а наиболее интенсивно изменены, по-видимому, месторождения Завар и Сулливан. По мере увеличения интенсивности метаморфизма в месторождениях все более и более проявляются черты эндогенного минералообразования, поэтому вполне понятно существовавшее длительное время стремление, имеющее место еще

и в настоящее время, рассматривать такие месторождения докембрия, как Сулливан, Горевское, Кипуши и другие, как первично-эндогенные. Только сопоставление в различной степени измененных месторождений наряду с успехами в изучении стадий литогенеза позволили правильно отнести эти месторождения к первично-экзогенным и установить, таким образом, близость докембрийского и фанерозойского рудообразования.

Стратифицированные месторождения меди („медистые песчаники“), образующиеся в различных геотектонических условиях и имеющие самый различный возраст, также обнаруживают неодинаковую степень метаморфических изменений.

Комплекс извлекаемых из отдельных месторождений медистых песчаников металлов прямой зависимости от их возраста и степени метаморфизма не обнаруживает. Например, Удоканское месторождение, одно из древнейших известных нижнепротерозойских, является монометальным, в то время как в менее метаморфизованном карбоновом месторождении Джезказгана медь сопровождается свинцом, цинком, а в небольших количествах и другими металлами. Минералогические изменения руд в связи со степенью метаморфизма проявляются достаточно отчетливо. Среди медных сульфидов в метаморфизованных рудах возрастает роль халькопирита, образующегося за счет меди халькозина, преобладающего или даже единственного медного минерала неметаморфизованных месторождений, например Кургитанга. Помимо изменения набора медных минералов при метаморфизме возникает то или иное количество аксессуарных минералов за счет рассеянных в породах различных металлов. Вероятно, за счет таких ресурсов образовался джезказганит в Джезказгане, кобальтовые минералы в рудопроявлениях Мангышлака и т.д. Обилие рудных минералов при сходстве первичных геохимических особенностей медистых песчаников является несомненным показателем интенсивности их метаморфизма.

Миграция рудных компонентов и образование эпигенетических рудных залежей при метаморфизме проявлены в медистых песчаниках достаточно широко, но в них не возникают крупные метасоматические залежи массивных сульфидов, секущие жильнообразные и трубообразные тела, как это имеет место в свинцово-цинковых залежах в карбонатных породах. Миграция меди в основном происходит в пределах рудоносных пластов. В рудах богатых залежей сульфиды замещают цемент песчаников или образуют мелкие скопления, миндалины и жилки вдоль плоскостей напластования. Обычно также перераспределение сульфидов в различных секущих трещинах, где они вместе с нерудными минералами, главным образом кварцем и карбонатами, образуют в основном не крупные жилы, оруденелые лишь на интервалах пересечения жилами рудоносных пластов.

Околорудные изменения вмещающих пород в медистых песчаниках или совершенно отсутствуют, или очень незначительны, но региональные метаморфические изменения рудоносных толщ могут соответствовать условиям различных метаморфических фаций. Меде-

носные толщи некоторых, в основном платформенных районов, как например пермских толщ западного Приуралья, Ленского района, Науката, практически не метаморфизованы. Многие месторождения метаморфизованы в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации, как это имеет место в пермских песчаниках Мангышлака, карбоновых песчаниках Джезказгана, а также в нижнепротерозойских песчаниках Удокана, хотя в последнем месторождении степень метаморфизма несколько выше. Более интенсивно метаморфизованы меденосные породы Катанги-Замбии, и хотя, по описанию Ф. Мендельсона (Mendelsohn, 1961), общий метаморфизм замбийской части пояса соответствует зеленосланцевой фации, в отдельных участках Замбии, а также на территории Катанги меденосные толщи метаморфизованы более значительно. В округе Конгсберг в Норвегии оруденение приурочено к кристаллическим сланцам, гнейсам и кварцитам.

Таким образом, среди месторождений медистых песчаников выделяются объекты, метаморфизованные в самой различной степени, и по этому признаку можно наметить определенный их ряд. Наименее измененные медистые песчаники (Западное Приуралье, Наукат и др.) характеризуются бедной минералогией, слабым развитием или отсутствием эпигенетических скоплений, претерпевшими лишь диагенетические изменения рудоносными породами. Примерами более измененных образований могут служить песчаники Джезказгана, Мангышлака, Удокана. Значительнее изменены месторождения медного пояса Катанги-Замбии и еще значительно месторождения типа фальбандов Норвегии и халькопиритовая минерализация в гранитоидах и метасоматитах серии Люфубу, подстилающей рудоносные толщи Замбии. Эти минерализованные породы П. Пиенаар (Mendelsohn, 1966) рассматривает как метаморфизованные медистые песчаники.

Следует отметить, что, хотя медистые песчаники докембрия, как правило, метаморфизованы, прямой пропорциональности между интенсивностью метаморфических изменений и возрастом оруденения нет. Например, раннепротерозойские песчаники Удокана изменены меньше, чем позднепротерозойские месторождения Катанги-Замбии.

Приведенные примеры показывают, что докембрийские месторождения рассмотренных формаций отличаются от фанерозойских в основном интенсивностью метаморфических изменений. По характеру первичной минерализации принципиального различия между разновозрастными образованиями нет. Это необходимо учитывать при проведении поисков и прогнозной оценке конкретных территорий.

Наличие в докембрии осадочных месторождений свинца, цинка и меди позволяет предполагать, что условия литогенеза, установленные для фанерозойских образований этого типа, имели место и в раннем докембрии. Это важно иметь в виду при интерпретации данных по еще относительно малоизученным стратиформным месторождениям других цветных и редких металлов. В последние десяти-

летия внимание как советских, так и зарубежных геологов привлекла стратифицированность многих месторождений вольфрама, олова, золота, сурьмы, никеля и других металлов, долгое время относившихся к эндогенным образованиям. Обнаружен и ряд новых стратифицированных залежей, причем многие из них приурочены к докембрийским осадочным толщам.

Большое количество стратифицированных месторождений вольфрама, представленного главным образом шеелитом и сопровождаемого оловом, молибденом, сурьмой и ртутью и другими металлами, известны в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах различного состава, возраста и степени метаморфизма. Стратиграфический контроль проявляется в ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях Забайкалья. Шеелитоносные кварциты и присутствие шеелита и антимонита в зонах брекчии в графитовых сланцах отмечены в Енисейском кряже и на восточном склоне Кузнецкого Алатау (Павлов, Чернов, 1971), мелкие рудопоявления вольфрама и молибдена имеются в черных сланцах Швеции (Hübner, 1971). Ряд сурьмяно-вольфрамовых месторождений Каринтии и Восточного Тироля в палеозойских толщах, укладывающихся в интервал от ордовика до девона, описан Лахузенем Л. (Lahusen, 1972). Месторождения шеелита, иногда с золотом, в горизонтах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, и скарнированных сланцев в Родезии имеют возраст 2000 млн. лет (Cunnigham e.a., 1973). В Северном Трансваале известны стратифицированные месторождения сурьмы с шеелитом и киноварью в метаморфизованных, иногда до степени биотитовых сланцев и гнейсов, глинистых и песчанистых слоях с подчиненным количеством основных лав. Возраст пород 1900 млн. лет (de Kun, 1965). Шеелитовая и молибденитовая минерализация, сопровождаемая сульфидами, известна в докембрийских скарнированных и превращенных в тактиты известняках Северо-Восточной Бразилии (Goni, Picot, 1965). Ряд проявлений шеелита, большей частью сопровождаемого молибденитом, имеется в докембрийских известково-кремнисто-силикатных гнейсах и амфиболитах в Колорадо и Вайоминге (Tweto, 1960). В Восточных Альпах распространены сурьмяно-вольфрамо-ртутные месторождения в карбонатной и вулканогенно-осадочной толщах раннего палеозоя (главным образом силура) (Höll e.a., 1972). В девонских породах восточной части Горного Алтая в стратифицированной залежи шеелит сопровождается сульфидами кобальта.

Давно известное месторождение Питкьярнта и другие оловянно-вольфрамовые месторождения с минералами свинца, цинка, железа, рудопоявления Северного Приладожья также обнаруживают стратиграфический контроль (Попов, Тихомиров, 1973). Присутствие оловянного оруденения в позднепротерозойских сланцах Приполярного Урала отметил Д.П. Сердюченко (1972). Стратифицированные месторождения олова в светлых метасоматических кварцитах раннего ордовика описаны в районе Бокау в Рудных горах (Hösel, 1973).

К нижнепалеозойским известковистым сланцам и известнякам приурочено и оловянное оруденение в Тасмании (Cox, Glasson, 1971).

К стратифицированным месторождениям золота относится Мурунтау, залегающее в углистых сланцах и кварцитах протерозоя (Белькова, Огнев 1971). В Северном Казахстане золото приурочено к песчано-сланцевым толщам ордовика (Мауленков, 1969). Месторождение золота Пассагем де Мариана (Бразилия) залегает в горизонте графитовых филлитов, доломитов и кремнистых пород докембрия. Руды характеризуются присутствием турмалина (Fleischer, Routhier, 1973).

Приведенные немногочисленные примеры из большого числа стратифицированных месторождений различных металлов иллюстрируют отмеченное выше положение о различной степени метаморфизма вмещающих их толщ – от слабо измененных карбонатных и терригенных пород до тактитов и гнейсов. Следует полагать, что метаморфизм сказался и на минералогическом составе руд, и на морфологии рудных залежей, во многих месторождениях частично имеющих жильную форму. Сравнительное изучение всех стратифицированных месторождений до настоящего времени, по-видимому, не произведено, и рассмотрение этой проблемы является задачей будущего. Можно думать, что такое изучение облегчит правильное понимание происхождения месторождений и закономерностей их размещения во времени и пространстве, что окажет существенную помощь в направлении поисковых работ и в перспективной оценке отдельных районов.

Литература

Бельков Л.Н., Огнев В.Н. О возрасте и генезисе золотого оруденения Мурунтау. – ДАН СССР, 1971, т. 197, № 6, с. 1383-1386.

Домарев В.С. Рудные формации как историко-геологические образования. – Геол. рудн. месторожд., 1968, № 4, с. 17-28.

Мауленков А. О связи золотого оруденения в Северном Казахстане с флишoidalными формациями. – В кн.: Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969.

Павлов Е.С., Чернов Б.С. О новых типах вольфрамовых месторождений. – Разведка и охрана недр, 1971, № 7, с. 9-13.

Попов В.С., Тихомиров Л.И. Направление работ на поиски стратиформного комплексного оруденения в Северном Приладожье. – Разведка и охрана недр, 1973, № 6, с. 5-7.

Сердюченко Д.П. Новый тип редкометального рудообразования в метаосадочных породах. – Сов. геол., 1972, № 2, с. 121-126.

Cunningham W.B., Holl R.,
Taupitz K.C. Two new tungsten bearing ho-

rizons in the older precambrium of Rhodesia. - Miner. Deposita, 1973, col. 8, N 2, p. 200-203.

Cox R. a. Glasson K.R. Economic geology of the Cleveland mine, Tasmania. - Econ. Geol., 1971, vol. 66, N 6, pp. 861-878.

Fleischer R. a. Routhier P. The Consanguineous origin of a turmaline-bearing gold deposit: Passagem de Moriana (Brazil). - Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 1, p. 11-22.

Goni J. et. Picot P. Certaines particu-
latites mineralogiques des tactites a scheelite du nord-
est du Bresil. - Bull. Soc. fran. Miner. Crist., 1965,
t. LXXXVIII, N 1, p. 11-16.

Höll R., Maucher A., Westenberger H. Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata -
and time bound scheelite deposits of Kleinarltal and
Febertal in the Eastern Alps. - Miner. Deposita, 1972,
vol. 7, N 2, p. 117-226.

Hollister V.F., Potter R.R. and
Barker A.L. Porphyry-type deposits of Appa-
lachian orogen. - Econ. Geol., 1974, vol. 69, N 5,
p. 618-630.

Hösel G. Zur Genese der sogenannten Zin-
nlager von Aue und Bockau im Erzgebirge. - Z. An-
gev. Geol., 1973, 19, Hf. 1, p. 4-8.

Hübner H. Molybdenum and tungsten oc-
currences in Sweden. - Sver. Geol. Unders., 1971,
ser Ca, N 46, s. 29.

De Kün N. The mineral resources of Af-
rica, Amsterdam-London-New York, vol. 740, 1965.

Lahusen L. Schicht - und zeitgebundene
Antimonit-Scheelitvorkommen und Zinnober-Vererzungen
in Kärnten und Osttirol Österreich. - Miner. Deposita,
1972, vol. 7, N 1, s. 31-60.

Mendelsohn F. Editor. The Geology of
the Northern Rhodesian copperbelt. London, 1961, 523 c.

Tweto O. Scheelite in the Precambrian
gneisses of Colorado. - Econ. Geol., 1960, vol. 58,
N 7, p. 1406-1429.

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ МЕТАМОРФО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ДОКЕМБРИИ

Докембрийский период, охватывающий около 2/3 геологической истории Земли, является главным образом периодом формирования гранитного слоя земной коры. Процесс формирования земной коры сопровождался интенсивными химическими и минеральными преобразованиями древних осадочно-вулканогенных комплексов. Главенствующими формами проявления этого процесса являлись: региональный метаморфизм, региональный метасоматоз и его экстремальная фаза — кислый магматизм.

Региональный метаморфизм — это глобальное явление, охватившее все докембрийские щиты, фундамент современных платформ и основания складчатых сооружений, т.е. всю площадь развития континентальной земной коры. Реликтовые участки метаморфизованных пород известны и среди океанических структур. Обусловлен региональный метаморфизм повышением температуры и давления, при этом доминирующим фактором было давление, вызывающее перестройку кристаллической структуры вещества горных пород; температура — фактор вспомогательный, нарушающий дометаморфические структуры. С усилением метаморфизма постепенно возрастает физическая гомогенизация, иногда весьма сложных ассоциаций горных пород, что особенно четко видно на примере быстрого уменьшения плотностной дисперсии системы при возрастании средней плотности пород. Благодаря общему неуклонному уплотнению всей системы явления регионального метаморфизма даже в максимуме интенсивности не вызывают плавления горной породы.

Региональный метаморфизм протекает в условиях односторонне открытой системы с отрицательным балансом вещества при его ограниченной подвижности, поэтому химическая гомогенизация породных комплексов проявлена слабо. Общепризнано, что при метаморфизме из системы удаляются главным образом летучие компоненты, преимущественно H_2O и CO_2 . Эти флюиды, особенно вода, благодаря высокой степени диссоциации при повышенных P - T условиях метаморфизма обладают высокой агрессивностью, поэтому они способны растворить и вынести ряд элементов, наиболее слабо фиксированных в породе.

Химические элементы в горной породе играют либо минералообразующую роль (сюда включаются и изоморфные элементы), либо являются элементами-примесями, которые не входят в кристаллохимические связи и рассеяны в микротрещинах, дефектах кристаллов, на их поверхности и т.д. С повышением давления наблюдается падение изоморфной емкости минералов (часто этот процесс компенсируется повышением температуры), при этом ряд второстепенных изоморфных элементов теряет свои кристаллохимические связи,

и при наличии флюидной фазы могут быть удалены из системы. Следует отметить, что на фоне этого процесса ряд химических элементов может менять свою изоморфную пару. Например, в гранате Mg в эпидот-амфиболитовой фации изоморфен Fe , в амфиболитовой фации - Ca , а в гранулитовой - Mg , при этом изоморфная емкость граната непрерывно уменьшается (Жданов, Малкова, 1971).

В процессе метаморфической перекристаллизации, ведущей к совершенствованию кристаллических форм минералов, уничтожению микротрещиноватости, дефектов решетки и других, элементы-примеси теряют свои убежища и легко удаляются из системы. Таким образом, в процессе регионального метаморфизма происходит очищение горной породы от рассеянных, второстепенных химических элементов.

При региональном метаморфизме выносятся преимущественно элементы, ассоциирующиеся с лейкократовыми кислыми породами. Усиление метаморфизма вызывает возрастание основности плагиоклаза за счет удаления части щелочей, состав мафических минералов смещается в железистую область за счет увеличения их магнезиальности и т.д. Не менее закономерно поведение второстепенных элементов - с усилением метаморфизма в породах в несколько раз сокращается содержание свинца, олова, циркония, галлия и других при стабильном содержании, а иногда и обогащении, хрома, никеля, меди (Петров, 1972). Эти геохимические преобразования при общем уплотнении пород и потере ими летучих указывают на базификационную тенденцию регионального метаморфизма.

Региональный метасоматоз, или гранитизация, локализуется в пределах метаморфических комплексов, но обычно не захватывает их целиком. Метасоматоз следует за метаморфизмом, но процессы эти одновременны и часто разделены значительным временным интервалом (Половинкина, 1970). Они обусловлены и характеризуют принципиально различные геодинамические тенденции развития верхней части земной коры (Жданов, 1972). Поэтому нет никаких оснований объединять эти процессы в единую систему „метаморфизм-ультраметаморфизм“, вероятно, термин „ультраметаморфизм“ вообще является излишним.

Региональный метасоматоз протекает в открытой системе под действием высокотемпературных, химически активных эндогенных растворов. Он сопровождается привносом в систему щелочей и кремнезема при выносе кальция, магния, железа и ряда рассеянных металлов. Перемещение вещества в этом случае происходит в несравненно больших масштабах, чем при региональном метаморфизме. Метаморфизм обуславливает физическую, а метасоматоз - химическую гомогенизацию системы при резком уменьшении дисперсии концентрации элементов - в пределе порода стремится к составу гранитной эвтектики.

Доминирующим фактором регионального метасоматоза является температура при подчиненном значении давления, благодаря чему

продолжает уменьшаться плотностная дисперсия системы, но при четкой тенденции падения средней плотности пород. Повышение температуры при общем разуплотнении системы может привести к частичному или полному ее плавлению с образованием гранитного расплава. Подавляющая часть гранитных интрузий является продуктами регионального метасоматоза, расплавленными и перемещенными в более верхние структурные этажи земной коры.

Таким образом, как метаморфизм, так и метасоматоз, несмотря на различную геодинамику этих процессов, вызывают физическую и химическую гомогенизацию крупных породных ассоциаций с выравниванием концентрации химических элементов в направлении эталонного (кларкового) содержания их в гранитном слое земной коры. Принимая во внимание, что рудные месторождения являются зонами аномальной концентрации химических элементов, причем обычно именно тех, для которых кларковые содержания в земной коре имеют предельно низкие значения, территории, охваченные региональными метаморфизмом или гранитизацией, являются бесперспективными в отношении рудогенеза, так как процесс формирования месторождений противоречит представлению об общей гомогенизации вещества горных пород. При региональном метаморфизме и гранитизации структурная энтропия вещества возрастает, а при рудогенезе — падает.

Среди метаморфических комплексов, особенно низких ступеней метаморфизма, возможно присутствие метаморфизованных месторождений осадочного или магматического генезиса, типа цирконовых или ильменит-рутиловых, сохранность которых обусловлена высокой химической устойчивостью этих рудных минералов. Закономерности их локализации не контролируются метаморфо-метасоматическими процессами. В зонах гранитизации благодаря высокой интенсивности химического преобразования пород первичные рудные концентрации, как правило, не сохраняются.

Постулат об отсутствии рудогенеза в зонах регионального метаморфизма и гранитизации подтверждается фактами общего уменьшения содержания рудных элементов в горных породах с усилением степени метаморфизма (Белевцев, 1972) и стерильности в отношении рудных концентраций докембрийских метасоматических и анатектических гранитов, что дало повод ряду исследователей говорить о специфической безрудности гранитов этой эпохи.

В металлогеническом плане зоны регионального метаморфизма и гранитизации являются зонами выноса рудных элементов, и нормальный ход этого процесса совершенно закономерно не может привести к формированию месторождений полезных ископаемых. Следовательно, для прогнозирования зон рудной минерализации необходимо установить направление миграции рудоносных растворов и выявить зоны аномального хода развития гранитного слоя земной коры, где могли бы возникнуть условия, способствующие концентрации рассеянных элементов. Если первая половина задачи решается относительно просто, так как минерализующие растворы благодаря $P-T$

градиенту мигрируют из зоны интенсивного развития процесса в зону его слабого проявления, преимущественно из глубины к поверхности (вертикальная миграция), то весьма трудной задачей является установление зон аномальных коровых процессов или зон аномальной концентрации рудных компонентов. При региональном метаморфизме к таким зонам можно отнести участки зеленокаменного метаморфизма основных и ультраосновных пород. Благодаря высокой дисперсии плотности в комплексе осадочных и основных или ультраосновных магматических пород процесс плотностной гомогенизации при зеленокаменном метаморфизме проходит с уплотнением осадочных и разуплотнением магматических образований (Дортман, Жданов, 1971) – это редкий случай разуплотнения пород при прогрессивном региональном метаморфизме. Он ведет к появлению в основных породах рыхлых минеральных структур, обладающих высокой способностью к поглощению из проходящих минерализованных растворов рассеянных рудных элементов, привносимых из зоны более интенсивного метаморфизма, и в результате такие породы становятся концентраторами соединений тяжелых металлов. Последующие метаморфо-метасоматические преобразования могут привести к локализации этих элементов и формированию месторождений полезных ископаемых. Такой двухстадийный механизм образования сульфидных никелевых руд описан Ю.Е. Вишневецкой (1974) в базит-гипербазитовом комплексе Печенги.

Исходя из принципа антиэнтропических структурных систем-концентраторов рассеянной рудной минерализации, следует обратить особое внимание на зоны регрессивного метаморфизма. В процессе диафтореза быстро возрастает структурная рыхлость и соответственно изоморфизм новообразованных минералов, что способствует накоплению в них тяжелых металлов и позволяет рассматривать диафторированные породы потенциально рудоносными.

Глубокие химические преобразования горных пород при региональном метасоматозе сопровождаются мобилизацией больших масс вещества и последующей его дифференциацией в пределах литосферы и гидросферы. Баланс вещества между лито- и гидросферой является одним из важных показателей возможности накопления определенного элемента в земной коре. Например, магний образует легко растворимые соли и содержание его в мировом океане достигает 1350 г/т при 13.9 тыс. г/т в земной коре, а количество железа, дающего обычно труднорастворимые соединения в морской воде, в океане составляет около 0.02 г/т, в земной коре – 35.4 тыс. г/т. Не менее показательными являются концентрации следующих элементов: алюминия 0.01 г/т в воде и 75.0 тыс. г/т в породах, титана соответственно 0.001 г/т и 4.7 тыс. г/т, а также стронция 13 г/т в океане и 400 г/т в земной коре. Известны многочисленные крупные месторождения железа, алюминия, титана и крайне редко стронция. Важным металлогеническим параметром является предлагаемый коэффициент фиксации

$$F = \frac{\text{концентрация элемента в литосфере}}{\text{концентрация элемента в гидросфере}}$$

При анализе подвижности химических элементов в пределах земной коры необходимо учитывать целый ряд переменных факторов, часто трудно поддающихся количественной оценке. К ним относятся: 1) градиент давления, определяющий кинетику химических реакций; 2) температурный градиент как кинетический фактор и как фактор, определяющий характер химических связей, например ряд сульфидных соединений железа, меди, свинца и ртути, обусловленный падением температуры; 3) характер химических связей в растворе, определяющих устойчивость системы раствор-горная порода; наименее подвижными являются сложные комплексные соединения халькофильных и переходных элементов с сравнительно высокой валентностью, литофильные элементы с 8-электронными катионами и малым зарядом переносятся в виде элементарных ионов и обладают высокой подвижностью; 4) кислородный потенциал играет важную роль при фракционировании халькофильных и литофильных элементов; 5) значение вариации окислительно-восстановительного потенциала раствора хорошо известно из ряда работ Д.С. Коржинского (1967), следует только особо отметить влияние среды, фильтрующей раствор, на изменение этого потенциала и каталитическое ее воздействие на характер осаждения элементов; 6) важными факторами являются физико-химические свойства растворов, фильтрационный эффект (Жариков и др., 1963) и влияние поля поверхностных сил на кислотные свойства растворителя (Блох, 1972).

Этот обширный и далеко не полный перечень факторов подвижности химических элементов отчетливо показывает сложность металлогенического анализа метасоматических систем, поэтому в этой области в настоящее время преобладают эмпирические построения.

В процессе регионального метасоматоза возможно выделить ряд зон стабилизации петрогенных и рудообразующих элементов с переходом от зоны собственно гранитизации к зоне комплементарной ей базификации. Гранитизация в докембрии развита весьма широко и формирует региональные, обычно изометрические структуры площадью в сотни и тысячи квадратных километров. При гранитизации стабильны соединения щелочных катионов с кремнием и алюминием в качестве анионов. К периферической части зоны гранитизации приурочено пегматитообразование. Этот процесс локализуется в узких линейных структурах и характеризуется накоплением щелочных металлов, в том числе и редких, а также элементов I группы периодической системы. Анионы остаются те же, но алюминий присутствует и в катионной форме. Краевая часть пегматитовых полей включает сподумен-альбит-кварцевые жилы с оловянными и танталов-ниобиевыми минералами, здесь появляются концентраторы тяжелых рудных элементов (Недоумов, 1967).

Зона базификации располагается выше зоны гранитизации. Латеральная зональность в этом процессе проявлена слабо, поэтому ареалы базификации вокруг гранитизированных участков наблюдаются

не всегда или же масштабы базификации не сопоставимы с интенсивностью гранитизации. Для зон региональной базификации, развитых в докембрии, характерно резкое преобладание длины над шириной с отношением от 1/10 до 1/50. Процесс базификации наиболее наглядно выражен при накоплении петрогенных элементов. Алюминий формирует мощные зоны кианитовой, ставролитовой или силлиманитовой минерализации, где он представлен преимущественно в виде катиона. Переход алюминия из анионной в катионную форму связи является четким критерием базификационной тенденции процесса.

Железо накапливается в зонах регионального скарнирования, где формируется ряд пород от магнетит-пироксеновых скарнов до гематит-магнетит-амфиболовых кварцитов (Жданов, Малкова, 1974). Зоны концентрации магния формируют флогопитовые месторождения (Судовиков, 1956), а зоны кальциевой фиксации в высокотемпературной фазе – гроссуляр-диопсид-битовнитовые скарны, а в низкотемпературной фазе – кальцифиры. С крупными структурами базификации часто устанавливается зональность второго порядка. Например, на железорудных месторождениях Займандровского района Кольского полуострова она выражена сменой от центра к периферии структуры зон: гематит-магнетитового кварцита, гранат-диопсид-плагиоклазового скарна, биотитового слюдита с переходом к меланократовому гранат-биотитовому гнейсу или же к магнезиальному амфиболиту (Жданов, Малкова, 1974). В этом случае отчетливо проявлена смена железо-кальциево-магнезиальных зон. Мощность их не превышает первых сотен метров.

Характер распределения в зоне базификации второстепенных элементов изучен еще недостаточно. Имеющиеся в настоящее время сведения указывают на определенную закономерность их фиксации, например, в зоне магнезиального метасоматоза концентрируются никель и медь, вольфрам в виде шеелита приурочен к зоне фиксации кальция и т.д.

Максимальный объем миграции вещества горных пород приурочен к стадии магмообразования с перемещением гранитного расплава в более верхние структурные горизонты земной коры. В связи с тем что процесс гранитизации ведет к удалению из переработанной горной породы рудного компонента, гранитный расплав, возникающий в максимальной стадии этого процесса, принципиально не может быть рудогенерирующим. Нами было высказано предположение, что гранитный расплав и сопровождающие его флюиды выполняют только рудоконцентрирующую или регенерирующую роль при прохождении через определенные структуры, захваченные базификацией и обогащенные рудными элементами (Жданов, 1972). Рудная специализация гранитной интрузии при перемещении ее в верхние горизонты земной коры определялась: типом коры, в которой зарождался расплав (фемический или салический), историей метаморфо-метасоматического преобразования исходных пород и путем миграции гранитного расплава. В связи с тем что в докембрийских структурах развиты преимущественно автохтонные граниты, руд-

ная специализация их проявляется весьма слабо. Только аллохтонные гранитные тела являются потенциально рудоносными.

В заключение еще раз следует подчеркнуть, что рассмотренная нами проблема металлогенической специализации тех или иных метаморфо-метасоматических процессов по существу сводится к проблеме энтропического или антиэнтропического характера развития системы. Как во всяком природном процессе, при формировании земной коры преобладает тенденция накопления энтропии. Зоны рудогенеза с высокой концентрацией чуждых гранитному слою химических элементов являются продуктом антиэнтропического процесса, поэтому при металлогеническом анализе прежде всего необходимо обращать внимание на зоны аномальных тенденций в формировании региональных структур земной коры.

Литература

Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования – В кн.: Метаморфическое рудообразование. Ч. I. Киев, 1972, с. 6–31.

Блох А.М. Связанная вода минеральных систем. – Автореф. докт. дис. М., 1972, с. 32.

Вишневская Ю.Е. Метасоматические преобразования никеленосных базит-гипербазитов Печенги. – Автореф. канд. дис. Л., 1974, с. 26.

Дортман Н.Б., Жданов В.В. Петрофизические изменения в процессе метаморфизма горных пород. – В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971, с. 333.

Жариков В.А., Дюжикова Т.Н., Максакова Э.М. О фильтрационном эффекте в растворах электролитов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 10, с. 13–21.

Жданов В.В. Метасоматоз и рудогенез в гранитном слое земной коры. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 8–12.

Жданов В.В., Малкова Т.П. Зависимость состава граната от степени метаморфизма и состава вмещающих пород. – ЗВМО, 1971, ч. С, № 5, с. 529–544.

Жданов В.В., Малкова Т.П. Железорудные месторождения зон региональной базификации. Л., 1974, с. 200.

Коржинский Д.С. Режим кислотности при метасоматических процессах. – МГК, XXII сессия, пробл. 5, М., 1967, с. 30–38.

Недодумов И.Б. О процессе дифференциации пегматитовых расплавов. – МГК, XXII сессия, пробл. 7, М., 1967, с. 42–46.

Петров В.П. Особенности метаморфической дифференциации и миграции элементов. – В кн.: Метаморфическое рудообразование. Ч. I. Киев, 1972, с. 150–161.

Половинкина Ю.И. Время и место ультраметаморфизма в докембрийском кристаллическом массиве Украины. — В кн.: Петрология докембрия Русской платформы. Киев, 1970, с. 262–265.

Судовиков Н.Г. Железо-кальциево-магнезиальный метасоматоз в архее Алданского щита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 29–40.

Д.А. Михайлов

О РОЛИ ДИАФТОРЕЗА В МЕТАМОРФОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

Особенностям процессов рудообразования в докембрии уделяется все больше внимания, что объясняется не только сосредоточением в древнейших комплексах земной коры значительных запасов различных полезных ископаемых, но и недостаточной изученностью специфики процессов рудообразования в глубокометаморфизованных толщах. Традиционное объяснение генетической связи эндогенного гидротермального рудообразования с воздействием гранитной магмы зачастую не подтверждается более детальным изучением геологии и петрологии пород и руд, слагающих те или иные месторождения, и проверкой выработанных на такой генетической основе поисковых критериев.

Вместе с тем геолого-петрологические исследования в докембрийских регионах показывают, что важнейшим фактором, ведущим к формированию месторождений полезных ископаемых, является региональный метаморфизм, отличающийся наибольшей производительностью в части генерации гидротермальных растворов. При этом, однако, необходимо учитывать различие роли метаморфизма как процесса, фиксирующего сформированные при седиментации рудные концентрации лишь с частичным их обогащением и ведущего к образованию рудных залежей. Отсюда существующее подразделение месторождений на метаморфизованные и метаморфические. Изучение последних наиболее важно, так как именно особенности их образования должны раскрыть роль и значение процессов метаморфизма как рудогенного фактора, который признается не всеми исследователями, видящими в метаморфизме лишь преобразователь сформированных при седиментации рудных залежей.

Кардинальными вопросами генезиса месторождений полезных ископаемых, локализованных в метаморфических толщах и относящихся к классу гидротермальных, является выявление не только источника вещества и источника растворов, переносивших это вещество, но и того геологического процесса, который привел к формированию рудных тел. Необходимо знать механизм поступления рудного вещества в раствор и последующего его отложения в тех или иных породах. Участие гидротермальных растворов в формировании мес-

торождений сульфидных, магнетитовых, борových, редкоземельных, уран-ториевых, флогопитовых и других руд, локализованных в докембрийских комплексах, у большинства исследователей не вызывает сомнений. Спорным является вопрос, откуда поступают растворы. Источник рудных компонентов также нередко вызывает дискуссию, как и роль процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитообразования в формировании месторождений. Значительные успехи, достигнутые в познании сложной истории геологического развития докембрийских регионов и в области петрологии и геохимии ряда геологических процессов, позволяют существенно продвинуть вперед теорию эндогенного рудообразования в глубоко метаморфизованных комплексах.

Переходя к рассмотрению условий формирования гидротермальных месторождений в докембрийских толщах, отметим одну, присущую многим из них особенность, а именно сопряженность рудообразования с процессами метасоматоза. Поэтому выявление причин образования тех или иных рудоносных метасоматитов и закономерностей их распределения в кристаллических толщах и является составной частью металлогенического анализа докембрийских формаций. Для многих регионов докембрия характерны такие рудогенные метасоматиты, как Mg -скарны и кварциты. В первых локализованы месторождения флогопита, лазурита, апатита, бора, магнетита, редкоземельные и радиоактивные минералы, для вторых характерно магнетитовое, гематитовое и сульфидное полиметаллическое оруденение.

Магнезиальные скарны в докембрийских регионах располагаются в древнейших толщах, испытавших неоднократный региональный метаморфизм и дислокации. Несмотря на разнообразный характер рудной минерализации, отмеченные полезные ископаемые локализованы в одних и тех же по составу породах, слагающих тела скарнов и состоящих из диопсид-полевошпатовых, диопсид-скаполитовых, диопсид-шпинелевых, диопсид-амфиболовых и диопсид-флогопитовых зон. Строение, состав, характер залегания и взаимоотношений этих пород с вмещающими их гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитами свидетельствуют о формировании их в результате высокотемпературного гидротермального процесса, приведшего к замещению различных алюмосиликатных пород Mg - Ca зональными метасоматитами. Во всех докембрийских регионах (Алдан, Прибайкалье, Юго-Западный Памир, Корея, Канада, Мадагаскар, Антарктида и др.) эти метасоматиты располагаются вблизи пачек доломитовых мраморов, окруженных зонами кальцифиров, что указывает на источник Mg и Ca , необходимых для их формирования. Другие петрогенные элементы - Si , Al и щелочи - заимствовались из замещаемых пород.

Ранний региональный метаморфизм кристаллических толщ, в которых располагаются Mg -скарны, повсеместно отвечает условиям гранулитовой фации, а время его проявления относится к архею (≈ 3 млрд. лет). Формирование скарнов происходило в более поздние периоды диастрофизма. Для Восточной Сибири, Сино-Корейского

щита, Юго-Западного Памира образование скарнов относится к нижнему протерозою (≈ 1950 млн. лет), для Канадского щита — к гренилльской эпохе (950 млн. лет), для Мадагаскара и Антарктиды — к байкальской эпохе (550 млн. лет). Отмеченные временные рубежи для каждого региона помимо образования различных месторождений, связанных не только с Mg-скарнами, характеризуются проявлением в древнем глубокометаморфизованном субстрате повторных складчатых дислокаций, регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и интрузивной деятельности.

В пределах того периода диастрофизма, к которому относится формирование Mg-скарнов, во всех регионах устанавливается строгая последовательность геологических событий, в которой процессы скарнообразования занимают определенное место. В стадии повторного регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, который для районов распространения Mg-скарнов повсеместно характеризуется условиями амфиболитовой фации, происходили складчатые дислокации и перекристаллизация метаморфических пород. В частности, в мраморах вместо высокотемпературных минеральных ассоциаций возникали более низкотемпературные, отвечающие условиям амфиболитовой фации. При этом высокое парциальное давление CO_2 приводило к насыщению углекислотой растворов, циркулировавших вокруг мраморов и участвовавших в диафорических преобразованиях метаморфических пород. С наступлением регрессивной стадии метаморфизма началось взаимодействие мраморов с окружающими их породами. Насыщенные углекислотой растворы избирательно растворяли из мраморов доломит и, обогащаясь Mg и Ca, воздействовали на окружающие гнейсы, мигматиты и граниты. Первоначально такое взаимодействие протекало лишь в контактах мраморов и привело к образованию контактово-реакционных зональных скарнов. Краевые части мраморов, обладающие вновь сформированными при наложенных складчатых деформациях полосчатыми текстурами, были превращены в грубозернистые кальцифилы, состоящие из кальцита, форстерита, шпинели, амфибола, диопсида и флогопита. Процесс деоломитизации мраморов сопровождался резким уменьшением их объемов, что усиливало трещиноватость в породах, окружающих мраморы, и привело к наступлению следующей инфильтрационной фазы метасоматических преобразований, выразившейся в формировании жильных скарнов, кристаллизация которых протекала после внедрения позднескладчатых гранитов.

С формированием жильных скарнов, имеющих разнообразную морфологию (пластовые тела, прямолинейные жилы и др.), и связано образование различных месторождений полезных ископаемых, появление которых в тех или иных районах распространения скарнов контролировалось не только особенностями самого метасоматического процесса, но и особенностями строения и состава вмещающих скарны пород.

Формирование в скарнах значительных масс флогопита зависело от масштабов метасоматического процесса, поскольку в мощных

пластообразных телах скарнов наиболее интенсивно была проявлена метасоматическая контракция, приведшая к образованию секущих жил, сложенных гигантокристаллическими мономинеральными породами. Масштабы флогопитоносности зависели также от состава субстрата, замещенного скарнами. Граниты, мигматиты, гранито-гнейсы как породы, богатые калием, глиноземом и кремнеземом, являлись наиболее благоприятным субстратом для флогопитоносных скарнов. Образование на месте этих пород тел скарнов значительных объемов приводило к высвобождению в значительных количествах калия, возрастанию щелочности растворов и кристаллизации больших масс флогопита.

Во всех регионах докембрия, где развиты магнезиальные скарны, крупные месторождения флогопита располагаются в участках локального проявления диафтореза амфиболитовой фации. Это можно объяснить тем, что узкие зоны структурной и метаморфической перестройки, в которых интенсивно проявлена повторная изоклинальная складчатость с участками разрывов и трещиноватости, являлись путями инфильтрации значительных масс растворов, приведших к формированию мощных (до нескольких десятков метров) и протяженных (до нескольких сотен метров) тел скарнов. В районах площадного развития диафтореза растворы более или менее равномерно рассредоточивались по всей кристаллической толще, производя меньший по объемам эффект скарнообразования в участках залегания мраморов.

Инфильтрация растворов, участвующих в диафторических преобразованиях кристаллических толщ и обогащенных углекислотой, приводила к мобилизации и переотложению таких элементов, как Fe, P, B, TR и др., которые концентрировались в телах скарнов в виде магнетитовых, апатитовых, боровых и редкоземельных руд, масштаб проявления которых определялся не только различным содержанием этих элементов в окружающих скарны породах, но и характером диафтореза, вызвавшего скарнообразование. Так, все железорудные месторождения Алданского щита, связанные с магнезиальными скарнами (Таежное, Сивагли, Пионерка, Дес, Неричи и др.), располагаются в участках площадного развития диафтореза. В других районах этого региона магнетитовое оруденение в скарнах присутствует в незначительных масштабах на некоторых флогопитовых месторождениях (Эльконка, Верхне-Эмельджакское, Седьмой участок и др.) и опять же там, где во вмещающих скарны породах диафторез проявлен в более значительной степени, чем на других флогопитовых месторождениях. Это можно объяснить тем, что диафторические преобразования магнезиально-железистых пород (амфиболиты, пироксеновые сланцы) в условиях ультраметаморфизма привели к появлению в породах рассеянной вкрапленности магнетита, который и был переотложен в регрессивную стадию диафтореза в тела скарнов. Скарны вследствие своей повышенной пористости являлись структурными ловушками для магнетитовых руд, формировавшихся в кислотную стадию скарнообразования. На Юго-Западном Памире,

несмотря на интенсивно проявленный диафторез амфиболитовой фации, магнетит в магнезиальных скарнах отсутствует, что связано с чрезвычайной бедностью железом осадочно-метаморфических толщ, отразившейся и на составе минералов, слагающих скарны и представленных почти чисто магнезиальными разновидностями.

Учитывая малую подвижность Р и В при метасоматических процессах, можно заключить, что их концентрации в скарнах в виде апатитовых и людвицитовых руд определялись главным образом наличием значительного содержания этих элементов в породах, окружающих скарны. Действительно, развитая на Алдане боровая минерализация в скарнах приурочена к участкам, где во вмещающей толще залегают прослои турмалиновых гнейсов и кварцитов. Значительные концентрации апатита в скарнах Слюдянского месторождения в Прибайкалье, на флогопитовых месторождениях Канадского, Сино-Корейского и Алданского шитов определяются наличием осадочно-метаморфических концентраций апатита в кварцитах, кристаллических сланцах и мраморах.

Составом вмещающих пород и проявлением процессов диафтореза определялось также и образование в скарнах минералов, обогащенных редкими землями, ураном и торием (сфена, циркона, ортита и др.). При диафторических процессах редкоземельные и радиоактивные элементы переходили в миграционное состояние и отлагались затем при проявлении различных метасоматических процессов.

Таким образом, формирование рудоносных Mg-скарнов зависело от проявления в древних глубокометаморфизованных толщах более поздних процессов диафтореза, которые в благоприятных участках, т.е. при наличии доломитовых мраморов и сложной складчато-разрывной тектоники, и вызывали проявление Mg-Ca метасоматоза. Наличие в метаморфических породах ряда рассеянных рудогенных элементов и характер диафторических преобразований (локальный или площадной) определяли состав и масштабы оруденения (Михайлов, 1973).

Помимо Mg-скарнов в ряде регионов докембрия распространены месторождения гидротермальных руд, локализованные в кварцитах, с которыми нередко ассоциируются и скарны. Одним из примеров такого типа оруденения являются месторождения полиметаллических сульфидных руд Ладожско-Ботнического пояса Центральной Финляндии. Для большинства месторождений, расположенных в пределах этого пояса, у финских геологов пока нет определенных выводов о их генезисе (Kahma, 1973), что, видимо, объясняется, с одной стороны, сложностью их геологического положения, дающего основание для различных трактовок, а с другой – попытками объяснить их генезис без учета влияния процессов регионального метаморфизма и метасоматоза. Указанный рудный пояс, протягивающийся с северо-запада на юго-восток, приурочен к границе докембрийского фундамента, метаморфизованного в условиях гранулитовой фации с возрастом 2800 млн. лет и свекокарельской складчатой формации с возрастом метаморфизма (амфиболитовая фация) и плуто-

низма в 1900 млн. лет. В ряде районов этого пояса устанавливается отчетливая переработка ядер досвекокарельского фундамента свекокарельской орогией и метаморфизмом. Рудную специализацию этого пояса определяют такие месторождения сульфидных полиметаллических руд, как Оутокумпу и Виханти-Пюхосалми.

Так, месторождения провинции Оутокумпу сосредоточены в так называемом „комплексе Оутокумпу“, залегающем среди лейкократовых слюдистых сланцев в виде сравнительно маломощного горизонта, состоящего из черных сланцев и серпентинитов. Породы этого комплекса являются типичными вулканогенно-осадочными образованиями, выходящими на дневную поверхность в виде сложнислои-рованных пачек пород в сланцевой формации карелид, обнажающейся в этом районе среди глыб древнего фундамента. Черные сланцы, названные так из-за обилия в них графита и обогащенные вкрапленностью сульфидов, слагают краевые части горизонта „комплекса Оутокумпу“, обрамляя тела серпентинитов. Серпентиниты с реликтами дунитов образуют изолированные линзовидные тела, с которыми повсеместно ассоциируются кварциты.

В контактах серпентинитов с кварцитами обычно залегают скарны и тела массивных крупнокристаллических доломитов, заполняющих трещинные зоны в кварцитах. Сульфидные руды, представленные пирротинном, халькопиритом и пиритом, локализованы преимущественно в кварцитах и в меньшей степени в скарнах и серпентинитах. В приконтактной части рудных тел с серпентинитами обычно появляется никелевая минерализация. Внутри рудных кварцитов, обрамляющих тела серпентинитов и проникающих в них в виде языков, встречаются будиноподобные тела серпентинитов. Кварциты (как рудные, так и безрудные) обладают полосчатыми и массивными текстурами. При этом массивные кварциты и руды обычно залегают вблизи контактов с серпентинитами. Мелкие рудные тела, встречающиеся в серпентинитах, представлены только массивными разновидностями. Концентрация рудного вещества в кварцитах и размер зернистости в полосчатых разновидностях растет с усилением складчатости. Среди полосчатых руд, как правило, встречаются гнезда и секущие прожилки крупнозернистых массивных кварцевых руд, которые всегда имеют слепые окончания, т.е. не выходят за пределы пластового рудного тела. Кварциты лишены акцессорных минералов, характерных обычно для седиментогенных пород.

Пластообразный характер рудного тела, полосчатость руд и наличие в них складчатых структур рассматриваются финскими геологами как признаки первично-осадочного накопления рудного вещества в кварцитах, которое в процессе метаморфизма претерпевало лишь местное перемещение, образуя прожилковый тип руд. Вместе с тем факт локализации руд в кварцитах, которые лишены признаков осадочных пород, оставляет открытым вопрос и о генезисе самих руд. Нам представляется, что особенности геологии, состава и строения кварцитов и вмещающих их пород говорят о метасоматическом происхождении кварцитов и локализованного в них оруденения. Действи-

тельно, кварциты встречаются в „комплексе Оутокумпу“ только в ассоциации с телами серпентинитов, размеры тел которых пропорциональны размерам тел кварцитов. Залегание же серпентинитов в тех или иных участках „комплекса Оутокумпу“ и морфология их тел являются отражением тех складчатых дислокаций, которым подвергались в процессе метаморфизма толщи карельских сланцев, содержащих пластовые интрузии дунитов. Следовательно, приуроченность кварцитов только к будинированным телам серпентинитов следует рассматривать как признак более позднего образования кварцитов по отношению к процессам седиментации, складчатости и метаморфизма. Сложная конфигурация тел кварцитов, проникающих в виде языков в серпентиниты, говорит о том, что главная масса кварцитов образовалась за счет серпентинитов. Наблюдающаяся смена массивных кварцитов, примыкающих к серпентинитам, полосчатыми разновидностями, переходящими в черные сланцы, показывает, что метасоматическому преобразованию подвергались как серпентиниты, рассланцованные в краевых частях тел, так и окружающие их черные сланцы. Образование кварцитов за счет серпентинитов подтверждается и повышенным содержанием в кварцитах Оутокумпу Ni и Co , отличающим эти породы от кварцитов осадочного генезиса.

При объяснении происхождения кварцитов и сульфидных руд типа Оутокумпу необходимо учитывать проявление нескольких факторов. Поскольку руды локализованы в определенном горизонте вулканогенно-осадочных пород, бесспорна роль литологического фактора в их формировании, т.е. черные сланцы необходимо рассматривать как источник рудного вещества. Кроме того, обогащенность черных сланцев графитом и карбонатами имела также важное значение для формирования рудных залежей. Присутствие карбонатов и графита приводило в процессе метаморфизма к повышению давления CO_2 . Вследствие этого растворы, насыщаясь углекислотой, более агрессивно воздействовали на окружающие породы, выщелачивая из них основания в регрессивную стадию метаморфизма.

Согласно принципу кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского (1962), серпентинизированные дуниты, содержащие 35–40% MgO , в первую очередь подвергались кислотному выщелачиванию, превращаясь в кварциты. Рассланцованные краевые части тел серпентинитов более интенсивно подвергались метасоматическому замещению, чем массивные серпентиниты. Образование метасоматических тел кварцитов, обладающих повышенной пористостью, и явилось причиной кристаллизации в них сульфидов в последующую кислотную стадию, после того как основания, насыщавшие растворы, выделялись в виде доломитов и скарнов. Метасоматический процесс сопровождался не только возрастанием пористости пород, но и их усадкой с образованием контракционных трещин и полостей, заполняющихся крупнокристаллическими агрегатами кварца и сульфидов.

Таким образом, наблюдающиеся полосчатые, складчатые и брекчиевидные структуры руд являются реликтовыми, унаследован-

ными от вмещающих пород и поэтому не могут доказывать осадочно-метаморфическое происхождение оруденелых кварцитов. Наличие таких структур в кварцитах показывает, что для развития в значительных масштабах процессов метасоматоза необходима была определенная тектоническая подготовка, выразившаяся в образовании мощных и протяженных зон рассланцевания, по которым могли циркулировать растворы. Такие зоны рассланцевания, возникавшие в результате сильных дифференциальных движений, наиболее характерны для участков неоднородного строения кристаллической толщи. Эта неоднородность определялась не только особенностями состава пород „комплекса Оутокумпу“ (переслаивание черных сланцев с дунитами), но и близостью жесткого глубокометаморфизованного фундамента, на котором формировалась сланцевая серия карелид. Такая тектоническая позиция характерна для всех месторождений Ладожско-Ботнического сульфидного рудного пояса.

В ряде регионов докембрия распространены кварциты с магнетитовым или гематитовым оруденением, которые по ряду признаков являются метасоматическими образованиями. Такие кварциты описаны на Кольском полуострове (Козлов, 1969; Юргенсон, 1974), в Приазовье (Скляр, 1974), в фундаменте Русской плиты (Бондаренко и др., 1976), в Омолонском массиве (Гельман и др., 1974) и в Чарской глыбе (Шахов, 1969). По нашим данным, метасоматические железистые кварциты широко распространены в уфалейском и особенно в тараташском комплексах на Урале; метасоматическое происхождение этих кварцитов разделяется также и рядом других исследователей (Панков и др., 1974). В истории геологического развития этих комплексов выделяется ряд периодов складчатых дислокаций, метаморфизма и интрузивной деятельности. Устанавливается более позднее образование кварцитов по отношению к процессам метаморфизма и ультраметаморфизма не только ранних этапов, но и более поздних. Повсеместно оруденелые кварциты залегают только в ассоциации с породами основного состава. Так, в тараташском комплексе выделяется два этапа регионального метаморфизма – ранний в условиях гранулитовой фации и более поздний – в условиях амфиболитовой фации.

Изотопные датировки метаморфических и интрузивных пород располагаются в интервале 2000–330 млн. лет, отражающем длительную историю формирования метаморфических толщ. Магнетитовые кварциты распространены по всей площади тараташского комплекса, располагаясь в краевых частях тел пироксенитов, которые залегают в виде гигантских будин линзовидной формы среди сильно дислоцированных кристаллических сланцев и гнейсов. Центральные части тел пироксенитов представлены крупнокристаллическими массивными гиперстеновыми разновидностями, сменяющимися ближе к внешним частям грубополосчатыми породами, часто с магнетитом, и далее – тонкополосчатыми магнетитовыми кварцитами. Устанавливается более позднее образование кварца и магнетита по отношению к гиперстену. Окварцевание пироксенитов сопровождается ме-

тасоматическим преобразованием метаморфических пород, выражающимся в появлении пятнистых биотит-кварц-гранатовых пород, в участках, примыкающих к телам пироксенитов. Магнетитовые кварциты не несут следов регионального метаморфизма и складчатых дислокаций и подвергаются лишь локальному воздействию более поздних геологических процессов (милонитизация, внедрение даек основных пород). Поскольку тела пироксенитов распространены по всей площади тараташского комплекса, то кварциты также встречаются во всех частях стратиграфического разреза и не слагают, как считалось ранее, определенного стратиграфического горизонта. Образование кварцитов может быть истолковано как результат кислотного выщелачивания оснований из пироксенитов в регрессивную стадию метаморфизма амфиболитовой фации, наложенного на гранулитовую фацию.

В уфалейском комплексе железистые кварциты также встречаются в различных частях стратиграфического разреза, ассоциируясь с пачками амфиболитов, биотит-амфиболовых и биотит-гранат-амфиболовых сланцев. Отмечается отчетливая приуроченность кварцитов к периферийным частям уфалейского комплекса, т.е. к зонам палеозойского сланцевого обрамления, с формированием которого (550 млн. лет) был связан диафторез докембрийских пород, метаморфизованных ранее (≈ 1200 млн. лет) в условиях гранулитовой фации. Сложный характер контактов кварцитов с вмещающими их породами, замещающих только пачки пород основного состава, указывает на метасоматическую природу. Залегающие среди метаморфических пород тела гранитов остаются в виде незамешенных реликтов среди пластовых тел кварцитов, которые обладают унаследованной от метаморфических пород реликтовой полосчатостью, подчеркнутой послойным распределением в породе магнетита и гематита.

Приведенные примеры показывают, что кислотному выщелачиванию в благоприятной геологической обстановке подвергались различные породы (пироксениты, серпентиниты, черные сланцы, амфиболиты, пироксен-амфиболовые сланцы). Поэтому в разных участках кристаллической толщи даже в пределах одного региона образующиеся метасоматические кварциты могут отличаться друг от друга по ряду признаков. Но во всех регионах выдерживаются две главные особенности оруденелых кварцитов – пространственная приуроченность их к породам основного состава и временная связь с регрессивной стадией повторного регионального метаморфизма в древних глубокометаморфизованных толщах. В значительной степени интенсивность окварцевания и, следовательно, масштабы рудогенеза зависели от характера наложенной складчатости. Неоднородность по физическим свойствам пачек пород, подвергшихся повторной складчатости и метаморфизму, приводила к возникновению зон повышенной трещиноватости, по которым могли циркулировать растворы. По этой причине зоны окварцевания, так же как и многие скарновые месторождения, часто приурочены к участкам интенсивного будинажа и разлинзования наиболее жестких пород, что довольно резко проявлялось

ными от вмещающих пород и поэтому не могут доказывать осадочно-метаморфическое происхождение оруденелых кварцитов. Наличие таких структур в кварцитах показывает, что для развития в значительных масштабах процессов метасоматоза необходима была определенная тектоническая подготовка, выразившаяся в образовании мощных и протяженных зон рассланцевания, по которым могли циркулировать растворы. Такие зоны рассланцевания, возникавшие в результате сильных дифференциальных движений, наиболее характерны для участков неоднородного строения кристаллической толщи. Эта неоднородность определялась не только особенностями состава пород „комплекса Оутокумпу“ (переслаивание черных сланцев с дунитами), но и близостью жесткого глубокометаморфизованного фундамента, на котором формировалась сланцевая серия карелид. Такая тектоническая позиция характерна для всех месторождений Ладожско-Ботнического сульфидного рудного пояса.

В ряде регионов докембрия распространены кварциты с магнетитовым или гематитовым оруденением, которые по ряду признаков являются метасоматическими образованиями. Такие кварциты описаны на Кольском полуострове (Козлов, 1969; Юргенсон, 1974), в Приазовье (Скляр, 1974), в фундаменте Русской плиты (Бондаренко и др., 1976), в Оломонском массиве (Гельман и др., 1974) и в Чарской глыбе (Шахов, 1969). По нашим данным, метасоматические железистые кварциты широко распространены в уфалейском и особенно в тараташском комплексах на Урале; метасоматическое происхождение этих кварцитов разделяется также и рядом других исследователей (Панков и др., 1974). В истории геологического развития этих комплексов выделяется ряд периодов складчатых дислокаций, метаморфизма и интрузивной деятельности. Устанавливается более позднее образование кварцитов по отношению к процессам метаморфизма и ультраметаморфизма не только ранних этапов, но и более поздних. Повсеместно оруденелые кварциты залегают только в ассоциации с породами основного состава. Так, в тараташском комплексе выделяется два этапа регионального метаморфизма – ранний в условиях гранулитовой фации и более поздний – в условиях амфиболитовой фации.

Изотопные датировки метаморфических и интрузивных пород располагаются в интервале 2000–330 млн. лет, отражающем длительную историю формирования метаморфических толщ. Магнетитовые кварциты распространены по всей площади тараташского комплекса, располагаясь в краевых частях тел пироксенитов, которые залегают в виде гигантских будин линзовидной формы среди сильно дислоцированных кристаллических сланцев и гнейсов. Центральные части тел пироксенитов представлены крупнокристаллическими массивными гиперстеновыми разновидностями, сменяющимися ближе к внешним частям грубополосчатыми породами, часто с магнетитом, и далее – тонкополосчатыми магнетитовыми кварцитами. Устанавливается более позднее образование кварца и магнетита по отношению к гиперстену. Окварцевание пироксенитов сопровождается ме-

тасоматическим преобразованием метаморфических пород, выражающимся в появлении пятнистых биотит-кварц-гранатовых пород, в участках, примыкающих к телам пироксенитов. Магнетитовые кварциты не несут следов регионального метаморфизма и складчатых дислокаций и подвергаются лишь локальному воздействию более поздних геологических процессов (милонитизация, внедрение даек основных пород). Поскольку тела пироксенитов распространены по всей площади тараташского комплекса, то кварциты также встречаются во всех частях стратиграфического разреза и не слагают, как считалось ранее, определенного стратиграфического горизонта. Образование кварцитов может быть истолковано как результат кислотного выщелачивания оснований из пироксенитов в регрессивную стадию метаморфизма амфиболитовой фации, наложенного на гранулитовую фацию.

В уфалейском комплексе железистые кварциты также встречаются в различных частях стратиграфического разреза, ассоциируясь с пачками амфиболитов, биотит-амфиболовых и биотит-гранат-амфиболовых сланцев. Отмечается отчетливая приуроченность кварцитов к периферийным частям уфалейского комплекса, т.е. к зонам палеозойского сланцевого обрамления, с формированием которого (550 млн. лет) был связан диафторез докембрийских пород, метаморфизованных ранее (≈ 1200 млн. лет) в условиях гранулитовой фации. Сложный характер контактов кварцитов с вмещающими их породами, замещающих только пачки пород основного состава, указывает на их метасоматическую природу. Залегающие среди метаморфических пород тела гранитов остаются в виде незамешенных реликтов среди пластовых тел кварцитов, которые обладают унаследованной от метаморфических пород реликтовой полосчатостью, подчеркнутой послойным распределением в породе магнетита и гематита.

Приведенные примеры показывают, что кислотному выщелачиванию в благоприятной геологической обстановке подвергались различные породы (пироксениты, серпентиниты, черные сланцы, амфиболиты, пироксен-амфиболовые сланцы). Поэтому в разных участках кристаллической толщи даже в пределах одного региона образующиеся метасоматические кварциты могут отличаться друг от друга по ряду признаков. Но во всех регионах выдерживаются две главные особенности оруденелых кварцитов — пространственная приуроченность их к породам основного состава и временная связь с регрессивной стадией повторного регионального метаморфизма в древних глубоко-кометаморфизованных толщах. В значительной степени интенсивность окварцевания и, следовательно, масштабы рудогенеза зависели от характера наложенной складчатости. Неоднородность по физическим свойствам пачек пород, подвергшихся повторной складчатости и метаморфизму, приводила к возникновению зон повышенной трещиноватости, по которым могли циркулировать растворы. По этой причине зоны окварцевания, так же как и многие скарновые месторождения, часто приурочены к участкам интенсивного будинажа и разлинзования наиболее жестких пород, что довольно резко проявлялось

в областях сочленения древних и молодых комплексов. Отсюда и появление рудных поясов, состоящих из ряда месторождений, представленных разнообразной рудной минерализацией, локализованной и в кварцитах, и в скарнах, и в других типах метасоматитов.

В связи с отмеченными примерами широкого распространения в докембрии метасоматических рудоносных кварцитов возникает вопрос, не являются ли железистые кварциты типа джеспелитов образованиями такого же генезиса, поскольку накопившийся за последние годы громадный фактический материал по месторождениям Кривого Рога, КМА, Кольского полуострова не может быть однозначно интерпретирован с позиций осадочно-метаморфической гипотезы (Князев и др., 1969; Жданов, Малкова, 1974; Головенко, 1975). Решение генезиса джеспелитов должно базироваться на главнейших их особенностях, заключающихся в приуроченности к породам основного состава и локализации в структурах, возникших в более поздние периоды складчатости, оторванности во времени формирования джеспелитов от эпох седиментации и прогрессивного метаморфизма толщ, в которых они залегают. Согласно же залегание пластовых тел джеспелитов и их полосчатые текстуры не могут рассматриваться как решающий аргумент в пользу их осадочного происхождения (Белевцев, Мельник, 1974), поскольку они вполне объяснимы с позиций метасоматической гипотезы.

Рассмотренные два типа рудоносных пород – скарны и кварциты – при существенных отличиях друг от друга имеют и ряд общих генетических черт, объясняющих появление их в сходной геологической обстановке и нередко совместно друг с другом. И те и другие являются метасоматическими образованиями, возникшими под действием водных растворов на $Mg-Si$ породы. Процессы метасоматоза протекали в регрессивную стадию повторных метаморфических преобразований пород. При этом определяющее влияние на возникновение и ход метасоматических процессов оказывало высокое давление углекислоты в процессе метаморфизма, которая насыщала водные растворы, придавая им наиболее сильную агрессивность. В регрессивную стадию диафореза углекислые растворы выщелачивали основания и в первую очередь магний из пород, сквозь которые они протекали. В участках залегания доломитовых мраморов возникали $Mg-Si$ растворы, приводившие к интенсивному скарнообразованию в различных алюмосиликатных породах. Там, где были развиты другие основные породы – пироксениты, амфиболиты, дуниты и т.д., в краевых частях их тел образовывались метасоматические кварциты. Поскольку и скарны, и кварциты, являясь метасоматическими образованиями, обладали повышенной пористостью, то они оказывались благоприятными структурными „ловушками” для разнообразных руд, элементы которых также были выщелачены из вмещающих пород. Поэтому вещественный состав руд и их масштабы в метасоматитах определялись особенностями геохимии и литологии метаморфических толщ.

Масштабы метасоматоза в свою очередь контролировались тектонической подготовкой толщ, содержащей мраморы либо другие основные породы, в которых протекали процессы метаморфизма. Инфильтрация значительных масс растворов была наиболее благоприятна в зонах сильного расщепления и трещиноватости, которые особенно были характерны для сложнотектонизированных пачек пород, различающихся не только по составу, но и по физическим свойствам. Поэтому неоднородность строения метаморфических толщ и неоднородность проявления складчатых дислокаций являлись наиболее благоприятными факторами для процессов гидротермального рудогенеза, контролирующими его проявление либо в областях наложенной складчатости в древних комплексах, либо в молодых комплексах в участках сочленения с древним фундаментом, присутствие которого оказывало влияние на характер складчатости сформированных на этом фундаменте метаморфических толщ. Важно отметить и другое обстоятельство. Процессы гидротермального рудогенеза во всех отмеченных примерах являются более молодыми по отношению к тем метаморфическим толщам, в которых локализовались руды (участки наложенной складчатости и диафтореза в древних щитах), или которые, присутствуя в виде жестких глыб, оказывали влияние на тектонику более молодых толщ и, следовательно, на размещение в них месторождений (например, Ладожско-Ботнический рудный пояс свекофенид). Поэтому гидротермально-метасоматическое рудообразование в докембрии, вызванное диафторезом, обычно связано с такими эпохами орогении, как протерозойская, гренавиллская и байкальская, проявленными в областях развития древних кисталлических толщ и выразившимися не только в формировании новых осадочно-метаморфических комплексов, но и в структурно-метаморфической переработке древних толщ.

Литература

Белевцев Я.Н., Мельник Ю.П. Генетические проблемы железорудных формаций докембрия. - Геол. рудн. местор., 1974, № 5, с. 66-76.

Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б., Берковский А.Н. Железорудные образования раннего докембрия фундамента Русской плиты. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977.

Гельман М.Л., Титов В.А., Фадеев А.П. Оломонская железорудная провинция. - ДАН СССР, 1974, т. 218, № 2, с. 419-422.

Головенок В.К. Железистые кварциты раннего докембрия и проблема их происхождения. - В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 40-42.

Жданов В.В., Малкова Т.П. Железорудные месторождения зон региональной базификации - Тр. ВСЕГЕИ, 1974, т. 208, 198 с.

К о з л о в М.Т. Метасоматические кварциты Кольского полуострова. – В кн.: Проблемы образования железорудных пород докембрия. Киев, 1969, с. 105–110.

К о р ж и н с к и й Д.С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1, с. 10–26.

К н я з е в Г.И., Р е ш и т ь к о В.А., Ф е д о р о в с к а я Л.И. О генезисе железистых кварцитов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 12, с. 33–47.

М и х а и л о в Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л., 1973, 141 с.

П а н к о в Ю.Д., П е т р о в В.И., Г о г у л а н А.М. О генезисе магнетитовых кварцитов тараташского комплекса. – Тез. докл. III Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1974, с. 181–182.

С к л я р П.В. Роль метаморфизма в формировании Демьяновского и Первомайского железорудных месторождений в Приазовье. – Автореф. канд. дис. Днепропетровск, 1974, 269 с.

Ш а х о в Г.П. Магнетитовые руды хр. Кодар. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969, № 6, с. 66–71.

Ю р г е н с о н Б.П. Петрология ливинской свиты и магнетитсодержащие метасоматиты (докембрий Кольского полуострова). – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 9, с. 70–78.

К а h m a A. The main metallogenic features of Finland. – Geol. Surv. Finl., Bull., 1973, N 265.

В.И. Казанский, К.В. Прохоров

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ДОКЕМБРИЯ

Рудоносные щелочные метасоматиты рассматриваются как особая группа метасоматических формаций, которые образуются в крупных разломах кристаллического фундамента после регионального метаморфизма вне видимой связи с магматизмом при высокой активности калия или натрия и содержат руды редких, рассеянных и радиоактивных элементов, золота и других полезных ископаемых. Самостоятельное значение этой группы (или семейства) метасоматических формаций впервые было обосновано В.А. Рудником, Г.М. Беляевым и В.М. Терентьевым (1970). В.Г. Кушев (1972) значительно расширил понятие «щелочные метасоматиты докембрия» и включил в их число существенно олигоклазовые и микроклиновые гнейсы, а также мариуполиты и альбититы в массивах щелочных и нефелиновых сиенитов, с чем вряд ли можно согласиться.

Формирование щелочных метасоматитов докембрия связано с особым металлогеническим процессом – протоактивизацией древних

платформ в начале среднего протерозоя, когда архейские и ранне-протерозойские сооружения были рассечены крупными разломами и испытали энергичные блоковые перемещения, сопровождавшиеся дислокационным метаморфизмом пород (Smirnov, Kazanski, 1973).

Явления протоактивизации во многом сходны с тектоно-магматической активизацией консолидированных структур земной коры, особенно сильно проявившейся в мезозое. Но между ними есть и принципиальные различия. В областях протоактивизации нет приразломных впадин с континентальными угленосными и красноцветными отложениями. Гипабиссальные и субвулканические интрузивы кислого щелочного состава пользуются в этих областях очень ограниченным распространением. Иными оказываются и эндогенные рудные месторождения. Для зон протоактивизации характерны золотоносные диафориты, анортозиты с железом-титановыми рудами, дифференцированные ультраосновные интрузии с сульфидными медно-никелевыми рудами, метаморфогенные редкометальные пегматиты и др. В этих зонах широко проявлен региональный и дислокационный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и метаморфогенно-гидротермальное оруденение. Если для областей тектоно-магматической активизации, согласно А.Д. Щеглову (1971), типоморфными являются близповерхностные флюоритовые месторождения, то для областей протоактивизации особенно характерны высоко- и среднетемпературные щелочные метасоматиты в крупных региональных разломах кристаллического фундамента.

В развитие идеи о вертикальной структурной зональности дизъюнктивов В.И. Казанским (1972) были выделены пять глубинных уровней дислокационного метаморфизма и показано, что разным по глубинности тектонитам соответствуют разные типы щелочных метасоматитов. Так, высокотемпературные калиевые метасоматиты с редкоземельной и редкометальной минерализацией сопряжены с зонами биотит-амфиболовых бластомилонитов, среднетемпературные ураноносные альбититы – с эпидот-хлоритовыми милонитами и низкотемпературные золотоносные калиевые метасоматиты – с зонами дробления и трещиноватости горных пород.

Чаще всего в разломах фундамента наблюдается регрессивный дислокационный метаморфизм, при котором, например, биотит-амфиболовые бластомилониты сначала подвергаются катаклазу и зеленокаменному изменению, а затем дроблению в приповерхностных условиях. В некоторых рудоносных разломах описаны явления прогрессивного дислокационного метаморфизма докембрийских пород в интервале от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций (Лобанов, 1970; Собаченко и др., 1974). Наблюдения такого рода позволяют говорить о двух ветвях дислокационного метаморфизма – прогрессивной и регрессивной и о том, что обе ветви сопровождаются образованием рудоносных щелочных метасоматитов (рис. 1).

Принцип фациального соответствия тектонитов и метасоматитов может быть использован для решения различных вопросов струк-

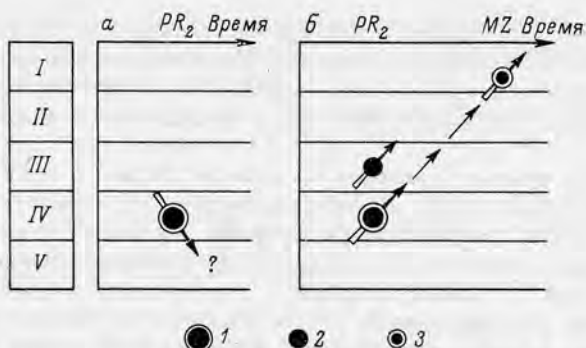


Рис. 1. Распределение щелочных метасоматитов по глубинным уровням дислокационного метаморфизма (а – прогрессивный и б – регрессивный метаморфизм).

1 – высокотемпературные калиевые, 2 – среднетемпературные натровые, 3 – низкотемпературные калиевые; I – сухие зоны трещиноватости и брекчирования; II дизъюнктивные нарушения с глинками трения; III – зоны эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов; IV – зоны биотит-амфиболитовых бластомилонитов и бластокатаклазитов; V – зоны будинажа и гранитных инъекций.

турного и петрологического плана и прежде всего для выделения тектонических элементов, непосредственно контролирующих распределение оруденения. В качестве примера укажем на высокотемпературные калиевые метасоматиты среднепротерозойского возраста с редкометальным оруденением. По данным А.И. Гинзбурга и др. (1973), они образованы в результате многостадийного гидротермального процесса при температурах от 600 до 250°C, в ходе которого интенсивная калишпатизация пород последовательно сменялась альбитизацией, грейзенизацией и окварцеванием, отличаются большой ролью фтора в минералообразовании и подразделяются на два типа – тантало-ниобиевый и бериллиевый. Л.С. Галецкий (1971) различает в образовании бериллиеносных метасоматитов два этапа – I региональный автометасоматический и II локальный метасоматический, выделяет внутри этих этапов шесть стадий, в том числе по две стадии калишпатизации, альбитизации и грейзенизации, и подчеркивает значение линейных зон катаклаза, милонитизации, расщепления и брекчирования в локализации метасоматитов и оруденения.

Наши наблюдения в целом подтверждают эти выводы и вместе с тем показывают, что бериллиеносные метасоматиты контролируются не зонами катаклаза и милонитизации, а структурными элементами гораздо более глубинного типа. Последние представлены бластомилонитами и бластокатаклазитами, которые по минеральным парагенезисам отвечают амфиболитовой фации и накладываются как на гранитоидные породы, так и на заключенные в них тела более основно-

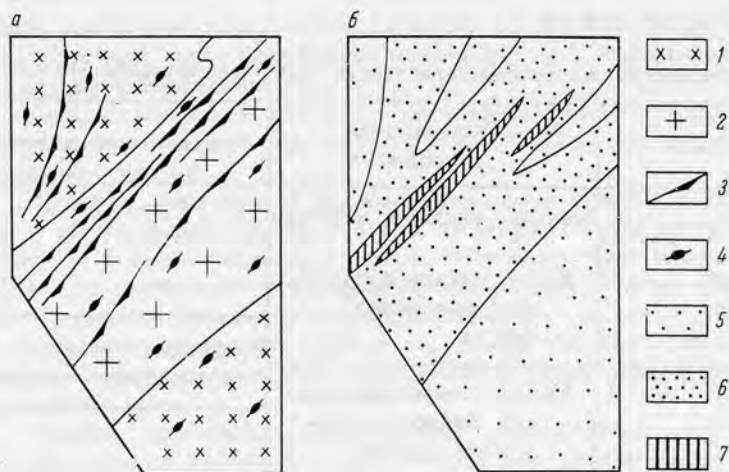


Рис. 2. Влияние литологического состава и тектонических элементов вмещающих пород (а) на зональность высокотемпературных калиевых метасоматитов (б).

1 - диориты, гранодиориты; 2 - граниты, адаметлиты; 3 - бласто-милониты; 4 - бластокатаклазиты, 5-7 - метасоматические зоны (5 - внешние, 6 - промежуточные, 7 - внутренние).

го состава (рис. 2). Выделение этих структурных элементов позволяет в свою очередь более четко охарактеризовать зональность высокотемпературных калиевых метасоматитов и объяснить избирательную приуроченность гентгельвинового оруденения к измененным породам кислого состава развитием в них наиболее полных метасоматических колонок, включая внутреннюю микроклин-биотитовую и микроклиновую зону (табл. 1).

В кислых породах в самой внешней зоне ореола происходит разложение плагиоклаза на эпидот-клинозоизит и альбит без сколько-нибудь существенного изменения химического состава пород, во второй зоне эпидот-клинозоизит исчезает, альбит не испытывает заметных преобразований и появляется новообразованный микроклин. В третьей зоне замещению микроклином подвергается кварц, вплоть до полного его исчезновения. Во внутренних зонах наблюдается псевдоморфное замещение альбита микроклином и, наконец, формируются собственно микроклиниты, состоящие исключительно из калиевого полевого шпата.

При изменении пород среднего состава внешние части ореола имеют иное строение. В связи с большим содержанием в этих породах андезина и роговой обманки и относительной бедностью их кварцем последний исчезает уже во внешней зоне, в то время как

Т а б л и ц а 1

Зональность высокотемпературных калиевых метасоматитов

Зоны		Минеральные ассоциации	Реакции замещения
Породы кислого состава			
Исходная порода	0	Кварц, микроклин-пертит, олигоклаз, биотит	
Внешние зоны	1	Кварц, микроклин-пертит, эпидот-клиноцоизит, альбит, биотит	Олигоклаз → эпидот-клиноцоизит + альбит
	2	Кварц, микрокли-пертит, альбит, микроклин, биотит	Эпидот-клиноцоизит + кварц → микроклин
	3	Микроклин-пертит, альбит, микроклин, биотит	Кварц → микроклин
	4	Микроклин, биотит	Альбит → микроклин
Промежуточная зона	5	Микроклин	Биотит → микроклин
Породы среднего состава			
Исходная порода	0	Андезин, роговая обманка, биотит, кварц	
Внешняя зона	1	Роговая обманка, биотит, кварц, эпидот-клиноцоизит, альбит	Андезит → эпидот-клиноцоизит + альбит
	2	Микроклин, эпидот-клиноцоизит, альбит, роговая обманка, биотит	Эпидот-клиноцоизит + кварц → микроклин
	3	Микроклин, эпидот-клиноцоизит, альбит, биотит	Роговая обманка → биотит + эпидот-клиноцоизит
Промежуточные зоны	4	Микроклин, альбит, биотит	Эпидот-клиноцоизит → микроклин

полное замещение эпидот-клиноцоизита микроклином происходит в промежуточной зоне. Собственно микроклиниты в породах среднего состава не зафиксированы.

Пространственное положение ореола высокотемпературных калиевых метасоматитов определяется структурными элементами 1У глубинного уровня.

Внешние зоны ореола локализуются среди слабо рассланцованных и перекристаллизованных пород, внутренние зоны отчетливо тяготеют к бластомилонитовым швам. Поскольку гентгельвиновое оруденение приурочено к внутренним зонам метасоматического ореола, то именно древние бластомилонитовые швы в конечном счете контролируют размещение рудных тел. Более поздние грейзены и кварцевые жилы пересекают и бластомилонитовые швы, и метасоматические зоны.

Принцип фациального соответствия тектонитов и метасоматитов оказывается полезным и при расшифровке многоэтапной истории формирования разломов кристаллического фундамента в связи с познанием закономерностей пространственного распределения оруденения. В подтверждение укажем на ураноносные натровые метасоматиты, которые залегают в крупных длительно развивавшихся протерозойских разломах, нередко локализуются в экзоконтактах гранитных массивов и контролируются зонами биотит-амфиболовых бластомилонитов, претерпевших зеленокаменные изменения. В зависимости от минеральных парагенезисов натровые метасоматиты подразделяются на два типа: эгирин-рибекитовый и эпидот-хлоритовый (табл. 2). Урановая минерализация относится к более поздней стадии и в то же время отчетливо тяготеет к внутренним зонам метасоматических ореолов, сложенным эгирин-рибекитовыми или эпидот-хлоритовыми альбититами (Казанский и др., 1974).

Полнота развития метасоматических колонок и соответственно интенсивность уранового оруденения в разных разломах резко варьирует. Возникает естественный вопрос: в каких именно разломах натровый метасоматоз проявлен наиболее интенсивно? Чтобы ответить на него, авторами были предприняты специальные исследования наиболее древних структурных элементов, образованных еще в процессе гранитизации.

Для изучения был выбран один из крупных гранитных массивов, в экзоконтакте которого происходит серия разломов с натровыми метасоматитами (рис. 3). В результате геологического картирования было установлено, что массив сформирован в две фазы. В первую фазу определились основные черты его внутренней структуры и зональности. Центральная часть массива сложена крупнозернистыми порфиroidными гранитами, которые в направлении к апикальному контакту сменяются среднезернистыми порфиroidными и мелкозернистыми массивными разностями, а в направлении к боковому контакту — среднезернистыми порфиroidными гранитами, адамеллитами и мелкозернистыми гнейсовидными гранодиоритами.

Т а б л и ц а 2

Зональность среднетемпературных натровых метасоматитов по гранитам и гнейсам

Зоны	Минеральные ассоциации	Реакции замещения
Эгирин-рибекитовый тип		
0	Кварц, микроклин, олигоклаз, биотит	Олигоклаз → альбит
1	Кварц, микроклин, альбит, рибекит	Биотит → рибекит
2	Альбит, микроклин, рибекит	Кварц → альбит
		Микроклин → альбит
3	Альбит, рибекит	Рибекит → эгирин
4	Альбит, эгирин	
Хлорит-эпидотовый тип		
0	Кварц, микроклин, олигоклаз, биотит	Олигоклаз → альбит + эпидот-клиноцоизит.
1	Микроклин, альбит, эпидот-клиноцоизит, хлорит	Биотит → хлорит + эпидот-клиноцоизит
		Кварц → альбит
		Микроклин → альбит
2	Альбит, эпидот-клиноцоизит, хлорит	

В затвердевших эндоконтактовых частях массива до его охлаждения возникли широкие зоны протоклаза, распределение которых подчиняется элементам внутренней структуры (провесам кровли, границам фаций, линиям течения) и которые обнаруживают признаки интенсивных деформаций в твердом состоянии.

Во вторую фазу, проявляющуюся локально, сформировались мелкие тела равномернозернистых гранитов, окруженные зонами мигматитов, и жилы аплитовидных гранитов. Образование их связывается

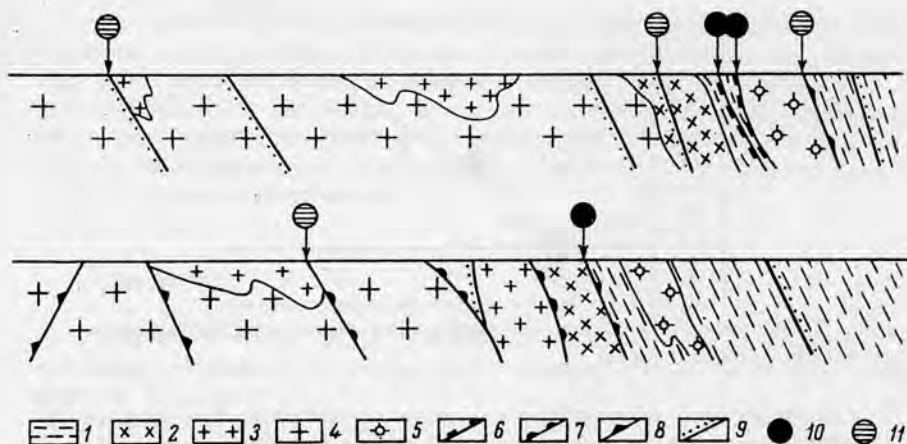


Рис. 3. Соотношения между фациями гранитоидов, разломами и натровыми метасоматитами (в разрезе).

1 - гнейсы; 2-4 - фации гранитоидов I фазы (2 - бокового контакта, 3 - апикального контакта, 4 - центральной части массива); 5 - гранитоиды II фазы; 6-8 - разломы и их наиболее ранние структурные элементы (6 - инъекционные мигматиты, 7 - зоны протоклаза, 8 - биотит-амфиболовые бластомилониты); 9 - эпидот-хлоритовые милониты; 10 - полные и 11 - неполные метасоматические колонки.

с поступлением гранитизирующих растворов из более глубоких частей массива. Гранитные тела II фазы имеют удлиненную овальную форму с будиноподобными раздувами и пережимами. Они наследуют положение эндоконтакта, иногда располагаются в зонах протоклаза и в свою очередь превращены в биотит-амфиболовые бластомилониты.

Эти наблюдения позволяют уточнить общую схему формирования разломов, вмещающих натровые метасоматиты, и высказать предположение, что двукратное образование структурных элементов IV и V уровней вызвано локальным повышением тепловых полей в тектонически ослабленной зоне разломов (рис. 4).

В разных разломах наблюдаются разные сочетания разновозрастных структурных элементов, но реальные их комбинации ограничены несколькими типами (рис. 5). Натровый метасоматоз проявлен лишь в разломах, испытавших катаклаз и милонитизацию на уровне зеленосланцевой фации. При этом эпидот-хлоритовые милониты и натровые метасоматиты отчетливо накладываются на фациальную зональность гранитоидов, что подтверждает отсутствие генетических связей между гранитизацией и формированием среднетемпературных ураноносных альбитов.

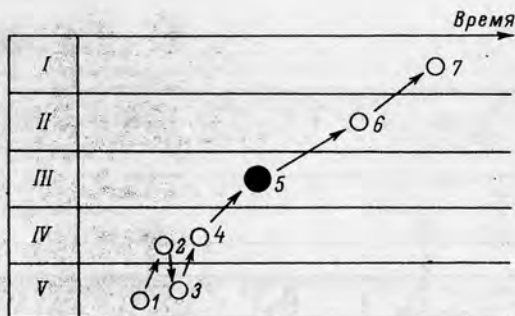


Рис. 4. Последовательность формирования разломов, вмещающих натровые метасоматиты.

1 - инъекционные мигматиты; 2 - зоны протоклаза; 3 - жилы аплитовидных гранитов; 4 - биотит-амфиболовые blastsмилониты; 5 - эпидот-хлоритовые милониты и натровые метасоматиты; 6 - дизъюнктивы с тектонической глиной; 7 - „сухие“ брекчии. I-V - глубинные уровни дислокационного метаморфизма.

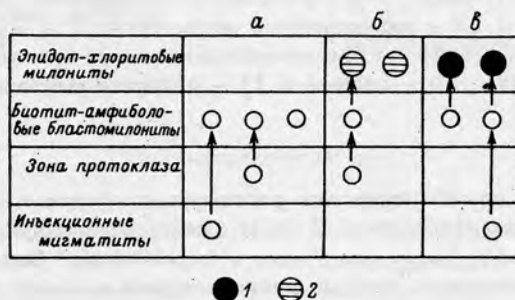


Рис. 5. Соотношения между этапами формирования разломов и интенсивностью натрового метасоматоза (а - метасоматоз отсутствует, б - проявлен слабо, в - проявлен сильно).

1 - полные и 2 - неполные метасоматические колонки.

Наиболее интенсивно натровый метасоматоз развит в тех разломах, которые наследуют зоны инъекционных мигматитов, характеризуются наибольшей гетерогенностью вмещающих пород по литологическому составу и, вероятно, распространяются ниже других. Показательно, что в зонах протоклаза, несмотря на их большие размеры, натровый метасоматоз проявлен гораздо слабее. То же самое относится к новообразованным зонам эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов.

По данным В.А. Крупенникова (1973), литологический контроль натровых метасоматитов обусловлен различием ультраметаморфических пород по физико-механическим свойствам и размерам зерен породообразующих минералов. В частности, избирательная локализация ураноносных альбититов в среднезернистых гранитах и гранодиоритах объясняется повышенной склонностью этих пород к проявлению хрупких деформаций.

Литература

Галеецкий Л.С. Гентгельвиновое оруденение – новый высококачественный тип бериллиевого сырья. – Геол. рудн. месторожд., 1971, № 3, с. 21–31.

Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Шацкая В.Т. Полевошпатовые метасоматиты – новый генетический тип месторождений полезных ископаемых. – Разведка и охрана недр, 1973, № 1, с. 11–17.

Казанский В.И. Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента. – МГК, XXIV сессия, докл. сов. геол., пробл. 4, минер. месторожд., М., 1972.

Казанский В.И., Омельяненко Б.И., Прохоров К.В. О вертикальной зональности ураноносных натровых метасоматитов. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1974, с. 92–100.

Крупенников В.А. Роль физико-механических свойств ультраметаморфических пород кристаллического фундамента в литологическом контроле ураноносных альбититов. – В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., 1973, с. 171–187.

Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., 1972, 189 с.

Лобанов М.П. О генезисе редкометалльных метасоматитов Прибайкалья. – Геол. рудн. месторожд., 1970, № 3, с. 23–33.

Рудник В.А., Беляев Г.М., Терентьев В.М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов. – В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970, с. 261–274.

Собаченко В.Н. и др. Геолого-геохимическая характеристика гранитоидов Даваанской и Приморской зон глубинных разломов Прибайкалья. – Геохимия, 1974, № 2, с. 158–187.

Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. Л., 1971, 148 с.

Smirnov V.I., Kazanski V.I. Ore-bearing tectonic structures of geosynclines and activated platforms in the territory of the USSR. – Z.Deutsch.Geol.Ges., 1973, Bd. 124, p. 1–17.

ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ОСНОВНЫХ И КИСЛЫХ ПОРОД
(ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ
РУДОНОСНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ)

По мере накопления данных по петрохимии и геохимии древних кристаллических комплексов становится все яснее, что значительная часть рудного вещества может выделяться, перемещаться и накапливаться в связи с главными процессами формирования гранитно-метаморфического слоя Земли: метаморфизмом и палингенезом вулканогенно-осадочных отложений. В настоящей работе рассматриваются общие интегральные эффекты сброса (выноса) и накопления (привноса) компонентов при изменении P - T параметров метаморфизма в условиях самопроизвольного процесса. Примером подобного процесса фракционирования является появление гранитного эвтектического расплава (мобилизатора) и рестита при экспериментальном плавлении глин.

Главными составляющими кристаллических комплексов докембрия, по оценке И. Седерхольма, Ф. Граута, А.Б. Ронова, А.В. Сидоренко и других исследователей, являются кислые и основные метаморфические породы, находящиеся в соотношениях примерно 4:1 (Grout, 1938), или около 20% основных пород (Сидоренко и др., 1972, с. 107). Именно эти породы и являются наиболее вероятным источником химических элементов для большинства рудных месторождений, возникших во время метаморфизма и палингенеза.

Современное состояние изученности вопроса позволяет заключить, что при общей унаследованности состава пород модель изохимического метаморфизма справедлива в первом приближении для условий нарастающих температур и давлений, вплоть до начала гранитизации. Это заключение базируется главным образом на изучении серий пелитовых пород (Розен, 1975). Исследование метаморфических пород основного состава приводит к выводу об определенной их базификации при нарастании метаморфизма и о существенно различной направленности процессов изменения состава в рядах кислых и основных пород (Розен, 1972) в рамках модели изохимического или химически-консервативного метаморфизма.

В качестве предпосылки к рассмотрению различий в самопроизвольном течении процесса фракционирования химических элементов (при повышении P и T без поступления вещества извне) целесообразно рассмотреть результаты плавления базальтов и гранитов в вакууме (рис. 1). Эксперименты показывают, что фракциональное испарение этих пород идет совершенно по-разному: базальт интенсивно теряет щелочи, главным образом калий, а также кремнезем, а гранит — в основном натрий (Гуткин и др., 1969; Яковлев и др., 1973). Скорость испарения определяется кислотно-основным взаимодействием в расплаве, который ведет себя не как атомарная

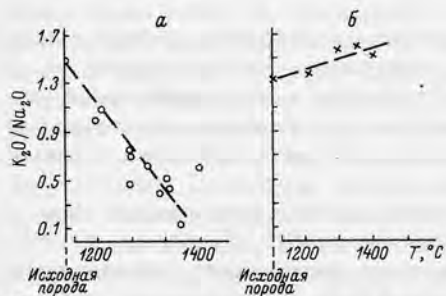


Рис. 1. Вариации соотношений калия и натрия при фракционном испарении в вакууме базальта (а) и гранита (б). (По Яковлеву и др., 1973).

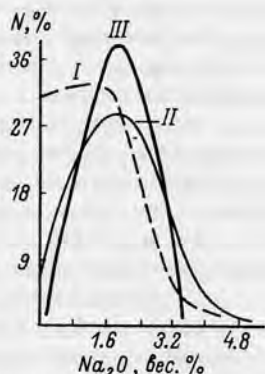


Рис. 2. Кривые распределения Na_2O в пелитовых сериях нарастающего метаморфизма (Кеппежинскас, 1973).

I — дозеленосланцевая зона;
II — зона фации зеленых сланцев; III — силлиманит-мусковитовая зона.

жидкость, а как субкристаллическое вещество. При этом скорость убывания компонента из этого вещества пропорциональна коэффициенту его активности. Поскольку, например, K_2O является более сильным основанием, чем Na_2O , то с увеличением основности расплава коэффициент активности K_2O будет расти быстрее, чем Na_2O , и в соответствии с выведенными уравнениями (Яковлев и др., 1973) это приведет к тому, что K_2O будет быстрее покидать базальтовый субстрат. В целом же полного удаления компонентов не происходит и валовые составы остаточных пород вполне соответствуют исходным (Гуткин и др., 1969). Приложение этих выводов к геологическим объектам требует дальнейших исследований, но, кажется, следует ожидать, что при повышении P и T оба типа пород будут самопроизвольно «сбрасывать» компоненты, состав которых будет принципиально различным для основных и кислых пород.

Примером самопроизвольного течения другого процесса может служить изменение содержаний натрия в пелитовых породах при нарастании метаморфизма (рис. 2). К.Б. Кеппежинскас (1973) с математической достоверностью доказал изохимичность этого процесса. Вместе с тем, как видно из графика, содержание натрия заметно и направленно изменяется, что К.Б. Кеппежинскас объяснил перераспределением в процессе метаморфизма. Действительно для зоны I по крайней мере 30% пелитовых пород совсем не содержат натрия, с нарастанием метаморфизма (зона II) количество таких пород снижается до 7–8% и лишь в амфиболитовой фации (зона III) все пелитовые породы содержат натрий. Очевидно, что для такого перерас-

пределения огромные количества вещества (в данном случае избыточного натрия) должны поступить во флюид и отложиться из него в благоприятной обстановке – в этих же пелитовых породах, но с дефицитом натрия.

Обращаясь к главным типам реальных кристаллических сланцев – кислым и основным, необходимо подчеркнуть, что для первых существует обширная литература по геохимии и метаморфогенной рудоносности, тогда как для метаморфических пород основного состава геохимия нарастающего регионального метаморфизма остается в значительной мере неясной.

Обширные материалы, полученные коллективом авторов под руководством А.В. Сидоренко (Сидоренко, 1975, Проблемы..., 1975), в последние годы позволяют специально рассмотреть геохимические особенности метаморфизма основных пород. Принципиально новые данные получены по седиментогенным метаморфическим породам основного состава, поэтому теперь можно оценить две ветви процесса: 1) в осадочных и 2) в изверженных породах.

Одним из главных типов исходных пород для седиментогенных кристаллических сланцев основного состава являются некоторые разновидности карбонатных глин. Впервые это было установлено для континентальных отложений аридного литогенеза (Сидоренко и др., 1968), однако позднее они были выявлены в различных, в том числе и в морских, гумидных условиях седиментации. Минеральный состав и литологический облик этих отложений оказался неожиданно сложным. Расчет по предложенному ранее методу (Розен, 1970) показывает, что по химическому составу (в вес. %) среднему амфиболиту или эклогиту (соответственно SiO_2 – 50.3, 49.04; TiO_2 – 1.6, 1.43; Al_2O_3 – 15.7, 14.40; Fe_2O_3 – 3.60, 2.60; FeO – 7.8, 10.98; MnO – 0.2, 0.23; MgO – 7.0, 7.25; CaO – 9.5, 10.94; Na_2O – 2.9, 1.64; K_2O – 1.1, 0.37; P_2O_5 – 0.30, 0.22) должна соответствовать четырехкомпонентная глинистая порода, содержащая соответственно 5.63 и 6.11 вес.% свободного кремнезема (обломочного кварца), 65.10 и 58.04% глинистого компонента, 21.25 и 24.03% карбонатного компонента, 8.02 и 11.82% железистого компонента (лимонита), что обнаруживает хорошую сходимость с результатами исследования (табл. 1) одного из конкретных типов осадочных аналогов метаморфических пород основного состава (Розен, 1973). По распределению петрогенных и, что особенно важно, малых элементов они оказываются весьма близкими к седиментогенным основным метаморфическим породам. При обычных литологических исследованиях среди осадочных отложений такие смешанные типы обычно диагностируются по одному-двум главным компонентам, попадают в обширную группу глинистых или карбонатно-глинистых отложений и оказываются часто незамеченными. В связи с важностью выделения подобных типов отложений была предложена петрохимическая систематика седиментогенных пород (Розен, 1975б), где они отнесены к категории основных пород.

Специальное изучение позволило установить, что такого типа специфические отложения широко распространены. Расчет их вероятного минерального состава для условий амфиболитовой и гранулитовой фации (табл. 2) показывает, что именно такого типа отложения могли быть исходными для седиментогенных кристаллических сланцев основного состава: амфиболитов, двупироксеновых пород и эклогитов. Об этом же свидетельствуют и накопленные к настоящему времени количественные данные по распределению широкой гаммы элементов-примесей, что позволяет перейти к первой оценке величин миграции химических элементов в двух генетических рядах основных метаморфических пород — седиментогенном и магматогенном.

Сопоставление, построенное на трех грациях: исходная порода-амфиболит-эклогит, представляется наиболее целесообразным, поскольку породы основного состава оказываются отчетливо индивидуализированными. Это особенно важно при синтезе литературных данных. В то же время в толщах зеленосланцевой и гранулитовой фации, где породы основного состава труднее выделить из разнообразных кристаллических сланцев, в эту группу могут оказаться включенными иные по химизму разновидности, что было бы нежелательно.

Имеющиеся к настоящему времени материалы по геохимии эклогитов амфиболитов, их осадочных и магматических аналогов сведены в табл. 3 и 4. Полная интерпретация полученных данных, так же как и обсуждение источника систематизации данных, выходит за рамки данной работы. Здесь нам важно оценить возможный баланс перемещения вещества в самых крайних точках, что позволит определить максимальные из возможных величины изменения состава и соответственно отщепления рудных компонентов. Распределение концентраций подчиняется почти везде нормальному закону. Ниже обсуждаются различия, для которых уровень значимости составляет 95% и более.

В целом полученные данные показывают, что даже при наиболее глубоком метаморфизме, вплоть до эклогитов, не происходит существенного изменения химического состава. Наблюдающиеся тенденции изменения (рис. 3, 4) характеризуются, как правило, плавным однонаправленным изменением содержаний, каждое из которых мы фиксируем независимо в трех точках седиментогенного ряда, в трех точках магматогенного ряда и в двух точках сопоставлений всех данных по амфиболитам и эклогитам (без различия генезиса). Закономерное совпадение тенденций вариаций является прямым указанием на то, что наблюдаемые различия соответствуют изменениям содержаний при метаморфизме.

Приведенные данные показывают, что среди петрогенных элементов кремний и алюминий вместе со щелочными металлами выносятся, причем если для суммы $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ вынос составляет 8 отн.% для седиментогенного ряда, 5 отн.% — для магматогенного и 4 отн.% — для ряда амфиболит-эклогит, то для $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ он значительно и составляет соответственно 47, 33, 21 отн.% от исходного

Т а б л и ц а 1

Химическая, минералогическая и гранулометрическая характеристика (в вес.%) глин заунгузской свиты неогена Центральной Туркмении

Химический состав			Гранулометрический и минералогический состав	Обр. 1	Обр. 2
окислы, элементы	обр. 1	обр. 2			
SiO ₂	46.92	45.82	Фракции в бескарбонатном веществе	-	0.03
TiO ₂	0.84	0.87			0.03
Al ₂ O ₃	13.49	15.39			0.67
Fe ₂ O ₃	3.11	4.70			37.11
FeO	1.92	1.87			45.96
MnO	0.09	0.11			16.20
MgO	6.87	6.78			
CaO	7.03	5.49			
Na ₂ O	4.61	1.72			
K ₂ O	0.84	3.36			
CO ₂	8.77	6.90	Компоненты	0.01	0.57
H ₂ O	1.34	2.02			
П.п.п.	4.62	5.57			
Сумма	100.45	100.60			
CaO/MgO*	1.13	1.03			25.91
Fe ₂ O ₃ +FeO*	4.40	6.16			29.02
Ca/Mg(CO ₃) ₂	18.44	14.46			
Li	55	72			49.81
Rb	120	140			
Cs	6	9			48.62

Sr	170	180	Сумма „нерастворимого остатка“	75.73	78.21
Ba	600	540			
Ca	33	39	Карбонатный (в основном доломит)	18.44	14.46
Pb	31	30			
Zn	170	180			
Mo	2	2	Железистый (в основном гидроокислы железа)**	5.17	7.25
Cr	150	160			
Ni	60	44			
Co	17	15	Сумма растворимых компонентов	23.61	21.71
V	150	160			
Sc	17	19	Общая сумма	99.34	99.92
Sn	6	6			
Nb	33	23			
Ta	3	4			
Ge	2	2			

П р и м е ч а н и е. Силикатные анализы выполнены в ВИМСе К.А. Твердохлебовой, А.В. Королевой, А.И. Коломниковой; определения элементов-примесей — количественными протезионными методами в ВИМСе и ИМГРЭ; анализы гранулометрического и минералогического состава — в ЛОПИ.

* По определению в солянокислой вытяжке.

** Определено исходя из содержания в солянокислой вытяжке растворимого железа с принятым для лимонита содержанием воды 15 вес. %.

Т а б л и ц а 2

Нормативные ассоциации минералов амфиболитовой (а) и гранулитовой (б) фаций для карбонатно-глинистых отложений (эквивалентов метаморфических пород основного состава) и для усредненного состава амфиболита

Минералы	I		II		III		IV		V	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
Роговая обманка	23.69	-	47.25	-	-	-	15.63	-	50.63	-
Биотит	-	-	11.60	-	-	-	-	-	-	-
Диопсид	23.20	32.62	5.40	15.98	35.80	34.40	-	10.08	-	15.29
Гиперстен	-	-	-	32.96	-	2.0	-	27.10	-	17.86
Гранат	-	10.97	-	-	-	-	2.30	-	2.00	-
Сумма цветных минералов	46.89	43.59	64.25	48.94	39.30	37.40	58.43	37.18	52.63	33.15
Анортит	27.37	28.70	14.05	26.76	23.55	24.95	6.64	27.89	5.83	26.74
Альбит	9.25	9.25	3.10	3.10	19.30	19.30	19.20	19.20	26.45	26.45
Ортоклаз	9.80	9.80	4.50	11.70	11.20	11.20	14.25	14.25	6.75	6.55
Сумма полевых шпатов	46.40	47.75	21.75	41.65	54.05	55.45	40.09	61.34	39.03	59.94
Кварц	4.03	5.90	5.0	5.06	2.90	3.40	-	-	5.48	-
Апатит	0.15	0.15	0.30	0.30	2.25	2.25	0.28	0.28	0.60	0.60
Фен	2.37	2.61	-	4.05	1.50	1.50	-	-	-	-
Альменит	0.16	-	2.70	-	-	-	1.28	1.20	2.26	2.26
Магнетит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.05

П р и м е ч а н и е. Пересчет осуществлен по методу П. Ниггли с упрощениями Т.Барта на основании данных Н.А. Созинова (Розен, 1973). I - сидеритсодержащие отложения позднего докембрия Кокчетавского массива, ср. по 7 км. ан.; II - то же, для Южного Урала, 5 ан.; III - глины чухонского горизонта перми Русской платформы, 6 ан.; IV - глины заунгузской свиты неогена Центральной Туркмении, 8 ан.; V - амфиболит, ср. по 200 ан. (Полдварт, 1957).

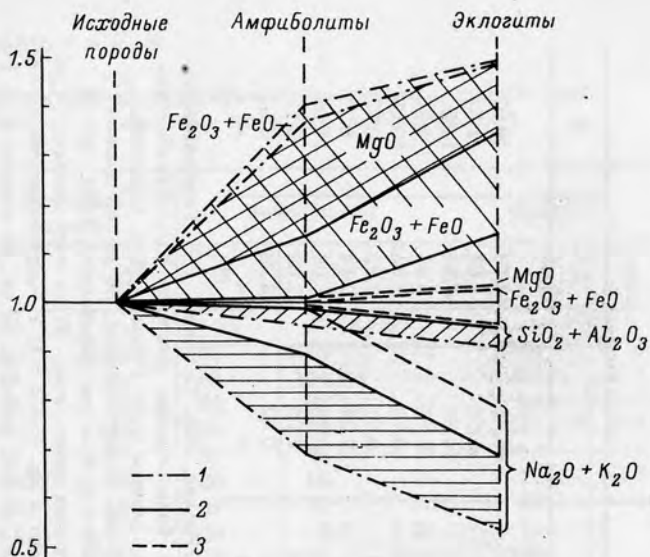


Рис. 3. Вариации содержаний окислов петрогенных элементов при метаморфизме пород основного состава.

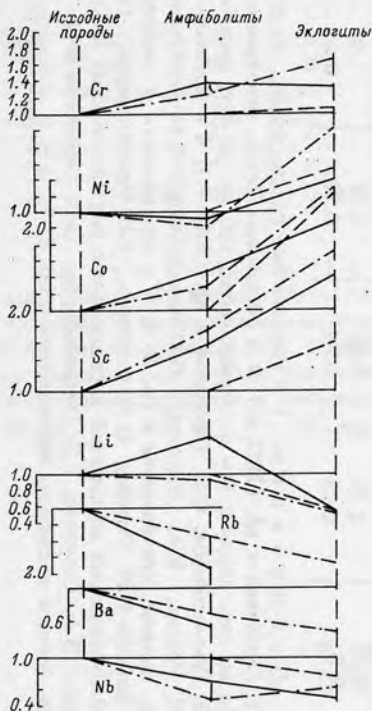


Рис. 4. Вариации содержаний элементов-примесей при метаморфизме пород основного состава.

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.

Т а б л и ц а 3

Средний состав амфиболитов, эклогитов и вероятных исходных пород, вес. %

Окислы	Исходные породы		Амфиболиты				Эклогиты			
	1	2	3	4	5	6	7	8		
SiO_2	52.95	49.09	51.50	50.80	50.52	49.40	46.78	48.07		
TiO_2	0.78	2.07	1.25	1.46	1.31	1.56	1.67	1.58		
Al_2O_3	17.01	15.71	14.91	14.97	15.73	14.82	14.94	14.82		
Fe_2O_3	6.58	3.69	2.86	2.96	3.12	2.87	3.23	3.20		
FeO	1.57	8.49	10.03	9.09	10.25	10.73	10.64	10.39		
MnO	0.24	0.20	0.23	0.22	0.24	0.21	0.23	0.22		
MgO	4.88	6.79	6.75	7.67	7.12	7.27	9.14	8.23		
CaO	10.59	10.17	9.25	9.55	9.40	10.79	11.09	11.05		
Na_2O	1.55	2.52	2.15	29.45	2.28	2.03	2.02	2.11		
K_2O	2.83	0.90	0.87	0.60	0.81	0.32	0.26	0.33		
P_2O_5	0.02	0.34	0.20	0.23	0.22	-	-	-		

П р и м е ч а н и е. 1 - карбонатные глины, 44 ан., по данным О.М.Розена, Н.А. Созинова, Г.Б. Гиммельфарба, О.В. Горбачева и др. (1972 г.); 2 - 50 средних типов, охватывающих 500 ан. базальтоидов, подсчета К.А. Жук-Почкутова по лит. данным; 3 - параамфиболиты, 100 ан. по лит. данным, 65 ан. по данным О.М. Розена, Н.А. Созинова, Г.Б. Гиммельфарба, О.В. Горбачева и др. (1972 г.); 4 - ортоамфиболиты, 190 ан. по лит. данным, 96 ан. по данным О.М. Розена, Н.А. Созинова, Г.Б. Гиммельфарба, О.В. Горбачева и др. (1972 г.); 5 - все амфиболиты, 1000 ан. по лит. данным, приведенным в гр. 3, 4; 6 - параэклогиты в гнейсовых и сланцевых комплексах, 35 по лит. данным, 46 ан. по данным О.М. Розена, Н.А. Созинова, Г.Б. Гиммельфарба, О.В. Горбачева и др. (1972 г.); 7 - ортоэклогиты в глаукофан-сланцевых комплексах и связанные с магматическими породами, 19 ан. по лит. данным, 32 ан. по данным О.М. Розена, Н.А. Созинова, Г.Б. Гиммельфарба, О.В. Горбачева и др. (1972 г.); 8 - все эклогиты, среднее из 182 ан. по лит. данным и данным, приведенным в гр. 6, 7.

Т а б л и ц а 4

Средние содержания элементов-примесей в амфиболитах, эклогитах и вероятных исходных породах (в г/т)

Эле- менты	Исходные породы		Амфиболиты			Эклогиты		
	1	2	3	4	5	6	7	8
Cr	146	200	182	279	228	246	233	240
Ni	105	160	86	154	143	223	223	223
Co	37	45	48	66	44	94	129	111
V	400	200	299	331	280	657	553	605
Sc	21	24	37	43	38	58	60	59
B	115	5	39	15	24	17	25	21
Li	42	15	41	22	30	22	7	14
Rb	54	45	39	9.7	21	19		
Ba	479	300	352	162	216	230		
Sr	365	440	284	291	269	239		
Pb	58	8	14	17	15	23	11	17
Zn	230	130	166	170	179	147	189	168
Cu	154	100	84	111	94	171	365	268
Mo	8	1.4	1.1	1.6	1.3	2.2	2.5	2.4
Ga	19	18	19	19	20	15	11	13
Nb	19	20	9	13.5	13	11.9	10	11
Zr	201	100	128	121	125	191	108	149
Sn	6	1.5	19	12	15	11	14	12
Ta	1.5	0.5	1.0	1.3	1.0			
Be	-	0.4	0.5	0.4	0.6	1.6		
Au	0.0474	0.004	0.0151	0.0056	0.0088	0.035		

П р и м е ч а н и е. 1-8 - те же обозначения, что и в табл. 3, данные (кроме 2, по А.П. Виноградову, 1962, и 5 - частично литературные) приводятся по результатам исследований О.М. Розена, Н.А. Созинова, Г.Б. Гиммельфарба, О.В. Горбачева и др. (1972 г.). Прецизионные количественные определения сделаны в лабораториях ВИМСа и ИМГРЭ с относительной ошибкой в интервале ± 5 - $\pm 30\%$. 1 - по данным 30 ан., 3 - 90 ан., 4 - 100 ан., 5 - 300 ан., 6 - 13 ан., 7 - 37 ан., 8 - 50 ан.

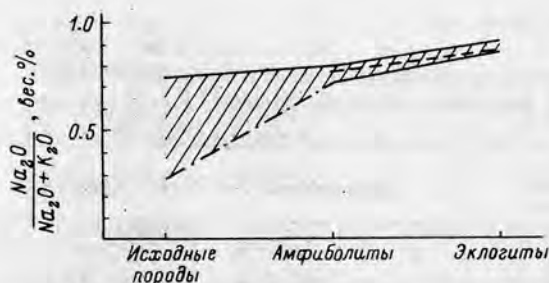


Рис. 5. Вариации доли окиси натрия от суммы содержаний окислов щелочных металлов при метаморфизме пород основного состава.

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.

содержания. При этом калий покидает систему быстрее, чем натрий, вследствие чего доля натрия в сумме щелочных металлов закономерно возрастает (рис. 5). Это хорошо согласуется с результатами испарения в вакууме, о которых упомянуто выше. Противоположную тенденцию увеличения содержания обнаруживают железо и магний, величины накопления для которых составляют 49, 14, 2 отн.% $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ и 49, 35, 15 отн.% MgO . Степень восстановления железа возрастает в первых двух рядах и постоянна в последнем. Не существенны изменения содержаний кальция и марганца. Различные тенденции титана — увеличение в седиментогенном ряду и уменьшение в магматогенном ряду.

Среди элементов-примесей отчетливую тенденцию к накоплению обнаруживают хром, никель, кобальт, ванадий и скандий, которые, вероятно, связаны с железом и магнием, а также медь и олово (рис. 4). Величины накопления находятся в пределах от 1.2 (хром) до 3.0 (ванадий). Покидают основные породы при метаморфизме литий, рубидий, барий, стронций, связанные, вероятно, со щелочными металлами, а также ниобий и галлий, миграция которых, вероятно, идет параллельно алюминию. В интенсивности изменения содержаний перечисленных элементов иногда наблюдаются переломы в обратные тенденции в амфиболитовой фации (например, у никеля, ванадия, лития), что можно объяснить изменением изоморфной емкости минералов-носителей при смене парагенезисов нарастающего метаморфизма или составом и состоянием флюида, в большей или меньшей степени способного к переносу этих элементов. На постоянном уровне, близком к пределу чувствительности, остаются, по-видимому, тантал и бериллий. Самостоятельную группу образуют элементы, поведение которых оказывается резко различным в разных рядах. Показательным здесь является бор, содержание которого последовательно убывает в седиментогенном ряду и возрастает в магматогенном, приближаясь к средним содержаниям в метаморфических породах к ряду амфиболиты-эклогиты. Подобное распределение характерно для

свинца, цинка, молибдена, а также для циркония. Особое поведение обнаруживает золото: в магматогенном ряду его содержание находится примерно на одинаково низком уровне, тогда как в седиментогенном ряду его количество постепенно уменьшается, причем перепад достигает величины одного порядка. Эти данные получены пока на недостаточном количестве проб для формирования общего вывода.

Располагая величинами изменения содержаний и соотношением объемов горных пород, можно оценить максимально возможный эффект накопления и утраты металлов породами.

Для толщи метаморфических пород мощностью 5 км можно считать, что 1 км мощности занимают основные породы, тогда на 1 км² при превращении от исходной породы до эклогита должно было поступить во флюид, переместиться и отложиться в его пределах по минимальному расчету, например, никеля

$$\begin{array}{rcl} 223 \text{ г/т} & - & 160 \text{ г/т} \\ \text{(эклогит, среднее)} & & \text{(максимум в исходных породах)} \end{array} = 63 \text{ г/т},$$

что при объемном весе исходных пород 2.8 г/см³ составит $(63 \times 10^{-6}) \text{ г/г} \times 2.8 \text{ т/м}^3 \times 10^9 \text{ м}^3 = 177 \text{ тыс. т.}$ Для хрома эта величина составит 92 тыс. т, кобальта – 137 тыс. т, ванадия – 570 тыс. т, меди – 319 тыс. т, а для таких петрогенных элементов, как железо (в пересчете на металл), – 30.8 млн. т, магний – 24.4 млн. т. Одновременно из исходных пород должно было поступить во флюид и удалиться во вмещающие породы лития – 2.8 тыс. т, ниобия – 22 тыс. т.

По-видимому, следует полагать, что подобные процессы происходили неоднократно и геологически длительно в соответствии с изменениями во времени P и T при метаморфизме, причем вариации состава флюида определяли миграцию одних и стабильность других компонентов.

Исходя из величины относительного химического сродства металлов к сере, кислороду, силикатам, а также к фтору и хлору (Маркушев, 1975) и общего набора элементов, обнаруживающих подвижность при метаморфизме основных пород, можно полагать, что флюиды по составу были разные. Такие металлы, как железо, никель, кобальт, медь, экстрагировались и переносились в сероводородных или хлоридных, возможно смешанных, флюидах, образуя комплексные соединения. Магний, хром, скандий приобретали подвижность в водных (или кислородных), силикатных или фторидных флюидах. Важно подчеркнуть, что в глубокометаморфизованных комплексах присутствуют признаки этих флюидных режимов – сульфидная сера, фтор- и хлор- апатит, скаполит. Эти индикаторы состава флюидов изучены еще недостаточно для реконструкций режима переноса летучих. Для метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ, естественно, в первую очередь следует рассматривать компоненты флюида как летучие, экстрагированные из исходных отложений. В качестве примера существовавшей ассоциации анионов в составе флюида изучены апатит и ска-

полит из эклогитовых пород гранулитового комплекса Кольского полуострова (табл. 5). Содержание $P_2O_5 = 1.50\%$, $F = 0.08 - 0.12\%$ в апатитсодержащей породе, что соответствует 6 вес.% апатита, а $SO_3 = 0.38$, $F = 0.08\%$, что отвечает содержанию скаполита 15 вес.%. Столь значительные концентрации при отсутствии признаков наложенного воздействия указывают на изначальное, вероятно седиментационное, обогащение отложений этими летучими компонентами. Можно констатировать, что существовали условия экстракции во флюид и перемещения как „фторофильных“, так и „хлорофильных“ металлов. Таким образом, флюидный режим способствовал миграции компонентов, обогащавших основные породы при метаморфизме. Вместе с тем необходимы дальнейшие исследования для выявления последовательности смены флюидного режима и пространственной локализации рудных элементов.

Очевидно, что концентрация таких растворов вдоль зон разломов, столкновение с экранами и геохимическими барьерами может привести к образованию месторождений. Вероятно, примером подобного барьера могут быть графитовые толщи, вблизи которых нередко идет новообразование сульфидных руд наряду с первичными седиментогенными сульфидами. Здесь могло происходить восстановление экстрагированного флюида в силу низкого потенциала кислорода и повышенных концентраций серы. Роль процессов метаморфизма в формировании сульфидных медно-никелевых руд докембрийских кристаллических комплексов становится в настоящее время все отчетливее (Беляев, Сеницын, 1975; Турченко, 1975; Binns *et al.*, 1975). При отсутствии необходимых условий для накопления указанные элементы, вероятно, рассеивались в толщах основных пород, создавая рассеянную вкрапленность сульфидов. В целом представляется возможным образование крупных месторождений сульфидов группы железа, в первую очередь никеля и кобальта.

С другой стороны, вынос редких щелочей и, вероятно, бария и стронция, а также ниобия позволяет предполагать обогащение этими элементами зон контактов с вмещающими породами пегматитов и зон концентрации летучих с возможным возникновением месторождений.

Таким образом, оказывается, что в условиях регионального метаморфизма при сохранности состава основные породы самопроизвольно сбрасывают силикатные компоненты и приобретают мафические компоненты, что в зависимости от флюидного режима и благоприятных структурных факторов может привести к формированию руд. Описанный процесс фракционирования по своему характеру прямо противоположен явлениям гранитизации в ее начальной стадии — до появления гранитной расплава, когда внутри толщи, подвергающейся метаморфизму, еще только начинается разделение компонентов (Добрецов, 1970; Лобач-Жученко и др., 1972; Розен, 1975а). Эти два процесса оказываются комплементарными, т.е. взаимодополняющими, и можно полагать, что в пределах одной толщи они протекают одновременно, определяя обмен компонентами между ос-

Т а б л и ц а 5

Состав минералов (апатита и скаполита) из гранулитового комплекса
Кольского полуострова (эклогитовые породы Сальных* тундр)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	F	Cl	H ₂ O ⁺	Сумма	-F-O ₂	Сумма
Апатит	0.53	-	0.19	54.60	-	-	40.50	-	3.12	0.35	1.33	100.62	-1.31	99.31
Скаполит*)	48.24	27.20	0.10	15.25	4.63	0.77	-	2.5	0.19	He обн.	1.44	100.31	-0.08	100.23

*) CO₂ - не обнаружено. Аналитик Н.Н. Кузнецова, ВИМС.

Кристаллохимические формулы

Апатит - $(\text{Ca}_{10.00}\text{Fe}^{+3}_{0.02})_{10.02}(\text{P}_{5.89}\text{Si}_{0.09})_{5.98}\text{O}_{24}(\text{F}_{1.69}\text{Cl}_{0.10}\text{OH}_{0.08})_{1.87}$

Скаполит - $(\text{Na}_{1.33}\text{K}_{0.14}\text{Ca}_{2.41})_{3.88}(\text{Al}_{4.74}\text{Fe}^{+3}_{0.05}\text{Si}_{7.12})_{11.91}\text{O}_{24}((\text{SO}_4)_{0.28}\text{F}_{0.09}\text{OH}_{0.69})_{1.06}$

Т а б л и ц а 6

Сопоставление содержания окислов (в %), петрогенных элементов и элементов-примесей (в г/т) в метаморфических породах зерендинской серии раннего докембрия Кокчетавского массива (I) и гранитоидах Зерендинского плутона (II)

Окислы	I (n = 199)	II (n = 87)	Элементы-примеси	I (n = 103-114)	II (n = 24-108)
SiO ₂ *	64.45	68.95	Li	22	21
TiO ₂	0.75	0.51	Ba*	2.9	3.9
Al ₂ O ₃	15.26	14.56	B	46	12
Fe ₂ O ₃ *	1.78	1.53	F	763	815
FeO*	4.42	2.20	V*	232	59
MnO*	0.12	0.16	Cr*	117	27
MgO*	2.45	0.90	Co*	36	9
CaO*	3.37	2.29	Ni*	88	19
Na ₂ O	1.24	3.97	Cu*	69	24
K ₂ O*	3.51	4.46	Zn	93	67
P ₂ O ₅	0.123	0.163	Ga*	17	18
	2.19	0.33	Rb*	150	246
			Zr	250	424
			Nb	20	24
			Mo*	3.2	2.0
			Sn*	7.6	5.8
			Pb*	27	48
			U	2.4	5.3

П.п.п.

П р и м е ч а н и е. n - количество определений. Звездочкой отмечены окислы и элементы-примеси, различия концентрации для которых утановлены с 95%-м уровнем вероятности.

основными и кислыми породами. Неизбежным следствием этого должно быть наблюдаемое с ростом метаморфизма усиление контрастов в составе переслаивающихся пород и более яркое выражение исходной слоистости.

Геохимические особенности прямых проявлений изменения состава в отдельных типах пород достаточно широко известны со времени П. Лападю-Арга (1950), но для целей данной работы более интересно оценить баланс вещества в крупных объемах при формировании автохтонных гранитоидов.

Интегральный эффект автохтонного многоэтапного гранитообразования, завершившегося выплавлением крупных масс гранитоидов, был оценен для объема горных масс около 100000 км^3 в пределах Кочетавского докембрийского массива (Серых, Розен, 1969; Розен, Серых, 1972). Для вычислений средних составов использованы данные по всем типам исходных метаморфических пород и гранитоидов, усреднение которых с учетом площадей и объемов (с использованием геофизических данных) позволило получить средние содержания (табл. 6) и оценки дисперсий для определения значимости различий.

Общий, интегральный эффект автохтонного гранитообразования с весьма высокой степенью надежности оценивается как увеличение содержания кремния, натрия, калия, а также рубидия, свинца и урана и урана и воды, которые, по-видимому, привносились из более глубоких горизонтов, и как уменьшение содержаний двухвалентного железа, магния, а также меди, ванадия, хрома, кобальта, никеля, бора и летучих, представленных главным образом углекислотой исходных отложений. Геологические и геохимические аспекты рассмотрены в цитированных работах. Здесь интересно оценить потенциальную рудоносность этого процесса.

Поскольку компоненты выноса перемещаются с отщепляющимся газовой-жидким флюидом, целесообразно по использованной выше методике рассчитать количества выносимых элементов. Для толщи мощностью 5 км, из которых 4 км – кислых пород на 1 км^2 площади, при этом процессе будет вынесено, например, никеля $88 \text{ г/т} - 19 \text{ г/т} = 69 \text{ г/т}$, что при объемном весе исходных пород 2.5 г/см^3 составит $(69 \times 10^{-6}) \text{ г/т} \times 2.5 \text{ т/м}^3 \times 4 \times 10^9 \text{ м}^3 = 690 \text{ тыс. т}$. Для хрома эта величина составит – 900 тыс. т, кобальта – 270 тыс. т, ванадия 1.730 тыс. т, меди – 450 тыс. т, а для главных петрогенных элементов выноса – 173 млн. т железа (в пересчете на металл) и 93 млн. т магния.

Полученные величины вполне сопоставимы с приведенными ранее. В то же время они оказываются в 1.5–10 раз выше, чем ожидаемые для основных пород, поэтому очевидно, что для рассмотренной условной модели с соотношением основных и кислых пород 1:4 во флюид должно в избытке поступать вещество, необходимое для обогащения основных пород фермическими компонентами. Вместе с тем нетрудно рассчитать, что основные породы дадут при метаморфизме значительную часть силикатных компонентов для начальной

стадии преобразований, в целом отвечающую модели изохимического метаморфизма. Однако этого перемещения калиевых компонентов, очевидно, недостаточно для полного автохтонного гранитообразования.

В заключение можно констатировать, что, сопоставляя анализы, мы фиксируем перемещения вещества в громадных масштабах (хотя даже при гранитообразовании привнос вещества не превышает 10% исходной массы), которые пока еще трудно оценить в прямой мере. Очевидно, что, в силу рассмотренного самопроизвольного протекания процессов фракционирования химических элементов при метаморфизме, древние кристаллические комплексы являются вмещителем огромной массы руд, которые еще предстоит обнаружить на основе синтеза знаний о первичной природе кристаллических сланцев, петрологии и геохимии процессов метаморфизма и о структурных ловушках.

Литература

Беляев К.Д., Синицын А.В. О поисковых признаках докембрийского сульфидно-никелевого оруденения в свете современных тектонических тенденций. — В кн.: Металлогения докембрия. (Тез. докл. Всесоюз. совещ. по металлоген. докембрия). Л., 1975, с. 38–39.

Гуткин А.М., Райтбург Ц.М., Слонимская М.В., Мушкин Е.Г., Фомина И.А. Об особенностях образования лавовых покровов на Луне. — Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 204, с. 165–187.

Добрецов Н.Л. Изохимический характер метаморфизма. Химический состав метаморфических пород. — В кн.: Фации метаморфизма. М., 1970, с. 243–258.

Кепежинская К.Б. Поведение породообразующих компонентов в процессе регионального метаморфизма метapelитов. — Геол. и геоф., 1973, № 10, с. 49–56.

Лапидю-Арг П. О существовании, о природе химического привноса в некоторых сериях метаморфических сланцев. — В кн.: Проблемы образования гранитов. М., 1950, с. 51–107.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Афанасьева Л.И. Химический состав ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. — Геохимия, 1972, № 3, с. 355–363.

Маракушев А.А. Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов в процессах глубинного минералообразования. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии, 1975, вып. 5, с. 121–194.

Полдверт А. Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 130–157.

Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. М., 1975, кн. 1 — 327 с., кн. 2 — 343 с.

Розен О.М. Кристаллические сланцы основного состава и метаморфические формации. - В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 2. Новосибирск, 1972, с. 141-144.

Розен О.М. Метаморфические породы основного состава: проблемы происхождения и индикации генетических типов. - В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1973, с. 71-78.

Розен О.М. О степени сохранности химического состава горных пород при метаморфизме (опыт анализа проблемы). - Экспресс-информ. ВИЭМС, 1975а, № 4, с. 1-18.

Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. I. М., 1975б, с. 60-73.

Розен О.М., Серых В.И. Геохимический аспект проблемы гранитообразования. - В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 2. М., 1972, с. 95-117.

Серых В.И., Розен О.М. О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании (на примере Северного Казахстана). - Геохимия, 1969, № 9, с. 1066-1081.

Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли. - Сов. геол., № 2, 1975, с. 3-16.

Сидоренко А.В., Теняков В.А., Горбачев О.В., Жук-Почекутов К.А., Розен О.М. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов. - ДАН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 907-909.

Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Жук-Почекутов К.А., Горбачев О.В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., 1972, 212 с.

Турченко С.И. Металлогеническая модель сульфидного рудообразования в подвижных поясах Балтийского щита. - В кн.: Металлогения докембрия. Тез. докл. Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Л., 1975, с. 67-69.

Яковлев О.И., Косолапов А.И., Кузнецов А.В., Нусинов М.Д. Особенности испарения из расплавов в вакууме. - Вестн. МГУ, 1973, № 5, с. 85-88.

Binns R.A., Groves D.I., Gunthorpe R.J. Magmatic and metamorphosed nickel sulphides in archaean ultramafic rocks of Western Australia - Internat. Symp. precambrian correlation. M., 1975.

Groult F.F. Petrographic and chemical data on the Canadian shield. - J. Geol., 1938, vol. 46, p. 486-504.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

В докембрийских метаморфических комплексах, распространенных на территории СССР, сульфидное оруденение по генетическим особенностям объединяется в два класса метаморфогенных месторождений полезных ископаемых – прометаморфический и реометаморфический (Соколов и др., 1975). В прометаморфическом классе сульфидное оруденение представлено следующими генетическими типами: метамагматическим, метаэффузивным, метаэффузивно-осадочным, метаосадочным и метадеструкционным. Реометаморфические сульфидные руды образуют месторождения и рудопроявления метаморфогенно-гидротермального генетического типа.

В процессе развития докембрийских подвижных поясов во времени закономерно меняются типы осадочно-вулканогенных формаций, характер тектонического режима, петрогенетические особенности, термодинамический и геохимический режимы регионального метаморфизма и соответственно с этим их металлогеническая специализация. Это позволяет выделять докембрийские металлогенические эпохи (Особенности..., 1973), которым отвечают крупные периоды развития земной коры континентального типа: раннеархейский (древнее 3500–3300 млн. лет), позднеархейский (древнее 2900–2700 млн. лет), раннепротерозойский (древнее 2200 млн. лет), среднепротерозойский (древнее 1700 млн. лет) и позднепротерозойский (древнее 650 млн. лет).

Образование сульфидных руд в метаморфических поясах в течение докембрийских металлогенических эпох происходило неравномерно. Специализация каждой из выделенных металлогенических эпох на сульфидное оруденение различна и определяется наряду с тектоническими, литологическими и магматическими факторами также и термодинамическими условиями регионального метаморфизма (Глебовицкий и др., 1975).

Сульфидное оруденение архейской эпохи. Архейские металлогенические эпохи, устанавливаемые на территории СССР, характеризуются незначительным масштабом проявления сульфидного оруденения. Особенностью раннеархейского металлогенического и тектонического мегацикла является относительная однородность регионального метаморфизма раннего этапа, проявленного в условиях гранулитовой фации умеренного давления фациальных серий B_1 , реже A_3 или B_2 (Глебовицкий, 1973), сменяющейся высокотемпературным метаморфизмом серии B_1 или A_3 .

Распространение гранулитов определяется малой тектонической дифференцированностью земной коры и относительной однородностью температурного поля в пределах значительных участков земной коры на ранних этапах. Эти обстоятельства обуславливают широкое

развитие метаморфизма раннего этапа (однородного метаморфизма), слабо выраженного конечного этапа (регрессивного метаморфизма), что и определяет отчетливую специализацию этого мегацикла главным образом на прометаморфические минерогенетические формации, в которых формация сульфидных руд представлена метаморфизованным первично-осадочным и вулканогенно-осадочным серноколчеданным оруденением. Такое оруденение характерно для областей основного магматизма на Балтийском щите (Нотозерский антиклинорий Кольского полуострова, Беломорский комплекс в районе губы Поньгомы) На Алданском щите в течение архейской металлогенетической эпохи в породах иенгрской серии формировалось непромышленное медно-колчеданное оруденение, сопутствующее магнетитовым и флогопитовым месторождениям Эмельджак-Таежной, Дес-Совгельской и других групп (Михайлов, 1973; Дук и др., 1975). По генетическим особенностям это оруденение может быть отнесено к метаморфогенно-гидротермальному.

Сульфидное оруденение раннепротерозойской эпохи. В раннем протерозое вследствие дальнейшей дифференциации структуры земной коры возникают подвижные пояса, в которых уже четко различаются разнообразные осадочно-вулканогенные и эндогенные формации эв- и миогеосинклиналей. Вместе с тем в это же время происходит формирование парных метаморфических поясов, специализированных на определенный тип регионального метаморфизма и отличающихся друг от друга термодинамическими режимами. Такая дифференциация и метаморфическая переработка вещества земной коры привела к образованию разнообразных формаций сульфидных руд, генетически отличных друг от друга.

Для Балтийского щита характерно интенсивное проявление дифференциатов базальтовой магмы и накопление осадочно-вулканогенных формаций геосинклинального ряда, с которыми связано образование группы серноколчеданных месторождений Карелии (Парандово, Хаутоваара, Чалка, Ялонваара) и рудопроявлений, представленных вкрапленностью пирротина и пирита в вулканитах и ассоциирующих с ними сульфидно-графитовых сланцах (Северная Карелия, Кольский полуостров - Ловчорйокское, Кучинтундра, Нованкюль). Отдельные рудопроявления и месторождения приурочены к областям регионального метаморфизма амфиболитовой фации (Парандово, Северная Карелия) и гранулитовой фации (Нованкюль). В серноколчеданных месторождениях руды представлены двумя типами: пиритовыми и пирротин-пиритовыми. По данным В.И. Робонена и С.И. Рыбакова (1975), формирование пиритовых руд является хемогенно-осадочным процессом, сопровождающим подводно-вулканическую деятельность.

Таким образом, пиритовые руды являются метаморфогенно-вулканогенными, частью метаморфогенно-осадочными. Пирротиновые руды накладывались на метаморфизованные пиритовые руды и формировались при воздействии метаморфических растворов на пиритовые залежи, из которых заимствовались железо и сера. Из вмещающих

пород извлекались медь, никель и другие элементы примеси, образуя медноколчеданную минерализацию (Ялонваара, Северная Карелия). Пирротин-пиритовые руды в серноколчеданной формации имеют метаморфогенно-гидротермальный генезис и образовывались преимущественно в регрессивную более низкотемпературную стадию регионального метаморфизма.

В пределах Украинского кристаллического щита (УКЩ) и Воронежского кристаллического массива (ВКМ) с раннепротерозойским металлогеническим циклом связано формирование целого ряда рудопроявлений вкрапленных серноколчеданных руд, развитых среди вулканогенно-осадочных пород криворожской серии и ее аналогов в Криворожской, Белгородско-Михайловской и Оскольской структурно-металлогенических зонах. Пирит-пирротиновая минерализация, по данным А.П. Никольского и А.Н. Ефимова (1960), вскрыта в областях развития сланцево-амфиболитовой серии с прослоями графитовых сланцев Средне-Днепровской, Первомайско-Звенигородской (УКЩ), Рылской, Курской и Шатиловской (ВКМ) структурно-металлогенических зон. По генезису серноколчеданная формация УКЩ и ВКМ является метаморфогенно-осадочной и метаморфогенно-вулканогенной. Медная и полиметаллическая минерализация, проявленная в этих рудопроявлениях, вероятно, связана с регрессивным этапом регионального метаморфизма и по генезису является метаморфогенно-гидротермальной.

На Алданском щите со спилитовой формацией эвгеосинклиналей нижнего протерозоя связана серноколчеданная и медноколчеданная минерализация. Среди полезных ископаемых складчатого обрамления Сибирской платформы основную ценность имеют метаморфогенно-осадочные, частью метаморфогенно-экзогенные месторождения медястых песчаников, приуроченные к терригенным толщам удоканской серии (Глуховский, Федоровский, 1970) в Кодаро-Удоканской зоне.

Медное оруденение Кодаро-Удоканской зоны имеет первично-осадочное происхождение, сингенетичное с формированием терригенных отложений. Однако промышленная концентрация руд при этом не образовалась. Промышленные руды сформировались в результате процессов диагенеза и в связи с региональным метаморфизмом, приведшим к образованию осадочно-метаморфических месторождений меди (Медистые..., 1966; Сочава, 1975). Сульфидное оруденение раннепротерозойского металлогенического цикла в Байкальской горной области в виде незначительной молибденовой и полиметаллической минерализации связано с гидротермальной деятельностью гранитов чуйско-кодарского комплекса. К метавулканитам спилит-кратофировой формации муйской серии приурочены серноколчеданные рудопроявления, а с ультраосновными интрузиями муйского комплекса связано незначительное сульфидное медно-никелевое оруденение.

Зоны пиритизации с вкрапленным медноколчеданным оруденением известны также в метаморфизованных зеленосланцевых спилит-кратофировых породах нижнепротерозойского возраста в пределах Таймырской складчатой области (Раннедокембрийские..., 1973).

Сульфидное оруденение среднепротерозойской эпохи. Среднепротерозойские подвижные пояса в своем становлении тесно связаны и унаследованно продолжали развитие раннепротерозойских геосинклинальных систем. Дифференциация вещества земной коры в этот период еще более усилилась. Значительную роль в формировании терригенных формаций стали играть разнообразные экзогенные факторы, увеличилось количество карбонатных пород. Все эти новые факторы, а также унаследованное развитие раннепротерозойских подвижных зон отразилось на формировании облика среднепротерозойского металлогенического цикла. Значительно возросло разнообразие сульфидных формаций и их вещественного состава, особенно в областях активизации, где существовало сульфидное оруденение предыдущих металлогенических циклов.

Среднепротерозойский металлогенический цикл в пределах Балтийского щита характеризуется формированием медноколчеданных и полиметаллических месторождений в Южно-Финляндской складчатой области (месторождения типа Фалун, Оммеберг, Шеллефтео в Швеции и типа Ориярви, Оутокумпу в Финляндии; Глебовицкий, Турченко, 1970). На территории советской части Балтийского щита образования Южно-Финляндской складчатой области развиты лишь в Северном Приладожье, где известен целый ряд полиметаллических и медноколчеданных рудопроявлений, связанных преимущественно с вулканогенно-осадочными и карбонатными породами сортавальской серии, превращенными в результате процессов регионального метаморфизма в скарны. Со скарнами такого типа связано промышленное железо-полиметаллическое Питкярантское месторождение. Вторым типом представляют собой метаморфогенно-магматогенные месторождения и рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд в районе от оз. Ловно до Печенги. Месторождения Ловнозерской, Аллареченской и Печенгской групп связаны с позднеорогенными и синорогенными интрузиями основных и ультраосновных пород, в которых первичные сингенетичные руды претерпели переотложение и новообразование в виде богатых эпигенетических сульфидных медно-никелевых руд в результате процессов складчатости и регионального метаморфизма: гранулитовой фации в месторождениях Ловнозерской группы, амфиболитовой фации в месторождениях Аллареченской группы и зеленосланцевой фации в месторождениях Печенгской группы (Козлов, 1961).

Переход к этапу стабилизации на Балтийском щите характеризовался интенсивным проявлением магматизма, выразившегося в формировании дифференцированных интрузий ультраосновных и основных пород, с которыми связано образование метаморфогенно-магматогенных и магматогенных сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Кольского полуострова и Карелии. При этом часть месторождений и рудопроявлений носит четкий магматогенный характер. Они связаны с трещинными и межформационными интрузиями – месторождения Мончи, рудопроявления Федоровой

тундры, Цагинского массива, интрузии Застейд-П на Кольском полуострове и рудопоявления Куоляярви-Ципрингской группы Карелии. К ятулийским образованиям Карелии приурочено первично-вулканогенно-осадочное и метаморфогенно-гидротермальное медноколчеданное оруденение, представленное многочисленными рудопоявлениями Кончезерской, Заонежской, Медвежьегорской и Сегозерской групп.

На Украинском щите среднепротерозойские отложения представлены сходными с ятулием образованиями овручской свиты, сложенной кварцито-песчаниками, сланцами, конгломератами и вулканогенными породами. В пределах ВКМ среднепротерозойские отложения представлены слабометаморфизованными песчаниками воронежской серии с прорывающими их ультраосновными и основными породами. В отдельных зонах здесь проявлена тектоно-метаморфическая активизация, с которой связано образование сульфидного оруденения, принадлежащего к среднепротерозойскому металлогеническому циклу.

К вулканогенным отложениям овручской серии приурочены редкие проявления жильной полиметаллической минерализации. В связи со среднепротерозойской тектоно-метаморфической активизацией происходила гидротермальная переработка вулканогенно-осадочных и ультраосновных пород, несущих сульфидное оруденение (медноколчеданное и вкрапленное медно-никелевое), образованное в раннепротерозойскую металлогеническую эпоху (Верховецкий и Сурский районы). Здесь в пределах Базавлукской металлоносной провинции выделяются зоны полиметаморфического гидротермального изменения (окварцевание, карбонатизация, пропилитизация, хлоритизация) в метавулканитах (Семененко и др., 1967), с которыми связано образование различных рудопоявлений сульфидных руд метаморфогенно-гидротермального генезиса: медноколчеданных, медно-кобальтовых, мышьяковых, мышьяково-полиметаллических, цинково-сурьмяно-мышьяковистых и др. Эти рудопоявления имеют полигенное происхождение, так как они образовались в результате метасоматического гидротермального изменения постмигматитовыми и постметаморфическими процессами ранее существовавшего колчеданного оруденения, связанного с вулканогенными породами раннепротерозойского цикла.

Метаморфогенно-гидротермальное сульфидное медно-никелевое оруденение в последние годы также обнаружено на УКЩ и ВКМ в связи со среднепротерозойской активизацией и процессами регионального метаморфизма. Таким на УКЩ является медно-никелевое оруденение Правдинского ультраосновного массива в Сурском районе, где выявлены два типа руд. Халькопирит-пирротинный тип руд связан с зонами изменения ультраосновных пород в хлорит-тремолитовые, актинолит-тремолитовые сланцы и зонами альбитизации, окварцевания и флогопитизации. Второй тип руд - пентландитовый с полидимитом, миллеритом и маухеритом - связан с зонами брекчирования в серпентинизированных и оталькованных породах (Ильвицкий, Шрубович, 1969). В пределах ВКМ в Павловской структурно-металлогенической зоне известны ультраосновные интрузии Малинов-

ка, Петровка, Бычок, с которыми связано вкрапленное сульфидное медно-никелевое оруденение. По данным Д.В. Полферова и С.И. Сусловой (1970), аллометаморфизм этих интрузий, связанный с процессами гранитизации и постмитгматитовым гидротермальным метаморфизмом, привел к образованию эпигенетических перекристаллизованных сульфидных медно-никелевых руд. Эти руды, вероятно, имеют такое же метаморфогенно-гидротермальное происхождение, как на Украинском и Балтийском щитах.

В раннем докембрии, включающем архейские раннепротерозойскую и среднепротерозойскую металлогенические эпохи, формировались разнообразные метаморфогенные месторождения и рудопроявления формации сульфидных руд. При этом для архейской и раннепротерозойской металлогенических эпох было характерно образование преимущественно серно- и медноколчеданного оруденения прометаморфического класса (метаморфогенно-седиментогенного и метаморфогенно-вулканогенного генетических типов), а для среднепротерозойской – формирование различного более сложного по минеральному составу сульфидного оруденения (полиметаллического, медно-кобальтового, медно-никелевого, мышьяково-золото-полиметаллического и др.) как прометаморфического класса, включающего кроме вышеуказанных типов также и метаморфогенно-магматогенный генетический тип сульфидного оруденения, так и реометаморфического класса (месторождения и рудопроявления метаморфогенно-гидротермального генетического типа).

Сульфидное оруденение позднепротерозойской эпохи. В своем развитии подвижные пояса позднего докембрия тесно связаны с раннебайкальским циклом складчатости и соответственно для них характерно сульфидное оруденение позднепротерозойской металлогенической эпохи. Наиболее ярко металлогенический облик этого периода развития докембрия проявлен в восточной части территории СССР. В пределах Байкальской горной области сульфидное оруденение позднепротерозойской металлогенической эпохи представлено разнообразными по минеральному составу месторождениями и рудопроявлениями.

В Западном Прибайкалье к слабометаморфизованным карбонатным породам улунгуйской свиты приурочены месторождения полиметаллов (Таборное и др.), которые расположены в пределах узкой, но протяженной зоны на границе складчатой области и Сибирской платформы. С доорогенными дифференцированными интрузиями габбро-перидотитов довыренского комплекса связаны сульфидные медно-никелевые месторождения, такие как Довыренское и Чайское (Салоп, 1968).

Позднепротерозойской металлогенической эпохе принадлежит пирит-пирротиновая минерализация в отложениях патомской серии, которая сопровождается кварцево-сульфидными жилами. Сульфидное оруденение здесь имеет четко выраженный метаморфогенно-осадочный генезис, а концентрация его в рудопроявлениях связана с гид-

ротермально-метаморфическими процессами. Метаморфогенно-осадочное происхождение имеет также медноколчеданное пирит-халькопирит-халькозин-борнитовое оруденение, приуроченное к верхней части дельтовых косослоистых песчаников ушаковской свиты верхнего протерозоя в бассейне р. Малаулены (Салихов, 1970).

В Енисейском краже среди метаморфизованных в зеленосланцевой фации эффузивно-осадочных толщ верхнего протерозоя в последние годы установлен целый ряд серно- и медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и полиметаллических рудопоявлений, причем наблюдается закономерная смена в порядке перечисленной выше последовательности (Корнев, 1969). Рудопоявления серно- и медноколчеданной формаций приурочены к спилито-кератофировой формации, а со спилито-диабазовой, в которой присутствуют прослои известняков, связаны рудопоявления колчеданно-полиметаллической и полиметаллической формаций.

Т.Я. Корнев (1969) считает, что образование сульфидных рудопоявлений в Енисейском краже обязано гидротермально-метасоматическим вулканогенным процессам. Однако ряд фактов, характерных для ряда полиметаллических рудопоявлений и месторождений (Горевского, Нижне-Ангарского и др.), свидетельствующих о метасоматических процессах, связанных с региональным метаморфизмом (кислотное выщелачивание, гранитизация, биотитизация, скарнирование известняков), подчеркивает более сложный их генезис. Полиметаллическое оруденение района Нижнего Приангарья формировалось в течение ряда последовательных периодов минерализации. Наиболее ранний из них – железо-магнезиальная карбонатизация, соответствующая стадии возрастающей кислотности, привела к образованию по известнякам кварц-сидеритовых, кварц-анкеритовых и кварц-доломитовых метасоматитов, а по филлитам – амфибол-гранат-биотит-хлоритовой ассоциации. Со следующим предрудным периодом – окварцеванием-кислотным выщелачиванием – связано образование кварц-пирротитовых метасоматитов. Отложение сульфидных руд следовало за окварцеванием, отчасти одновременно с ним, и характеризовало переход к позднещелочной стадии. В этот период и произошло образование богатых сфалерит-галенитовых руд (Вершковская и др., 1970). Аналогичные изменения, связанные с образованием полиметаллического оруденения в Горевском месторождении, отмечают М.П. Просняков и Р.П. Володин (1962). Такие данные могут свидетельствовать о значительной роли метаморфогенно-гидротермальных процессов в формировании сульфидного оруденения в Енисейском краже.

С позднепротерозойской металлогенической эпохой связано образование сульфидной минерализации и некоторых сульфидных месторождений в Средней Азии. Так, М.М. Адышев (1970) в ранне-среднерифейском субплатформенном терригенно-карбонатном комплексе отмечает наличие вкрапленного оруденения серноколчеданной формации среди графитовых сланцев в докембрии Тянь-Шаня. В Зеравшано-Туркестанской зоне Узбекистана (Гарьковец, 1968) извест-

ны медноколчеданные рудопоявления, приуроченные к зеленосланцевым породам таскаганской свиты, в которых наблюдается вкрапленность пирита и халькопирита, а в зонах сматия кварцевые жилы с халькозином и ковеллином. В этой же зоне расположено золото-сульфидное Мурунтаусское месторождение, в районе которого развиты метаморфическая зональность от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. В пределах Байсунской зоны в амфиболитах, гнейсах и мраморах отмечена полиметаллическая и медноколчеданная минерализация. Медноколчеданная минерализация известна также и в пределах Бешторского массива в виде вкрапленности в кристаллических сланцах (Гарьковец, 1969).

С раннебайкальским этапом развития складчатых сооружений Восточного Саяна связано незначительное полиметаллическое оруденение в Урикско-Ийской металлогенической зоне. В Таймырской подвижной зоне к этому этапу приурочено образование молибденитового оруденения в пегматитах мыса Триангулиционного и в кварцевых жилах мыса Шеллинга.

На Сибирской платформе позднепротерозойские отложения уджинского комплекса содержат прожилки анкерита с галенитом, сфалеритом и флюоритом, образующими полиметаллическое оруденение в платформенных отложениях Восточной Сибири.

Сульфидное оруденение, связанное с позднепротерозойской металлогенической эпохой, на территории СССР развито главным образом в пределах азиатской части СССР, причем характерным кроме серно- и медноколчеданного оруденения является образование также многочисленных колчеданно-полиметаллических рудопоявлений и месторождений.

В пределах европейской части сульфидное оруденение позднепротерозойской металлогенической эпохи обязано процессам тектоно-магматической активизации, которые в последние годы выявлены на Балтийском и Украинском щитах (Металлогения..., 1975). Процессы тектоно-магматической активизации верхнепротерозойской и дальсландской эпохи (1300-900 млн. лет), обладающие своими специфическими металлогеническими чертами (олово, вольфрам, флюорит, барит и др.), нашли отражение также и в образовании гидротермальных жил с сульфидной минерализацией. В отдельных случаях, как например в медно-никелевых месторождениях Печенги, с процессами активизации связано образование богатых медно-никелевых гидротермальных жил, имеющих экономическое значение (Новые данные..., 1976). Другим примером могут быть кальцит-баритовые, флюоритовые и кальцит-кварцевые жилы с галенитом и сфалеритом на северо-западном побережье Кольского полуострова, Кандалакшской и Порьей губах Белого моря. На Украинском щите процессам тектоно-магматической активизации позднего протерозоя обязано также жильное медноколчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение (Металлогения Украинского..., 1975). Сульфидное оруденение позднепротерозойской эпохи формировалось преимущественно среди вулканогенных и карбонатных отложений эвгеосинклиналей,

иногда в терригенных отложениях миогеосинклиналей и имеет обычно полигенное происхождение первоначально прометаморфического класса, а затем реометаморфического класса метаморфогенно-гидротермального генезиса.

Литература

Адышев М.М. Металлогения метаморфических и осадочных толщ Тянь-Шаня. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. М., 1970, с. 72–80.

Вершковская О.В., Груздев В.С., Пикат-Ордынская А.П. Рассеянные элементы сфалерит-галенитового оруденения Нижнего Приангарья. – В кн.: Геохимия и геология некоторых рудных месторождений. М., 1970, с. 55–75.

Выдрин В.Н., Груздев В.С. Эндеогенные ореолы рассеяния цинково-свинцового месторождения в Енисейском крае. – Геол. рудн. месторожд., 1965, № 1, с. 45–58.

Гарьковец В.Г. Допалеозойское оруденение в Узбекистане. – Сов. геол., 1969, № 12, с. 51–60.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973, 128 с.

Глебовицкий В.А., Соколов Ю.М., Турченко С.И. Регионально-метаморфические и литолого-формационные факторы локализации месторождения метаморфогенного типа. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Кн. 2, вып. 4. М., 1975, с. 258–264.

Глебовицкий В.А., Турченко С.И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 275–288.

Груховский М.З., Федоровский В.С. О нижней границе удоканской серии и соотношениях архея и нижнего протерозоя в Олекмо-Витимской горной стране. – В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1У. М., 1970, с. 39–42.

Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., 1975, с. 226.

Ильвицкий М.М., Шрубович Р.В. Сульфидное медно-никелевое оруденение Правдинского ультраосновного массива (Среднее Приднепровье). – В кн.: Геология и рудоносность юга Украины. Вып. 2. Днепропетровск, 1969, с. 42–61.

Козлов Е.К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. – В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Л., 1961, с. 20–31.

К о р н е в Т.Я. О медно-колчеданном и колчеданно-поли-
металлическом оруденении в Енисейском кряже. – Тр. СНИГГИМС,
Красноярское отделение, 1969, вып. 61, с. 61-72.

М е д и с т ы е о т л о ж е н и я Олекмо-Витимской
горной страны. Л., 1966, 386 с.

М е т а л л о г е н и я докембрия. Л., 1975, 200 с.

М е т а л л о г е н и я Украинского щита. – В кн.: Метал-
логения докембрия. Л., 1975, с. 95-96. Авт.: Я.Н. Белевцев, С.Т. Бо-
рисенко, Л.С. Галецкий, Г.И. Коняев, А.И. Стрыган.

М и х а й л о в Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные
метасоматиты докембрия. Л., 1973, 144 с.

Н и к о л ь с к и й А.П., Е ф и м о в А.Н. Геолого-ме-
таллогенический очерк восточной части Украинского щита. –
Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960, т. 37, с. 1-164.

Н о в ы е д а н н ы е о геохронологии сульфидного ору-
днения Печенги. – В кн.: Применение и развитие ядерной геохроно-
логии. Л., 1976. Авт.: Э.К. Герлинг, В.А. Маслеников, С.И. Тур-
ченко, Т.В. Кольцова, В.Д. Спрингсон, Ю.В. Никитин.

О с о б е н н о с т и э в о л ю ц и и метаморфогенного
рудообразования в докембрии СССР. – Геол. рудн. месторожд.,
1973, № 6, с. 3-16. Авт.: Кратц К.О., Соколов Ю.М., Глебовиц-
кий В.А., Дагелайский В.Б., Салье М.Е., Турченко С.И.

П о л ф е р о в Д.В., С у с л о в а С.Н. Метаморфизм
сингенетичных медно-никелевых сульфидных руд юго-востока Воро-
нежской антеклизы. – ЗВМО, 1970, ч. 99, вып. 1, с. 57-68.

П р е с н я к о в М.П., В о л о д и н Р.М. Некоторые
особенности геологического строения Горевского свинцово-цинково-
го месторождения. – Тр. ЦНИГРИ, 1962, вып. 43, с. 141-171.

Р а н н е д о к е м б р и й с к и е образования централь-
ной части Арктики и связанные с ним полезные ископаемые. Л.,
1973, 88 с.

Р о б о н е н В.И., Р ы б а к о в С.И. Особенности кол-
чеданного рудообразования в нижнем протерозое Карелии. – Геол.
рудн. месторожд., 1975, № 1, с. 23-30.

С а л и х о в В.С., Б е з р о д н ы х Ю.П. Меденосные
дельтовые отложения бассейна реки Малаулена (Западное Прибай-
калье). – Литология и полезные ископаемые, 1970, № 6, с. 114-118.

С а л о п Л.И. Байкальская складчатая система. – В кн.:
Геологическое строение СССР. Т. 2. М., 1968, с. 258-268.

С е м е н е н к о Н.П., Б о й к о В.А., Б о р д у -
н о в М.И. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинско-
го щита. Киев, 1967, 380 с.

С о к о л о в Ю.М., Г л е б о в и ц к и й В.А., Т у р -
ч е н к о С.И. Классификация месторождений полезных ископа-
емых метаморфогенного типа. – Сов. геол., 1975, № 2, с. 52-66.

С о ч а в а А.В. Процессы экзидиогенеза при формировании
Удоканского месторождения медистых песчаников. – В кн.: Метал-
логения докембрия. Л., 1975, с. 183-184.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМЗРИЯ

Для получения полной и достаточно объективной информации была произведена оценка мировых запасов промышленных эндогенных месторождений лития, рубидия, цезия, бериллия, стронция, иттрия и иттриевых земель, цериевых земель, циркония, ниобия и тантала и проанализировано их распределение по парагенетическим типам месторождений, редкометальным формациям, генетическим группам рудных образований, главнейшим геотектоническим структурам и геологическим эрам, что в итоге раскрывает основные черты металлогении перечисленных элементов. Как видно из табл. 1, составленной на основании обобщения данных, приведенных в ранее опубликованной работе (Овчинников, Солодов, 1975), литий, рубидий, цезий, а также подавляющая масса запасов бериллия приходится на месторождения, связанные с кислыми породами, тогда как цериевые земли, основная масса стронция, ниобия, иттрия и иттриевых земель и большая часть тантала находятся в месторождениях, приуроченных к щелочным породам.

Месторождения редкометаллоносных кислых и щелочных гранитов, агпаитовых нефелиновых сиенитов, карбонатитов, существенно микроклиновых метасоматитов известны только на древних платформах и докембрийских срединных массивах. Месторождения грейзеновой формации, цезиеносных кислых эффузивов, метасоматитов в комплексе со щелочными гранитами, наоборот, выявлены лишь в геосинклинальных областях фанерозоя. Месторождения же гранитных пегматитов и метасоматитов, связанные с мнаскитами, образуются как на платформах, так и в геосинклинальных условиях.

На платформах находится не только большее количество редкометальных формаций и парагенетических типов месторождений, но и самые крупные из всех известных и самые богатые из них (табл. 2).¹ Таковы месторождения тантала, представленные щелочными гранитами с колумбитом или тантал-пирохлором и лопаритоносными уртитам и малиньитами, месторождения ниобия – апатит-кальцитовые карбонатиты с пирохлором, цериевых редких земель – анкеритовые карбонатиты с бастнезитом, иттрия и иттриевых земель – рибекит-микроклин-альбитовые граниты с гагаринитом, циркония – бадделеитовые жилы в нефелиновых сиенитах и ловозеритовые луавриты, лития – альбит-сподуменовые пегматиты, цезия – сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом и поллучитом, а также цезий-биотитовые метасоматиты, бериллия – флюо-

¹ Табл. 1–6 составлены по материалам, приведенным в работах Л.Н. Овчинникова, Н.А. Солодова (1975) и Л.Н. Овчинникова, С.Н. Вороновского (1975).

Т а б л и ц а 1

Распределение мировых запасов редких металлов по редкометальным формациям и главным генетическим группам эндогенных месторождений (в %)

Редкометальные формации	Li	Rb	Cs	Be	Sr	TR _Y	TR _{Ce}	Zr	Nb	Ta
Редкометальные граниты	3	32	-	-	-	-	-	-	0.2	5
Гранитные пегматиты	95	28	73	57	-	-	-	-	1.9	37.5
Метасоматиты гранитов с пегматитами	0.03	4.7	23	-	-	-	-	-	-	-
Грейзеново-гидротермальные образования	1.9	25	2	5	-	-	-	-	-	-
Гидротермалиты-метасоматиты	0.07	10	-	36	1	4.5	-	1.7	-	-
Кислые эффузивы	-	0.3	2	-	-	-	-	-	-	-
Итого в месторождениях, связанных с кислыми породами	100	100	100	98	1	4.5	-	1.7	2	42.5
Щелочные граниты	-	-	-	-	-	91	-	33	11	25
Метасоматиты щелочных гранитов	-	-	-	-	-	4.5	-	4	0.3	1.2
Фениты	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Аплайтовые нефелитовые сиениты	-	-	-	-	99	-	55.4	33	12	25
Метасоматиты миекистов	-	-	-	-	-	-	0.6	8.3	8	2.5
Ультраосновные-щелочные породы и связанные с ними карбонатиты и метасоматиты	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Метасоматиты вне видимой связи со щелочными породами	-	-	-	-	?	-	44	20	67	3.8
Итого в месторождениях, связанных со щелочными породами	0	0	0	2	99	95.5	100	98.3	98	57.5

П р и м е ч а н и е. Здесь, в последующих таблицах и везде в тексте под запасами иттрия и иттриевых земель подразумеваются запасы всех редких земель в месторождениях, содержащих собственные иттриевоземельные минералы, а под запасами цериевых земель понимаются запасы всех редких земель в существенно цериевоземельных месторождениях.

Т а б л и ц а 2

Сопоставление максимальных содержаний и запасы редких металлов промышленных месторождений древних платформ и геосинклинальных областей фанерозоя (округленные цифры)

Металл	Максимальные средние содержания в месторождениях, %		Максимальные запасы месторождений, тыс. т	
	на платформах	в геосинклинальных областях	на платформах	в геосинклинальных областях
Li	0.7	0.4	500	200
Rb	0.5	0.5	100	100
Cs	0.6	0.3	65	5
Be	0.5	0.15	50	10
Sr	1	10	10000	50
TR _y	0.5	0.3	1000	100
TR _{Ce}	5	0.3	8000	200
Zr	10	0.2	10000	100
Nb	0.8	0.4	9000	200
Ta	0.05	0.03	150	15

ритсодержащие метасоматиты с фенакитом, берtrandитом, гельберtrandитом и беxоитом.

Если месторождения одного и того же типа встречаются одновременно и на древних платформах, и в геосинклинальных областях фанерозоя, то в первом случае они значительно крупнее, а зачастую и богаче, чем во втором (табл. 3).

В результате на древних платформах и докембрийских срединных массивах сосредоточено от 65 до 99% мировых запасов эндогенных месторождений различных редких металлов, тогда как на геосинклинальные области приходится всего 1-35% (табл. 1, 2). При этом более или менее существенную роль в геосинклинальных областях играют лишь Li, Rb, Be и отчасти Ta.

Разные платформы и даже разные геотектонические пояса обогащены различными редкими металлами и притом в неодинаковой степени (табл. 4). На платформах Лавразии выявлены месторождения всех литофильных редких металлов, за исключением иттриевых земель. При этом здесь сосредоточена основная масса мировых эндогенных запасов цезия, стронция, цериевых земель, а по запасам лития, бериллия, циркония и тантала этот пояс занимает первое место.

Во внутренних платформах, глыбах и докембрийских срединных массивах пояса Тетис также известны месторождения всех редких

Т а б л и ц а 3

Обычное содержание и запасы редких металлов в месторождениях одного и того же типа на древних платформах и геосинклинальных областях фанерозоя

Парагенетический тип месторождений	Металл	Среднее содержание в месторождениях, %		Обычные запасы в месторождениях (в тыс. т=г)	
		на платформах	в геосинклинальных областях	на платформах	в геосинклинальных областях
Слоудмен-микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом, танталатами и бериллом	Li	0.2-0.4	0.1-0.15	10г-100	г-20
	Rb	0.2-0.5	0.0г-0.1	10 г	г
	Cs	0.2-0.6	0.0 г	г-10	0.г
	Ta	0.015-0.03	0.01-0.013	г	0.0г-0.г
	Nb	0.007-0.012	0.007-0.012	г	0.0г-0.г
	Be	0.01-0.015	0.01-0.02	г	г
Альбит-сподуменитовые пегматиты с колумбитом и бериллом	Li	0.5-0.7	0.3-0.4	200-500	50-200
	Ta	0.004-0.01	0.005-0.007	г-15	г
	Nb	0.006-0.012	0.006-0.010	г-20	г
	Be	0.01-0.015	0.01-0.015	г-20	г
Биотит-карбонатные метасоматиты с пироксеном	Nb	0.4-0.6	0.1-0.2	100г	До 100
Альбититы с пироксеном и пироксеном	Nb	0.4-0.6	0.1-0.2	100 г	10г
	Zr	0.3-0.4	0.1-0.2	100 г	10 г

Т а б л и ц а 4

Распределение мировых запасов редких металлов в эндогенных месторождениях по главнейшим геотектоническим структурам земного шара (в %)

Геотектонические структуры	Li	Rb	Cs	Be	Sr	TR _Y	TR _{Ce}	Zr	Nb	Ta
Геосинклинальные области фанерозоя	24.0	35.0	9.5	33.3	1.0	9	0.7	6.7	3.0	13.0
Древние платформы и докембрийские срединные массивы	76.0	65.0	90.5	66.7	99	91	99.3	93.3	97.0	87.0
Платформы Лавразии	48.3	7.4	56.0	35.4	99	-	90.2	43.4	40.5	37.8
Платформы, глыбы и массивы пояса Тетис	5.7	32.6	-	6.9	-	91	9.1	33.3	10.7	29.6
Платформы Гондваны	22.0	25	34.5	24.5	-	-	-	16.6	44.8	19.6
Южно-Американская	1.7	0.15	0.8	16.4	-	-	-	16.6	38.3	8.75
Африканская	18.1	24.4	32.5	5.5	-	-	-	-	6.5	10.0
Индийская	0.6	0.3	0.4	1.8	-	-	-	-	0.0	0.6
Австралийская	1.6	0.15	0.8	0.8	-	-	-	-	0.0	0.25

металлов, за исключением цезия и стронция. Причем на этот пояс приходится все запасы иттрия и иттриевых земель в эндогенных месторождениях и третья часть мировых запасов рублидия, циркония и тантала.

В Гондване ни у одного редкого металла запасы не достигают даже половины от их суммарных эндогенных запасов. Лишь по ниобию этот пояс занимает первое место (45%), а также обладает значительной долей запасов цезия (34.5%). Запасы рублидия, бериллия и лития не достигают 25%, а циркония и тантала даже меньше 20%. Запасы стронция, иттриевых и цериевых земель здесь вообще отсутствуют. В целом с севера на юг от Лавразии к поясу Тетис и Гондване закономерно убывают запасы тантала, циркония, цериевых земель, стронция.

Каждая из платформ в свою очередь имеет свои металлогенические особенности: Северо-Американская платформа характеризуется накоплением (в порядке убывания) Li, Cs, Be, TR_{Ce} ; Восточно-Европейская - Sr, TR_{Ce}, Zr, Ta ; Сибирская - Cs, Nb ; платформы пояса Тетис - TR_Y, Zr, Rb, Ta ; Южно-Американская - Nb, Zr, Be ; Африканская - Cs, Rb, Li . Индийская и Австралийская платформы, видимо, еще очень слабо изучены, да и по размерам они мельче других, поэтому их запасы пока невелики.

Пометальная специализация геотектонических поясов и отдельных платформ обусловлена преимущественным развитием на них месторождений тех или иных редкометалльных формаций и парагенетических типов. Лишь пегматитовые и карбонатитовые месторождения выявлены на всех платформах.

Крупные и богатые месторождения танталоносных кислых и щелочных гранитов пока обнаружены только в пределах Тетиса. Месторождения бериллиеносных метасоматитов в основном приурочены к этому же поясу и частично к соседствующему с ним складчатому (эпиплатформенному) обрамлению Сибирской и Северо-Американской платформ. Месторождения, связанные с массивами агпаитовых нефелиновых пород, найдены на Северо-Американской платформе. Следовательно, можно ожидать их выявления и на других платформах, принадлежащих к тому же Лавразийскому поясу. Самые крупные месторождения альбит-сподуменовых пегматитов приурочены к платформам Лавразии, и в то же время здесь отсутствуют месторождения бериллоносных микроклиновых пегматитов, столь характерные для Тетиса и Гондваны.

Редкометалльные месторождения, судя по имеющимся геологическим наблюдениям и данным геохронологии, образовывались в крайне широком временном диапазоне - от архея до палеогена. Несмотря на это, их распределение в течение геологического времени носит довольно закономерный характер (табл. 5). Большинство запасов лития, цезия, иттрия и иттриевых земель, а также половина всех запасов бериллия приходится на докембрийские месторождения. Большая часть запасов цериевых земель, стронция, циркония, тантала и почти половина всего ниобия заключена в палеозойских мес-

Т а б л и ц а 5

Распределение мировых эндогенных запасов редких элементов в геосинклинальных областях и древних платформах по геологическим эрам (в %)

Геотектонические структуры, возраст и формация месторождений	Li	Rb	Cs	Be	Sr	TR _Y	TR _{Ce}	Zr	Nb	Ta
Геосинклинальные области фанерозоя	24	35	9.5	33.3	1.0	9	0.7	6.7	3.0	13.0
Палеозойские месторождения	21	34.7	6.5	22	-	7	0.7	6.7	2.9	11.0
Мезозойские месторождения	3	0.3	3	11.3	1	2	-	-	0.1	2
Древние платформы, шиты и докембрийские срединные массивы	76	65	90.5	66.7	99	91	99.3	93.3	97.0	87.0
Докембрийские месторождения	73	32.5	90.5	50	-	91	26	16.7	7	41
Палеозойские месторождения	-	-	-	3	99	-	73.3	59.9	46.1	40
Мезозойские месторождения	3	32.5	-	3.7	-	-	-	16.7	43.9	6
Кайнозойские месторождения	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-

торожениях. Запасы рубидия распределены примерно поровну между докембрием, палеозоем, мезозоем. В кайнозое (палеоген) лишь один бериллий имеет промышленные месторождения. Таким образом, максимум в докембрии имеют запасы тех редких металлов, которые характерны для месторождений, связанных с кислыми или щелочными гранитами (т.е. для „гранитогенных“ месторождений), а в палеозое – со щелочными комплексами. В геосинклинальных областях общие запасы всех редких элементов последовательно уменьшаются от палеозоя к кайнозю, тогда как на платформах этой закономерности не наблюдается (табл. 5).

Распределение месторождений литофильных редких металлов можно хорошо проследить, используя богатую радиогеохронологию гранитных пегматитов (Овчинников и др., 1975).

Гранитные пегматиты с точки зрения абсолютной геохронологии представляют особый интерес, являясь наилучшими реперами в реконструкции времени и последовательности геологических событий далекого прошлого. Пегматиты, сопутствуя гранитообразованию, формируются на всем протяжении истории развития земной коры: от глубокого докембрия до кайнозоя. Они содержат большой набор различных минералов, наиболее пригодных для определения абсолютного возраста всеми используемыми в настоящее время методами: свинцовым, калий-аргоновым и рубидий-стронциевым.

Гранитные пегматиты, обладая большой крупностью зерна, обеспечивают наибольшую сохранность аргона в минералах. Сохранность соотношения любых других анализируемых пар радиоактивного и радиогенного элементов обеспечивается образованием пегматитов на заключительной стадии интрузивного процесса, что дает возможность минералам пегматитов избежать каких-либо последующих воздействий.

Для создания единой геохронологической шкалы по гранитным пегматитам В.С. Солодовым совместно с С.Н. Вороновским и Л.В. Овчинниковой предпринята попытка некоторой систематизации и статистического анализа данных по абсолютному возрасту этих образований, накопленных как в нашей стране, так и за рубежом. В зарубежных и отечественных источниках выявлено свыше 800 цифр абсолютного возраста, относящихся к гранитным пегматитам всех континентов (кроме Антарктиды) и полученных разными методами. Зарубежные данные составляют 58%, из отечественных данных 153 калий-аргоновых определения выполнены в лаборатории ИМГРЭ.

Материалом для калий-аргоновых и рубидий-стронциевых определений служили слюды: мусковит, биотит, лепидолит; ряд определений рубидий-стронциевым методом выполнен также по микроклину, реже циннвальдиту. Для определений по уран-торий-свинцовому методу использованы уранит, циртолит, монацит, циркон, микролит, торанит, эвксенит, поликраз, уранторит, самарскит, ортит, фергусонит, давидит.

В итоге выявлены следующие закономерности.

1. Продолжительность установленных этапов и числовые значения средних их величин совпадают по всем трем методам.

Т а б л и ц а 6

Этапы пегматитообразования

Тектоно-магматический цикл (цикл диастрофизма)	Интервал времени, млн. лет	Этап пегматитогенерации	Интервал времени, млн. лет	Генеральная выборка		K-Ar метод			Pb-Sr метод			Rb-U-Th-Rb метод		
				n	среднее, млн. лет	n ₁	среднее, млн. лет	отклонение от среднего, %	n ₂	среднее, млн. лет	отклонение от среднего, %	n ₃	среднее, млн. лет	отклонение от среднего, %
Альпийский Киммерийский Герцинский Каледонский Байкальский Катагский Гренвилльский Прикамский Выборгский Карельский	12-85	14	25-85	12	44±34	6	44	0	1			5	48.6	+10.4
	110-190	13	110-190	18	135±50	7	119	-11.8	1			10	148	+9.6
	240-340	12	240-340	85	290±50	53	294	+1.4	24	290	0	8	252	-13.1
	400-450	11	390-450	26	418±48	17	412	-1.4	4	435	+4.1	5	425	+1.7
	500-540	10	480-550	55	516±54	11	516	0	23	506	-1.9	21	522	+1.2
	650-680	9	600-680	11	627±38	3	629	+0.3	2	620	-1.1	6	629	+0.3
	1000-1100	8	800-1100	133	962±158	23	952	-1.0	36	930	-3.3	74	965	+0.3
	1300-1400	7	1290-1400	16	1383±96	4	1356	-1.9	4	1440	+4.1	8	1368	-1.1
	1600-1700	6	1600-2100	255	1845±220	156	1842	-0.2	24	1910	+3.5	75	1841	-0.2
	1900-2100	5	2250-2350	39	2270±104	25	2281	+0.5	8	2248	-1.0	6	2245	-1.1
Кеноренский	2600-2800	4	2400-2600	54	2490±124	32	2487	-0.1	13	2487	-0.1	9	2535	+1.8
	3150-3300	3	2600-2800	45	2700±182	16	2683	-0.5	14	2688	-0.4	15	2734	+1.3
Саамский	3500-3700	2	2900-3300	15	2980±230	5	3026	+1.5	4	2988	+0.3	6	2946	-1.1
		1	3450	2	3488±38	2	3488	-	-	-	-	-	-	-
Всего				766		360			158					

2. Хотя пегматиты и формировались на протяжении от архея до кайнозоя, процесс этот не является непрерывным, а характеризуется весьма четкой периодичностью. Отчетливо выделяются четырнадцать этапов пегматитообразования, проявившихся одновременно во всех частях земного шара. Концентрация цифр абсолютного возраста пегматитов в пределах этих этапов весьма высокая: на промежутки между ними падает всего лишь 5.3% произведенной выборки (табл. 6).

3. Этапы пегматитообразования отвечают всем двенадцати общеизвестным тектоно-магматическим циклам. Продолжительность формирования пегматитов охватывает больший интервал времени, чем соответствующего тектоно-магматического цикла. Причем она всегда асимметрична за счет растянутости в сторону более молодого возраста. Чем древнее цикл, тем больше продолжительность пегматитообразования; в фанерозойское время она улавливается только в байкальском и каледонском циклах.

4. Наряду с этапами, совпадающими с указанными выше циклами, отчетливо выделяются еще три: 2250-2350, 2400-2600 и 2900-3300 млн. лет; более молодой и более древний из них подмечены некоторыми исследователями на основании других фактов (Кратц и др., 1974).

Время образований редкометальных месторождений прочих генетических типов и формаций совпадает с выявленными эпохами пегматитообразования.

Кратко охарактеризованные особенности редкометальной металлотиологии могут служить дополнительным подспорьем при прогнозировании и долгосрочном планировании поисково-разведочных работ. В частности, наряду с продолжением работ в традиционных редкометальных провинциях СССР имеются определенные основания для постановки широких поисков месторождений литофильных редких элементов в пределах Русской плиты, Украинского щита, а также в других древних областях с благоприятным географо-экономическим положением.

Литература

Кратц К.О., Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.Б. Геохронологические рубежи и эволюция Балтийского щита. - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., 1974, с. 125-130.

Овчинников Л.Н., Солодов Н.А. Формационно-парагенетическая классификация месторождений литофильных редких элементов. - В кн.: Проблемы минерального сырья. М., 1975, с. 71-110.

Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В. Радиогеохронология гранитных пегматитов - ДАН СССР, 1975, т. 223, № 5, с. 1202-1206.

ЭВОЛЮЦИЯ УРАНОВОГО И ОЛОВЯННОГО РУДОГЕНЕЗА И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Эволюция процессов рудогенеза различных полезных ископаемых в ходе развития геологической истории Земли в значительной степени индивидуальна. Основная масса одних полезных ископаемых (железных руд, мусковита и других) образовалась в древнейшие металлогенические эпохи. Месторождения других видов минерального сырья (олова, вольфрама, молибдена, ртути, сурьмы и других) формировались преимущественно в фанерозое, главным образом в позднепалеозойско-раннемезозойскую и позднемезозойско-третичную эпохи. Большая группа полезных ископаемых (уран, золото и другие) образовывалась практически во все металлогенические эпохи — от самых древнейших до молодых.

И тем не менее в развитии рудогенеза полезных ископаемых намечаются некоторые общие черты. Целесообразно показать это на примере эволюции рудогенеза урана и олова — элементов, достаточно отличающихся в металлогеническом отношении. Это и обусловило приуроченность главнейших месторождений урана и олова, а значит и большей части запасов их к различным геотектоническим структурам Земли. Основные запасы урана капиталистических и развивающихся стран (около 99% достоверных запасов этих стран) сосредоточены в пределах платформ, главным образом на щитах, а также в срединных массивах, которые по особенностям геологического строения, истории геологического развития и металлогении стоят ближе к древним платформам, чем к складчатым областям. Главная масса оловянных руд (83,6 общих и 77,6% достоверных запасов указанных стран), наоборот, образовалась в фанерозойских складчатых областях (Евстрахин, 1975).

Накопление урана в осадочных породах началось еще в раннем протерозое — вместе с золотом в Витватерсранде на Африканской платформе и в Жакобине на Бразильской платформе, вместе с торием в Эллиот-Лейк на Канадском щите и Эн-Коли на Балтийском щите. Этому предшествовала некоторая концентрация урана в магматических породах, а также в пегматоидах, которые служили источником его при образовании толщ первично-осадочных пород с повышенными содержаниями урана, о чем свидетельствует возраст обломочных урансодержащих минералов этих толщ (2500–2700 млн. лет). Однако содержания урана в указанных толщах еще не достигали значительных концентраций.

Промышленные урановые месторождения образовались в течение определенных металлогенических эпох (Евстрахин, 1967, 1975): раннепротерозойской (2000–1800 млн. лет), раннерифейской (1600–1400 млн. лет), среднерифейской (1200–1100 млн. лет), позднерифейской-раннепалеозойской (700–450 млн. лет), а также фанерозойских позднепалеозойской-ранне-

мезозойской (320–200 млн. лет) и позднемезозойской–третичной (140–40 млн. лет). Раннепротерозойская, позднерифейская–раннепалеозойская и позднемезозойская–третичная металлогенические эпохи имели планетарное значение. Остальные эпохи проявились в пределах отдельных континентов и связаны с геологическими событиями, имеющими региональное значение.

В эпоху с возрастом 2000–1800 млн. лет в формировании месторождений большую роль играли процессы метаморфизма раннепротерозойских урансодержащих толщ, в частности ураноносных конгломератов, в результате которых происходило перераспределение урана с образованием промышленных его концентраций. С этой же эпохой связано и образование наиболее древних гидротермальных и гидротермально–метасоматических месторождений урана (район Атабаска на Канадском щите и др.). Для некоторых типов метаморфогенных, а также гидротермально–метасоматических месторождений этой эпохи характерна связь с железорудными формациями (Евстрахин, 1967; Казак и др., 1975) или присутствие железорудной минерализации (гематита) в тех же рудных зонах, что и урановая. Для некоторых месторождений (Эллит–Лейк и др.) характерна связь урана с титанатами типа браннерита. Хотя с раннепротерозойской эпохой связано более 36% запасов урана капиталистических и развивающихся стран, она характеризуется небольшим числом типов месторождений, в которых уран и его спутники присутствуют в сравнительно простых минеральных формах.

В раннерифейскую (1600–1400 млн. лет) и среднерифейскую (1200–1100 млн. лет) эпохи образовались гидротермальные месторождения района Большого Медвежьего озера и ураноносные пегматиты района Банкрофт на Канадском щите, осадочно–метаморфогенные и гидротермальные месторождения рудного пояса Бихар на Индийском щите, месторождения районов Маунт–Айза–Клонкарри на Австралийском щите. В течение этих металлогенических эпох, как показывают данные определений абсолютного возраста руд, продолжались метаморфические преобразования раннепротерозойских месторождений. Образовавшиеся в это время гидротермальные месторождения характеризуются большей сложностью минерального состава. Так, на месторождениях Большого Медвежьего озера (Эльдорадо и др.) наряду с окислами урана (настураном) и железа (гематитом) широко развиты арседины (кобальтин, смальтин, никелин и др.) и сульфиды (халькопирит, галенит и др.). На некоторых месторождениях Австралийского щита (Мери Кетлин, Рэдиум Хилл) урановая минерализация имеет генетические связи с титаном, редкими землями и железом.

Позднерифейская–раннепалеозойская (700–450 млн. лет) урано–рудная эпоха широко проявилась как планетарная эпоха образования осадков с повышенной ураноносностью, нередко характеризующихся также значительными содержаниями углистого (графитистого) вещества. Ураноносные осадки этого возраста широко распространены на севере Австралийского щита, на Африканской (породы групп

Верхний Руан и Нижний Руан в Заире и Замбии, системы Франсвилль в Габоне и др.), Бразильской (лютиты Аргентины), Северо-Американской (рифейские сланцы штата Мичиган), Восточно-Европейской (кембрийские-ордовикские сланцы Швеции) и других платформ. Ураноносные осадки, а также руды месторождений обычно характеризуются повышенными содержаниями меди, ванадия, никеля, кобальта, молибдена и других рудных элементов. Промышленные урановые месторождения чаще относятся к осадочно-метаморфогенному типу и располагаются в пределах районов развития ураносодержащих пород.

К этой же эпохе относится формирование ураноносных пегматитов Намибии (Россинг).

В фанерозое урановые месторождения образовывались в основном в позднепалеозойскую-раннемезозойскую (320-200 млн. лет) и позднемезозойскую-третичную (140-40 млн. лет) металоогенические эпохи, с производными которых связано около 40% разведанных запасов капиталистических и развивающихся стран. Осадочные, вулканогенно-осадочные и гидротермальные месторождения этой эпохи характеризуются значительно большим разнообразием типов месторождений и минеральных рудных комплексов, в том числе и неизвестных в образованиях более древних эпох (уран-угольные, уран-молибденовые и другие).

Намечается определенная направленность развития осадочного уранового рудогенеза. Раннекембрийские толщи, вмещающие месторождения ураноносных конгломератов (Эллиот-Лейк, Витватерсранд, Жакобина), формировались в морских миогеосинклинальных условиях (Евстрахин, 1967; Уран в древних..., 1963). Рифейские и раннепалеозойские ураноносные толщи образовывались также в морских, но в парагеосинклинальных или субплатформенных обстановках. В позднем палеозое-раннем мезозое появились первые осадочные месторождения урана, связанные с континентальными формациями (месторождения формации Чайнл массива Колорадо, ряд месторождений, приуроченных к толщам пермокарбона и пермотриаса Восточных Альп, пермским отложениям Центрального французского массива). Связанные с континентальными отложениями месторождения широко развиты в образованиях позднемезозойской- третичной эпохи в пределах Северо-Американской плиты (месторождения Вайоминга и Лакоты), массива Колорадо, на юго-западе Бразильской платформы (в Аргентине), на Африканской платформе (месторождения Центрально-Африканской республики) и в других регионах. Таким образом, эволюция уранового осадочного рудогенеза - от геосинклинального к платформенному и от морского к континентальному - шла в том же направлении, которое было намечено Н.М. Страховым для железа, марганца, фосфора, меди и некоторых других элементов (Страхов, 1964).

В древних осадочно-метаморфогенных месторождениях уран нередко присутствует совместно с торием, причем торий часто преобладает. Так, отношение содержаний тория к урану на разных участ-

ках Эллиот-Лейк колеблется от 0,1 до 5, а по некоторым данным даже достигает 20. В позднерифейских осадочно-метаморфогенных месторождениях Заира и Габона, района Катрин Дарвин, в ураноносных раннепалеозойских сланцах Швеции, а также в многочисленных более молодых осадочных месторождениях торий отсутствует или отмечается в виде незначительной примеси. И, наоборот, в докембрийских россыпях бассейна Литл-Биг-Хорн в Вайоминге (США), в четвертичных прибрежно-морских россыпях Бразилии, Индии, Австралии, в аллювиальных месторождениях Соединенных Штатов и других молодых осадочных месторождениях тория уран присутствует в ничтожных концентрациях как примесь в обломочных торийсодержащих минералах. Таким образом, в ходе геологической истории произошло разделение урана и тория в осадочном рудогенезе. Причиной указанного разделения урана и тория являются изменения их миграционных способностей в условиях меняющегося в ходе геологической истории состава атмосферы и гидросферы.

По мнению большинства исследователей (Рамдор, 1959; Либенберг, 1959; Холмс, 1959; Роско и Стиси, 1959, и др.), образовавшиеся в раннем протерозое золото-ураноносные и ториево-ураноносные конгломераты представляли древние россыпи, в которых уран, торий, золото и ряд других элементов накапливались в значительной степени за счет обломочных минералов. Это было возможно лишь при недостаточной насыщенности раннепротерозойской атмосферы и гидросферы кислородом. В более поздние периоды развития Земли при наличии свободного кислорода в атмосфере и гидросфере первичные минералы урана неустойчивы, быстро разрушаются, уран переходит в растворенное состояние и в таком виде мигрирует на значительные расстояния. Высвобождающиеся за счет дезинтеграции гранитоидов, пегматоидов и гнейсов обломочные минералы тория являются значительно более устойчивыми, переносятся водными потоками и в силу законов гравитационной дифференциации при благоприятных условиях аккумулируются в виде россыпей монацита и других торийсодержащих минералов. Лишь незначительная часть тория, высвобождающегося при разрушении вышеуказанных пород, способна мигрировать в истинных и коллоидальных растворах, в частности в виде легкорастворимых комплексных соединений с органическими кислотами или гидроокиси тория. Однако, как показано В.В. Щербиной (1957), и эти соединения тория обладают меньшей миграционной способностью по сравнению с соединениями урана. Поэтому торий переносится на более близкие расстояния от первоначального источника, чем уран, и это определяет разделение их в ходе процессов гипергенеза в условиях гидросферы и атмосферы, по составу близких к современным.

Анализ материалов о возрасте оловянного оруденения показал, что оно образовывалось в течение тех же металлогенических эпох, что и урановое (Евстрахин, 1975).

Наиболее древние оловянные пегматиты с возрастом 2650 млн. лет известны на Африканской платформе в пределах Родезий-

ско-Трансваальского рудного пояса. Вероятно, близки к ним по возрасту оловоносные пегматиты Нигерии, связанные с так называемыми „древними“ гранитами с возрастом до 3000 млн. лет. Однако все они не имеют практического значения, точно так же как и распространенные на Африканской и других платформах оловоносные пегматиты с возрастом 2000–1800 и 1600–1400 млн. лет. Древние оловоносные пегматиты нередко характеризуются повышенными содержаниями урана и тория.

Первые промышленные месторождения олова, представленные оловоносными пегматитами и месторождениями касситерит-кварцевой формации, сформированы в среднерифейскую эпоху (1200–1000 млн. лет). К ним относятся крупное пегматитовое месторождение Мононо-Китотоло и пегматиты района Северный Лутулу в Заире, пегматитовые (Уис, Арандис и др.) и касситерит-кварцевые (Брамберг-Уэст и др.) месторождения в Намибии, связанные с так называемыми салемискими гранитами.

В позднерифейскую–раннепалеозойскую (700–450 млн. лет) эпоху образованы касситерит-кварцевые месторождения Нигерии и Нигера на Африканской платформе, района Рандония на Бразильской платформе, связанные с так называемыми „молодыми“ гранитами, а также оловоносные пегматиты Южной Родезии и Трансвааля, ассоциирующие с гранитами бушвельдского комплекса, для которых установлен возраст 530–485 млн. лет.

В фанерозое оловянные месторождения образовывались в позднепалеозойскую–раннемезозойскую (320–200 млн. лет) и позднемезозойскую–третичную (140–40 млн. лет) металлогенические эпохи. С первой связаны касситерит-силикатные и касситерит-сульфидные месторождения варисских складчатых областей (Аппалачская, Восточно-Австралийская, Корнуэльльская провинции варисской складчатой области Западной Европы и др.), а также касситерит-кварцевые месторождения срединных массивов Западной Европы (Иберийского, Центрально-Французского, Армориканского, Чешского и др.). В позднемезозойскую–третичную металлогеническую эпоху образованы преимущественно силикатно-сульфидные месторождения складчатых областей (Кордильерской, Верхояно-Колымской, Сихотэ-Алинской, Бирмано-Малайско-Индонезийской и др.) Тихоокеанского рудного пояса; в эпиварисских массивах, в частности, Бирмано-Малайского пояса образовывались месторождения касситерит-кварцевой формации.

Характерной особенностью фанерозойского оловянного рудогенеза является, таким образом, появление, а в дальнейшем широкое развитие месторождений силикатно-сульфидной группы формаций, приуроченных преимущественно к областям палеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатости. Широкое развитие месторождений этой группы формаций знаменовало качественно новый этап в эволюции оловянного рудогенеза.

Эволюция геотектонических условий оловянного рудогенеза, следовательно, шла от образования месторождений олова на шитах

в древние металлогенические эпохи к преимущественному формированию в складчатых областях в фанерозое, а также от преобладания руд пегматитовой формации в древние оловорудные эпохи через появление на смену им руд касситерит-кварцевой формации в позднем рифее и к широкому развитию руд касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формации в позднем палеозое, позднем мезозое и кайнозое (Ийиксон, 1958; Евстрахин, 1975). При этом по мере перехода от более древних эпох к более молодым минеральный состав руд становился более многообразным – от сравнительно простого в пегматитовых и касситерит-кварцевых месторождениях до сложных многоэлементных руд касситерит-силикатной и в особенности касситерит-сульфидной формаций.

Как указывалось выше, главные ураново- и оловорудные районы пространственно разделены. Основные урановорудные районы сформированы на платформах, преимущественно на щитах, и в срединных массивах. Фанерозойские месторождения касситерит-силикатной и касситерит-кварцевой формаций, на долю которых приходится значительная часть разведанных запасов олова, образовывались в геологических обстановках, неблагоприятных для формирования крупных месторождений урана, – в складчатых областях, прошедших незадолго до рудообразования геосинклинальное развитие, и связаны своим происхождением со средними и основными магматическими породами, отличающимися повышенной оловоносностью, но невысокими содержаниями урана.

Однако в ряде районов щитов и срединных массивов урановое и оловянное оруденение встречаются в близко расположенных, а иногда в одних и тех же рудных полях (рудные районы Чешского, Иберийского, Армориканского и других массивов Европы, а также Нигера и Намибии на Африканской платформе). Оловянное оруденение в этих же районах представлено преимущественно месторождениями силикатно-кварцевой группы оловорудных формаций.

Характерной особенностью районов размещения месторождений этой группы оловорудных формаций является приуроченность их к древним поднятиям, сложенным породами кристаллического фундамента, пространственная связь месторождений с краевыми или апикальными частями гранитных массивов, отличающихся повышенной оловоносностью. Эти граниты нередко возникали на стадии тектономагматической активизации щитов и срединных массивов, спустя значительные промежутки геологического времени после их консолидации (салемикие граниты Намибии, „молодые” граниты Нигерии, Нигера на Африканской платформе, района Рандония на Бразильской платформе, „рудногорские” граниты Чешского массива и их аналоги в других массивах Европы и др.). При различном понимании механизма связи оловорудных месторождений силикатно-кварцевой группы формаций с указанными гранитоидами наличие ее признается большинством геологов (Геология месторождений..., 1969; Материков, 1960; Радкевич, 1960).

Как показано В.Л. Барсуковым (1971), источником олова для касситерит-кварцевых месторождений являются „оловоносные“ граниты, из которых происходила мобилизация олова в процессе вторичных изменений гранитов при их альбитизации и мусковитизации.

Следовательно, в месторождениях силикатно-кварцевой группы формаций олово ведет себя как литофильный элемент, для образования месторождений которого необходима его предварительная концентрация в гранитоидных породах, которые затем являлись источником для формирования гидротермальных месторождений.

Вероятно, сходным с описанным был и механизм образования некоторых типов урановых месторождений, распространенных в тех же районах, что и силикатно-кварцевые месторождения олова, и приуроченных также к гранитным интрузиям или связанным с ними зонам экзоконтактовых изменений.

Распространенность олова в толщах осадочного происхождения изучена плохо. Известно, что широко распространены современные россыпные месторождения олова, образовавшиеся за счет разрушения коренных месторождений касситерит-кварцевой формации, а также оловоносных гранитоидов и пегматоидов, в том числе и древнего возраста (например, в Нигерии). Вероятно, за счет древних оловоносных гранитоидов и пегматоидов могли образовываться и древние россыпные месторождения олова, подобно тому как за счет аналогичных источников в раннем протерозое формировались россыпные месторождения тория, зблота и даже урана.

С этой точки зрения заслуживают внимания данные А.П. Казака, В.Т. Матвеевко и В.З. Негруцы (1975) о наличии повышенных содержаний олова в древних метаморфических толщах.

По-видимому, нельзя исключить возможности открытия древних комплексных уран- и оловосодержащих россыпных месторождений.

Совместное рассмотрение эволюции уранового и оловянного рудогенеза позволяет сделать ряд выводов

1. Образование первичных концентраций урана и олова в раннем докембрии, а также в более поздние эпохи происходило в общем сходным путем: они накапливались в гранитоидах и пегматоидах, отличающихся нередко повышенной ураноносностью и наличием оловянной минерализации. Эти древнейшие гранитоиды и пегматоиды служили источником урана для образования раннепротерозойских ураносодержащих осадочных толщ, в которых уран накапливался иногда вместе с золотом, торием, железом и некоторыми другими элементами. Возможно, что аналогичным способом могли образовываться древние осадочные месторождения олова.

2. Урановое и оловянное оруденения образовывались в течение примерно одновозрастных интервалов геологической истории, разделенных значительными промежутками геологического времени, когда формирования месторождений не происходило. Как показывают геологические данные, а также определения абсолютного возраста руд, к этим возрастным интервалам приурочено формирование месторождений многих других полезных ископаемых (Евстрахин, 1971).

Следовательно, в определенные периоды развития геологической истории одновременно или почти одновременно периодически возникали условия, благоприятные для формирования месторождений различных полезных ископаемых. Указанные периоды обычно называются металлогеническими эпохами, однако это название не точно, так как в течение их образовывались месторождения не только металлов, но и других групп полезных ископаемых; по-видимому, оно должно быть заменено на более общее.

3. Выделенные металлогенические эпохи совпадают с важнейшими рубежами геологической истории Земли. Эпоха с возрастом 2000–1800 млн. лет была периодом планетарного интенсивного проявления тектогенеза, магматической активности и метаморфизма ранее образованных осадков и месторождений полезных ископаемых. Поздний протерозой–начало палеозоя характеризовались резким усилением роли органического вещества в составе осадков, что, несомненно, оказало существенное влияние на ход процессов экзогенного рудогенеза – обусловило резкое усиление их. Именно в это время образовались крупные осадочные и вулканогенно–осадочные месторождения урана, свинца и цинка, золота, фосфатов и других полезных ископаемых. Конец протерозоя–начало палеозоя был также временем завершения байкальского цикла тектогенеза, связанных с ним проявлений магматических процессов и метаморфизма как древних пород и месторождений, так и образовавшихся в эту эпоху. Конец мезозоя–начало кайнозоя являлся важнейшим рубежом в геологической истории Земли, особенно в пределах Тихоокеанского рудного пояса. Это было время завершения геосинклинального этапа развития многих его областей и перехода их в орогенный этап развития, а также мощной тектоно–магматической активизации щитов и срединных массивов.

Другие металлогенические эпохи связаны с важными рубежами геологической истории отдельных континентов или нескольких из них.

4. Поскольку образование (и преобразование) рассматриваемых, а также и других полезных ископаемых происходило не непрерывно, а в течение определенных периодов геологической истории, разделенных значительными промежутками геологического времени, когда месторождения не образовывались, нецелесообразно металлогенические эпохи называть, как это делается до сих пор, подобно геологическим эрам, архейской, протерозойской, палеозойской, мезозойской и кайнозойской. Еще более неправильно говорить о докембрийской металлогенической эпохе, так как в течение более 3 млрд. лет докембрийского времени отчетливо проявилось несколько металлогенических эпох. Использование указанных названий металлогенических эпох тем более неправомерно, что последние нередко проявлялись на рубежах двух геологических эр, захватывая конец одной и начало другой (позднемезозойская–третичная, позднепалеозойская–раннемезозойская, позднерифтовая–раннепалеозойская и другие эпохи). Представляется целесообразным металло-

геническим эпохам давать наименования, точнее определяющие время их проявления.

5. Развитие уранового и оловянного рудогенеза, как, впрочем, и образование других полезных ископаемых, шло в направлении все большего разнообразия типов месторождений и минерального состава руд. Это обусловлено все большей дифференциацией земной коры на участки с различным тектоническим режимом развития, что приводило к последовательному увеличению многообразия магматических, осадочных и метаморфических пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

На ранних и средних этапах развития земной коры эволюция уранового и оловянного рудогенеза шла в известной степени параллельно с той, однако, разницей, что уран, обладающий большей геохимической активностью, легче вовлекался в миграцию в результате проявления многих и разнообразных гипогенных и гипергенных процессов. Это определило более широкую распространенность месторождений урана в древних платформах и срединных массивах, а также большее многообразие типов эндогенных и экзогенных месторождений урана, чем месторождений олова. В то же время сходство механизмов формирования месторождений олова касситерит-силикатной группы формаций и некоторых типов месторождений урана, генетически связанных, подобно указанным месторождениям олова, с гранитоидами, обусловили возможность образования их в одних и тех же или соседних районах в пределах щитов и срединных массивов.

В фанерозое, когда дифференциация земной коры на участки с различным тектоническим режимом увеличилась еще больше, появились обширные области, перспективные для формирования новых типов месторождения олова, но в которых не могли образовываться месторождения урана. Ярким примером влияния результатов усилившейся дифференциации земной коры на участки с различным геотектоническим режимом является образование в фанерозое месторождений олова силикатно-сульфидной группы формаций в палеозойских, мезозойских и кайнозойских геосинклинальных складчатых областях — в обстановках, неблагоприятных для формирования месторождений урана.

Литература

Барсуков В.Л. О проблеме источника рудного вещества. — В кн.: Международный геохимический конгресс. (Тез. докл.). М., 1971, с. 213–214.

Геология месторождений олова зарубежных стран. М., 1969, 328 с. Авт.: Р.М. Константинов, С.Ф. Лугов, Б.В. Макеев, М.П. Материков, А.Б. Павловский, М.Г. Руб, И.Н. Томпсон.

Евстрахин В.А. Урановые эпохи. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 3, с. 13–27.

Е в с т р а х и н В.А. Эпохи образования месторождений полезных ископаемых на Дальнем Востоке и в Забайкалье. – Сов. геол., 1971, № 1, с. 53–66.

Е в с т р а х и н В.А. Размещение месторождений урана и олова в основных тектонических структурах и эволюция рудогенеза. – Сов. геол., 1975, № 1, с. 41–59.

И ц и к с о н М.И. Распределение оловянных месторождений в складчатых областях. – Сов. геол., 1958, № 1, с. 17–35.

К а з а к А.П., М а т в е е н к о В.Т., Н е г р у ц а В.З. О новом генетическом типе оловянной минерализации. – ДАН СССР, 1975, т. 220, № 3, с. 669–671.

Л и б е н б е р г У. Условия залегания и теория происхождения урановых минералов и золота в рудах Витватерсранда. – В кн.: Геология атомного сырья. Т. 8. М., 1959, с. 377–392.

М а т е р и к о в М.П. О некоторых различиях в формах связи касситерит-сульфидных месторождений с интрузиями (на примере Приморья). – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 311–314.

Р а д к е в и ч Е.А. О связи оловянных, олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений с магматизмом. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 307–311.

Р а м ' д о р П. Месторождения урана и золота. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 13.

Р о с к о С.М., С т и с и Х.Р. Геология и радиоактивные месторождения района Блайнд-Ривер. – В кн.: Из зарубежных журналов. ОНТИ ВИМС, 1959, № 11, с. 39–58.

С т р а х о в Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1964, 535 с.

У р а н в древних конгломератах. М., 1963, 188 с. Авт.: А.И. Безгубов, Ю.И. Бывших, П.К. Дементьев, Я.М. Киселев, Л.В. Ковалев, В.Н. Котляр, В.Г. Круглова, Л.С. Рудницкая, В.М. Цырульников.

Х о л м с С.У. Ураноносные конгломераты района Блайнд-Ривер-Алгома. – В кн.: Из зарубежных журналов, ОНТИ ВИМС, 1959, № 11, с. 59–69.

Ш е р б и н а В.В. Поведение урана и тория в условиях сульфатно-карбонатной и фосфатной сред зоны гипергенеза. – Геохимия, 1957, № 6, с. 493–507.

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ КОНТИНЕНТОВ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ

В докембрийских образованиях континентов южного полушария сосредоточена большая часть мировых запасов таких элементов, как литий, бериллий, тантал, ниобий, цезий, рубидий, цирконий, гафний, германий, рений, индий, кадмий, селен, теллур, элементы редких земель и др.

Большинство крупнейших и часто уникальных месторождений редких элементов приурочены к древним (докембрийским) платформам Африки, Южной Америки, Австралии и Индостана. Эти континенты, вероятно, входили в состав суперконтинента Гондвана. На связь древних платформ между собой в докембрии указывают очень сходные формационный состав и тектонические структуры древних щитов и складчатых поясов, близкие цифры радиометрических определений возраста, а также закономерности размещения металлогенических провинций.

Так, Каапваальско-Родезийский и Танзанийский щиты были соединены, вероятно, между собой воедино и через Мадагаскар с Южно-Деканским щитом Индостана; Западно-Африканский щит имел продолжение в Гвианском щите (Гвиано-Эбурнейский щит); массив Пилбара Западной Австралии соединялся, вероятно, с выступом Сингхбхум Индостана, а массив Ийлгарн имел связь с древнейшей частью (см. рисунок) архейского фундамента Восточной Антарктиды.

Наблюдается хорошо выраженная приуроченность редкометальных провинций к крупным докембрийским структурам континентов южного полушария: 1) к древним структурам фундамента, сформировавшимся на ранних стадиях развития земной коры; 2) к чехлам древних платформ; 3) к областям тектоно-магматической активизации, захватившим отдельные участки складчатого фундамента, сложенного археем и протерозоем, а местами – древний платформенный чехол.

Ранние стадии эволюции Земли можно рассматривать в свете современных теорий происхождения магм, на что указывают петрологические и геохимические исследования древних толщ земной коры и сравнимых с ними островных дуг и срединных океанических хребтов.

Древнейшие известные породы Земли выходят на поверхность в ядрах щитов. Возраст последних колеблется от 4500 до 3000 млн. лет. Они сложены гранито-гнейсовыми комплексами с очень сложной тектоникой и остатками так называемых „зеленокаменных поясов“. Многократно были разработаны модели эволюции континентальной коры, которые базировались на детальном изучении геологии, петрологии и геохимии зеленокаменных поясов в Южной Африке (Anhaeusser, 1973) и в Западной Австралии (Glikson, 1972).

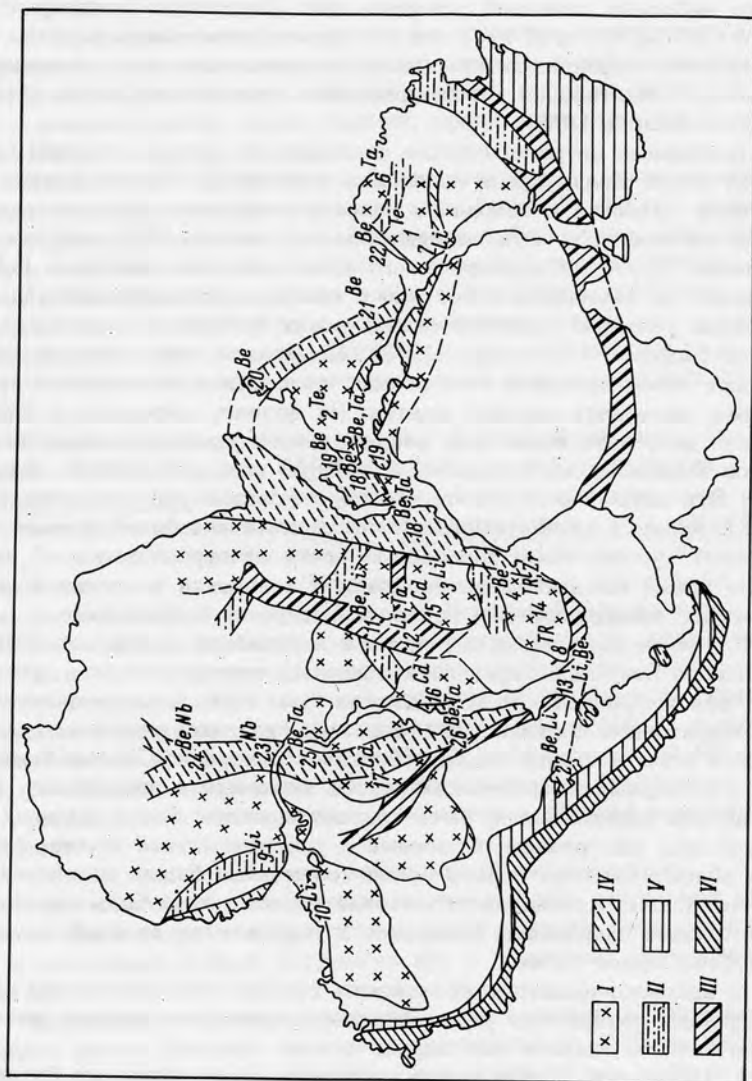
Идея о безгеосинклинальном развитии зеленокаменных поясов (нуклеарная стадия) впервые была высказана советским ученым Е.А. Павловским (1962). Позднее, при обобщении новых данных Е.В. Павловский пришел к мнению о том, что Земля в начале своей истории, 4–4,5 млрд. лет тому назад, проходила через лунную стадию массовых излияний основных лав. Следующая, нуклеарная стадия (3700–2700 млн. лет) также характеризовалась мощным вулканизмом, первичными процессами осадконакопления и началом процессов гранитизации – формированием гранито-гнейсовых куполов (Павловский, 1975).

Детальные петрологические исследования разреза группы Онвервахта серии Свазиленд в зеленокаменном поясе Южной Африки позволили выделить в основании разреза необычные вулканы, названные коматитами. Эти породы содержат много MgO , высокое отношение Ca/Al и поразительно бедны щелочами, особенно K_2O . Сравнение их химического состава с составом свежего мантийного материала толеитов срединно-океанических хребтов показало удивительное сходство (Kröner, 1973). Коматиты, как считают, представляют собой продукты частичного селективного плавления архейского материала верхней мантии. Их возраст определен в 3500 ± 20 млн. лет, в то время как возраст самых древних тоналитовых гнейсов Каапваальского кратона – 3440 ± 30 млн. лет (Jahn, Shih, 1974). Эти цифры показывают, что формирование ультраосновных пород основания зеленокаменных поясов и начало формирования гнейсовых куполов были процессами почти одновременными. В настоящее время коматиты установлены в основании разрезов толщ, слагающих зеленокаменные пояса, в Австралии и Индостане.

Изучение петрологии и геохимии древнейших пород континентов южного полушария привело к принятию гипотезы о том, что первичная эмбриональная кора должна была быть ультраосновного или хондритового состава. Она, вероятно, являлась аналогом океанической коры и имела сходный состав с однородной верхней мантией. Своеобразный химический состав коматитов показывает, что едва ли эти породы могли быть загрязнены более древним силикатным материалом. Основные и ультраосновные породы разрезов зеленокаменных поясов архея чрезвычайно бедны литофильными элементами. Архейская толеитовая магма могла быть порождена частичным плавлением эклогитов и перидотитов верхней мантии на глубине менее 15 км.

С архейско-нижнепротерозойским тектоно-магматическим циклом связаны интересные редкометалльные провинции древних щитов на континентах южного полушария.

1. Сульфидно-золоторудные провинции с теллуридами Западной Австралии (Калгурли-Кулгарди) и Южной Индии (Колар и др.). Они приурочены непосредственно к зеленокаменным поясам. Радиометрические определения в последнее время показывают все более древние возрасты этих месторождений. Так, например, возраст теллуридов Калгурли (Западная Австралия) определен в



2830 млн. лет (Srinivasan, 1972), возраст коматитов Индии (Колар) – в 3100 млн. лет.

2. Самые древние провинции редкометалльных гранитных пегматитов расположены на Каапваальском и Родезийском щитах Южной Африки. Здесь известны знаменитое поле редкометалльных пегматитов Бикиты (2800 млн. лет) и пегматитовые районы Солсбери и Трансвааля. Пегматитовые тела прорывают зеленокаменные пояса серий Свазиленд и Булаваа. Южная Родезия – это преимущественно литиевая провинция; Трансваальская провинция – в основном бериллиевая. В Западной Австралии редкометалльная пегматитовая провинция Пилбара является преимущественно танталовой. Редкометалльные пегматиты поля Уоджина, возраст которых определен в 3000 млн. лет, интродуцируют архейские зеленокаменные породы. Провинция Йилгарн главным образом литиевая. Пегматитовые залежи большей частью секут породы зеленокаменных поясов (месторождения Лондондери, Сперговиль). Возраст этих пегматитов определяется в 3000 млн. лет (Колотухина и др., 1974).

Генезис самых древних редкометалльных пегматитов архейских щитов, вероятно, можно считать метаморфогенным.

Известны также концентрации редких земель в жильных телах в выступах гранито-гнейсового фундамента, расположенных в Капской провинции ЮАР (Колотухина, 1963). Их также можно считать метаморфогенными.

Интервал времени от 2500 до 1200 млн. лет характеризуется на континентах южного полушария развитием так называемых „метаморфических подвижных поясов“, которые ограничивают и разделяют раннедокембрийские ядра щитов. Заложение подвижных поясов совпадает с образованием долгоживущих глубинных разломов в ста-

Схема расположения редкометалльных провинций на континентах южного полушария до распада Гондваны (Колотухина, 1963; Колотухина и др., 1973; Srinivasan e.a., 1972, и др.).

I – ядра древних щитов, архейско-нижнепротерозойский цикл (4000–2500 млн. лет); II – пояса эбурнейского цикла (2200–1800 млн. лет); III – пояса позднепротерозойского цикла (1400–900 млн. лет); IV – верхнерифейские и более молодые зоны тектоно-магматической активизации; V – варисийский пояс. Редкометалльные провинции (цифры на карте): 1 – Калгурли-Кулгарди; 2 – Коларская и др.; 3 – Родезийская (Бикита и др.); 4 – Трансваальская; 5 – Майсурская; 6 – Пилбара; 7 – Йилгарн; 8 – Капская; 9 – Западно-Африканская; 10 – Гвианская; 11 – Угандийская; 12 – Заирская; 13 – Намибийская; 14 – Витватерсранд; 15 – Замбийская; 16 – Ниари; 17 – Вазанти; 18 – Мозамбикско-Мадагаскарская; 19 – Южно-Индийско-Шри-Ланкийская; 20 – Раджастханская; 21 – Бихарская; 22 – Нортгемптонская; 23 – Джос; 24 – Сахарская; 25 – Борборема; 26 – Минас-Жерайс; 27 – Пампинская.

билизованных до этого частях континентальной коры. Мобилизованный фундамент этих поясов явился источником калиевых и других гранитизирующих флюидов. С ними часто связаны многочисленные провинции редкометальных пегматитов.

К наиболее древним относятся пояса Эбурнейского тектоно-магматического цикла (2200–1800 млн. лет). С ним связаны пегматитовые поля Западно-Африканского щита (Сенегал, Мали, Берег Слоновой Кости), которые образуют пояс, протягивающийся на северо-восточный край Гвианского щита (см. рисунок). Здесь формировалась преимущественно литиевая провинция. К Кибарскому тектоно-магматическому циклу (1400–900 млн. лет) относится так называемый Трансафриканский пояс, с которым связаны провинции редкометальных пегматитов Заира, Намибии, Бурундии и Западной Уганды с преобладающей бериллиевой, тантало-ниобиевой и литиевой минерализацией.

Ко второй группе провинций, приуроченных к чехлам древних платформ, относятся древние метаморфизованные золото-урановые (с минералами редких земель и цирконом) россыпи в молассоидных толщах верхнего архея и нижнего протерозоя Южной Африки (Витватерсранд), Западной Африки (юго-запад Того, Гана) и Бразилии (Жакобина). Кроме того, сюда, вероятно, может быть отнесено открытое недавно в среднепротерозойском чехле Северной Австралии свинцово-цинковое месторождение с кадмием (Мак-Артур). По-видимому, к этой же группе провинций принадлежат: Медный пояс Замбии с кадмием, германием, селеном и теллуром; свинцово-цинковая провинция Ниари с германием и кадмием в Нар. Респ. Конго (Браззавиль) и свинцово-цинковая провинция с кадмием Бразилии (Вазанти и др.), которые приурочены к структурам авлакогенов в верхнепротерозойских чехлах древних платформ.

Третья группа провинций, приуроченная к тектоно-магматической активизации, сосредоточена в зонах, в которые были вовлечены и переработаны отдельные участки складчатого фундамента. Они характеризуются проявлениями полиметаморфизма и радиологического „омоложения“, обусловленными повышенной проницаемостью этих зон. Это существенно линейные зоны с высокометаморфизованными и гранитизированными породами в основании. Они приурочены к древним глубинным разломам, которые, по-видимому, неоднократно активизировались на протяжении геологической истории. Их можно охарактеризовать как зоны ослабленности в континентальной коре с самого начала ее возникновения. В периоды активизации вдоль разломов устанавливалась связь с мантией, что могло быть отражено в возобновлении вулканической активности различного возраста и состава от ультраосновного-щелочного до кислого, в кольцевых структурах изверженных комплексов и в приуроченности к некоторым структурам кимберлитов.

Наиболее важную роль в образовании этих зон играл рифейский цикл тектоно-магматической активизации, закончившейся в нижнем палеозое. В этих зонах формировались пояса, нередко прослеживаю-

шиеся с континента на континент. К таким поясам относятся, например: Восточно-Африканско-Мадагаскарский, Южно-Индийский, Западно-Австралийский, Нигерийско-Сахарский, Северо-Восточно-Бразильский и другие.

Восточное побережье Африканского континента, так же как о-ва Мадагаскар и Шри Ланка и южное окончание Индостана, слагают в основном породы архея (гнейсы, гранулиты, чарнокиты). Эти породы начиная с верхнего рифея претерпевали „омоложение“. В Восточной Африке и на Мадагаскаре к одному из упомянутых поясов приурочены кольцевые интрузии гранитоидов и слюдяные и редкометалльные пегматиты с возрастом от 600 до 450 млн. лет. Сюда относятся комплексные редкометалльные пегматиты Мозамбика с преобладанием бериллия (Алту-Лигонья и др.). На Мадагаскаре известны литиевые пегматиты Сахатани и бериллиевые пегматиты Берере, пегматиты с тантало-ниобатами, редкими землями и скандием (Бефанамо и др.). В южной Индии и на о-ве Шри Ланка к ветви этого пояса относятся пегматиты с бериллием, тантало-ниобатами и редкими землями и пегматиты с драгоценными редкометалльными минералами. Одна из ветвей этого пояса, возможно, наблюдается в пегматитовых провинциях Раджастхана и Бихара (Индия). Возраст пегматитов 1000–550 млн. лет. Эти пегматиты являются главными поставщиками берилла.

В Западно-Австралийской ветви пояса известны слюдяные пегматиты провинции Нортгемптон и Йиннитара, в которых встречаются берилл, колумбит-танталит и минералы лития.

Нигерийско-Сахарский пояс тектоно-магматической активизации может быть продолжен в Северо-Восточную Бразилию. Здесь также проходит зона гигантских глубинных разломов, заложившихся еще в нижнем протерозое и активизировавшихся неоднократно в более позднее время. С этими разломами связано внедрение так называемых „древних гранитов“ (800–600 млн. лет) Северной Нигерии, сопровождающихся пегматитами, и кольцевых интрузий „молдых“ щелочных гранитов плато Джос, Аира и Хоггара. Последние помимо ниобия и тантала содержат цирконий, литий, бериллий и редкие земли.

В Восточно-Бразильском поясе выделяются две главные провинции редкометалльных пегматитов: 1) Северо-Восточная (плато Борборема) и 2) Юго-Восточная (штат Минас-Жерайс). Редкометалльные ассоциации в них представлены бериллом, колумбит-танталитом, сподуменом и другими минералами лития, цирконом, минералами висмута и редких земель.

К рифейскому циклу тектоно-магматической активизации относятся также древние карбонатитовые провинции с ниобием и редкими землями Замбии (Нкумбва-Хил и др.) и Раджастхана (Невана и др.).

Из изложенного выше можно сделать следующие выводы. Принимаемая нами гипотеза о связи первозданной коры нижнего архея с верхней мантией объясняет происхождение первичных источников

редкометальной минерализации, которыми в первую очередь являлась мантия, а во вторую – континентальная кора. Сульфидно-золоторудные с теллуридами провинции в зеленокаменных поясах были связаны непосредственно с верхней мантией. Редкометальные пегматиты архейского тектоно-магматического цикла, ассоциирующие с натровыми гранитоидами, связаны уже с довольно тонкой первоначальной корой литосферы; возможно, они образовались в результате „метаматматической дегазации“ базальтовой магмы сквозь магматическими флюидами.

Для пегматитов „подвижных поясов“ характерно постоянное присутствие таких элементов индикаторов, как Li, Rb, Cs и др., которые считаются производными коровых палингенных магм. Формирование таких пегматитов, возможно, обусловлено процессами метаморфогенной дифференциации в гранитоидной коре.

С процессами гранитоидной активизации связывают так называемое радиологическое „омоложение“ архейско-протерозойской коры. Вдоль разломов, проходивших, вероятно, в мантию, периодически усиливался тепловой поток и восходящие движения мантийного вещества (мантийные струи?). Они играли роль подводящих каналов, по которым поднимались рудоносные растворы. Так называемые „молодые граниты“ образовались в результате смещения вещества из различных источников – „корового“ и „ювенильного“ (мантийного).

С активизацией глубинных разломов связаны также внедрения ультраосновной-щелочной магмы, обусловившие образование массивов нефелиновых сиенитов и карбонатитов с редкометальной минерализацией. В формировании последней преобладающее значение имели уже, по видимому, „ювенильные“ растворы, содержащие такие элементы-индикаторы, как Nb, Ta, Zr и др.

Литература

К о л о т у х и н а С.Е. Концентрация редких земель в гранито-гнейсах архейского фундамента Африки. – Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17, с. 109-117.

К о л о т у х и н а С.Е., К л а п о в с к а я Л.И., Р о ж а н е ц А.В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., 1974, 270 с.

П а в л о в с к и й Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. – Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 77-109.

П а в л о в с к и й Е.В. Происхождение и развитие земной коры материков. – Тез. докл. на совещ. „Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии“. М., 1975, с. 15-18.

A n h a e u s s e r C.R. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. – Phil. Trans. R. Soc. London, 1973, vol. 273, A, N 1235, p. 259-388.

G l i k s o n A.Y. Early précambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 11, p. 3323-3344.

J a h n B., S h i h C. On the age of the Onverwacht group, Swaziland sequence, South Africa. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1974, vol. 38, N 6, p. 873-885.

K r ö n e r A., A n h a e u s s e r C.R., V a j n e r V. Neue Ergebnisse zur Evolution der präkambrischen Kruste im Südlichen Africa. - Geol. Rundsch., 1973, Bd 62, Hf 2, S. 281-309.

S r i n i v a s a n B., A l e x a n d e r E.C., M a n u e l O.K. Age determinations of tellurium minerals. - Econ. Geol., 1972, vol. 67, N 5, p. 592-596.

В.И. Бергер

СУРЬМЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ДОКЕМБРИИ

Сурьма является характерным элементом докембрийских металлогенических спектров начиная с древнейших эпох (Домарев, 1971; Бергер, 1973). Во многих работах преобладает еще традиционный подход к сурьмяному оруденению в целом как к продукту преимущественно мезозойской и кайнозойской рудогении, связанной в древних областях с тектоно-магматической активизацией (Поярков, 1955; Быхозер, 1963; Щеглов, 1968; Федорчук, 1974; Металлогения докембрия, 1975). Однако промышленные сурьмяные месторождения, докембрийский возраст которых можно считать достаточно доказанным, составляют примерно 10% мировых запасов сурьмы. Установлено участие сурьмы в составе древнейших золоторудных месторождений щитов (Шер, 1974). Кроме того, сурьма широко распространена как сопутствующий компонент в докембрийских стратиформных свинцово-цинковых и колчеданных месторождениях (Сулливан, Брокен-Хилл, Бюлиден и др.). Протерозойское стратиформное свинцово-цинковое месторождение Сулливан (Канада) уже много лет дает сурьму в качестве бипrodukта. При этом источник металла - буланжерит - занимает закономерное место в рудной зональности месторождения (Freeze, 1966). Широко известны многочисленные редкостные сурьмяные минералы из экзотического докембрийского скарнового марганцевого месторождения Лонгбан (Швеция).

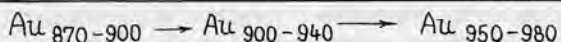
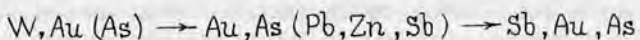
На территории СССР наиболее древнее золото-сурьмяное оруденение известно в позднепротерозойских структурах Енисейского края. Видимо, к этому же типу относятся сурьмяные проявления Балтийского щита. Значительное оруденение такого рода проявлено в древнейших „зеленокаменных трогах" Южно-Африканского щита.

Меньше оно распространено в подобных структурах Западно-Австралийского (месторождения Уилуна, Блу-Спек и др.) и Индостанского (проявления в районе Майсура) щитов. Главные из этих примеров являются предметом дальнейшего рассмотрения.

Енисейский край. Золото-сурьмяные проявления распространены на флангах золотоносного пояса, протягивающегося в север-северо-западном направлении вдоль цепи полифазных интрузий в ядре Центрального антиклинория позднепротерозойской складчатой системы Енисейского края. Большинство антиклиналей имеет гранитные ядра и в целом антиклинорий „можно рассматривать как крупную магматогенную структуру, связанную своим происхождением с внедрением гранитных батолитов“ (Белянкина, 1969, с. 67).

Золото-сурьмяные и другие золоторудные проявления размещаются на одном стратиграфическом уровне в углистых филлитах, алевропесчаниках, слюдисто-хлоритовых сланцах нижней части разреза сухопитской серии позднего протерозоя. В палеотектоническом плане оруденение находится в троговой части „Сухопитского прогиба“, протягивающейся близмеридионально по границе с Ангаро-Питским синклиномом. С запада на восток намечается быстрое нарастание мощности сухопитской серии от 2-3 до более 7 тыс. м в трого с одновременной латеральной сменой вулканогенно-терригенной формации собственно терригенной – черносланцевой формацией, несущей оруденение.

Золото-сурьмяные проявления локализуются на участках пересечения продольных нарушений поперечными разломами „скрытого“ характера, в протяженных зонах интенсивного смятия и расщепления, имеющих северо-восточное и близмеридиональное простирание, разграничивающих или пересекающих пологие брахиформные складки. Оруденение размещается в удалении от гранитных массивов до 5-10 и более километров в зонах зеленосланцевого метаморфизма низких ступеней. От гранитоидов по латерали к востоку намечается зональная смена золото-шеелит (вольфрамит-) – кварцевых проявлений золото-арсенопирит-кварцевыми (иногда с незначительными скоплениями сульфидов полиметаллов, сульфоантимонитов, блеклых руд) и далее золото-антимонит-кварцевым оруденением. Элементы такой зональности установлены в разных частях золотоносного пояса (Ли, 1969; Геолого-структурные..., 1971). Построением схемы в изолиниях вблизи золото-сурьмяных проявлений выявлены локальные максимумы пробности россыпного золота до 970-980, в определенной мере отвечающие установленной ранее тенденции повышения пробы золота на участках слабого метаморфизма (Синюгина и др., 1967). Увеличение пробности золота, в общем направленное от гранитоидов, согласуется с указанной латеральной зональностью золотого оруденения. Формула зональности, отражающая в числителе последовательную смену типов золото-кварцевого оруденения по латерали, а в знаменателе – соответствующие изменения пробности золота в россыпях, выглядит так:



Наиболее изученными являются проявления, представленные системами кварцево-рудных жил протяженностью в сотни метров и мощностью до нескольких метров (Александров и др., 1966; Стеблева, 1971). В них присутствуют две главные минеральные ассоциации: 1) ранняя – кварцит-пирит-арсенопиритовая с редкими пиротином, халькопиритом; 2) поздняя – кварц-антимонит-бертьеритовая с сульфоантимонитами, блеклыми рудами, сфалеритом, галенитом и др. – в виде незначительных примесей. Обе ассоциации сопровождаются динамометаморфизованным (как и рудные агрегаты) кварцем, иногда с реликтами шестоватых и друзитовых текстур, железистым карбонатом, серицитом. В боковых породах отмечается анкеритизация, серицитизация, сульфидизация, т.е. комплекс изменений, относящихся в целом к березитовому типу. В рудах обеих ассоциаций присутствует золото, но преимущественно оно связано с ранними сульфидами, в частности с арсенопиритом, и отчетливо коррелируется с содержаниями мышьяка (Стеблева, 1971). В виде редких микровключений в бертьерите и пирите присутствуют: самородное серебро, никелин, пентландит, ульманит. Высокая железиистость руд выражается в широком распространении бертьерита, появлении ферробурнонита и ферроджемсонита. С глубиной роль бертьерита в составе руд увеличивается, как и содержание пирротина (Александров и др., 1966).

Радиологический возраст поздних калиевых слюд из рудных жил по данным K-Ar датирования (лаборатория ВСЕГЕИ) составляет $663-673 \pm 22$ млн. лет. Это соответствует временному интервалу поздних фаз полихронных батолитовых гранитоидов Енисейского кряжа и этапу развития золото-кварцевого оруденения (Белянкина, 1969; Ли, Даценко, 1970).

Приведенные данные свидетельствуют об общности золото-сурьмяных и других золото-кварцевых проявлений Енисейского кряжа в рамках единого металлогенического комплекса. Вряд ли можно рассматривать сурьмяное оруденение как чуждое золото-кварцевому и соединенное с ним в результате достаточно случайного совмещения (Петровская, 1956). Золото-сурьмяное оруденение является наиболее поздним членом золоторудного комплекса, который в целом, видимо, синхронизируется с полифазными гранитоидами батолитов Центрального антиклинария и проявился в рифее на поздне-постскладчатом этапе.

Б а л т и й с к и й ш и т. Сурьмяное оруденение в пределах шита представляет редкое, но характерное явление. Кроме упоминавшихся выше месторождений Болиден и Лонгбан в Швеции известен еще ряд сурьмяных проявлений в Финляндии и Карелии. Наиболее существенное среди них финское месторождение Сейяняйоки

(Pääkkönen, 1966), представленное двумя пластообразными минерализованными залежами в 150-метровой пачке протерозойских слюдистых гнейсов, кварцитов, сланцев. Метаморфические породы слагают близширотную систему сжатых изоклинальных складок, облекающих с северо-запада огромный гранитный массив Центральной Финляндии. Минерализованные залежи протягиваются на 1.5 км на глубину 120–150 м при мощности до 10 м. Породы интенсивно силицифицированы, серицитизированы и сульфидизированы. Среди рудных минералов преобладает самородная сурьма, содержащая до 3.2% As. Ее сопровождают самородный мышьяк, гудмундит, бертьерит, пирит, пирротин, арсенопирит и наиболее поздний антимонит. Меньше распространены шеелит, ульманит и др. Золото тяготеет к участкам, обогащенным мышьяком. Содержания его не выходят за пределы 0.2–3.5 г/т, достигая в единичных случаях 28 г/т, содержания сурьмы – до 3%, в среднем 0.51–1.37%, запасы сурьмы – около 4300 т.

Минерализация, сходная с месторождением Сейняйоки, распространена в той же широтной рудоносной зоне смятия, прослеживающейся по узким линейным магнитным аномалиям более чем на 50 км (Сарьямо, Сатамо и др.), а также известна в Северной Карелии. Данные о вещественном составе, строении и условиях размещения месторождения Сейняйоки и однотипных сурьмяных проявлений Балтийского щита позволяют, вероятно, отнести их к золото-сурьмяной формации (Бергер и др., 1973). Главным отличием их является преобладание в рудах самородной сурьмы при подчиненной роли типоморфных сульфидов – бертьерита и антимонита. В. Паакконен (Pääkkönen, 1966) объясняет этот факт развитием минерализации при высоких температурах ($\approx 630^\circ$) в условиях дефицита серы. В то же время он указывает, что оруденение несет признаки повторного метаморфизма и термического воздействия последующей интрузии докембрийских пегматоидных гранитов.

Ю ж н о - А ф р и к а н с к и й щ и т. Это одна из богатейших золотоносных и сурьмяных провинций мира. Раннедокембрийская золотоносность щита связана с системами кварцевых жил, распространенных в архейских зеленокаменных трогах. Антимонит представляет характерную примесь в золоторудных месторождениях провинции в целом (Шер, 1974). В Родезийской части щита наиболее продуктивные золото-кварцевые месторождения относятся, по данным статистики, к „халькопиритовому“ и к „антимонитовому“ типам (Pretorius, 1968). К последнему принадлежат наиболее крупные месторождения Кем-Мотор, Глоб-Феникс, менее значительные – Готик, Индарам и др., в которых сурьма добывается вместе с золотом. Главные уникальные золото-сурьмяные месторождения (Гравелотт, Юнайтед Джек, Вейгель и др.) размещаются на юге щита в Трансваальском массиве в районе хр. Мерчисон. Они дают ежегодно 10–15 тыс. т сурьмы и в последние 20 лет являются одним из главных поставщиков металла на мировом рынке, обладая запасами 250–300 тыс. т. Характерна крайняя неравномерность распределения золото-сурьмяного оруденения: на огромной территории щита площадью

более 400 тыс. км² около 90% запасов сурьмы сконцентрировано в одном районе размером порядка 500 км².

Золото-сурьмяные месторождения распространены в зеленокаменных трогах, сложенных вулканогенными и терригенными породами раннеархейской серии Свазиленд и ее аналогов, возраст серии > 3000 млн. лет (Шуберт, Фор-Мюре, 1973). Троги представляют собой структуры синклиального типа, образованные на месте древних протозвгеосинклинальных прогибов, обрамляющих крупные гранито-гнейсовые купола (Anhaeusser e.a., 1968). Золото-сурьмяные месторождения концентрируются, как правило, в центральной части зеленокаменных трогов в зонах наибольшей мощности вулканогенно-терригенного комплекса и минимального проявления метаморфизма зеленосланцевой фации, за пределами ареалов окологранитных контактовых изменений. По периферии трогов распространены гранито-гнейсы, габброиды, гранодиориты, граниты нескольких фаз магматизма и реоморфизма – от позднекинематических гранитов Свазиленда с возрастом 3000 млн. лет до батолитов гранитных куполов Южной Родезии – 2600 млн. лет (Геология и полезные..., 1973; Тугаринов, Войткевич, 1970). Близкие значения получены по галенитам из золото-кварцевых жил Южно-Африканского шита (Тугаринов, Войткевич, 1970), с которыми золото-сурьмяные месторождения размещаются в единых структурах и связаны латеральной рудной зональностью. Метаморфические толщи рассечены дайками и силлами диабазов, альбитофиоров, гранитов, которые секутся золото-антимонит-кварцевыми жилами (Mehlis, 1968; The Mineral..., 1939).

Отчетливо латеральная рудная зональность проявлена в районе хр. Мерчисон, где золото-сурьмяные месторождения образуют „сурьмяную линию” длиной около 50 км (Sahli, 1961; The Mineral..., 1939). „Линия” проходит по оси трога в восток-северо-восточном направлении, состоит из цепочки месторождений, приуроченных к зоне смятия по контакту пачки кварцитов и известково-хлоритовых сланцев. К западу, по простиранию „линии”, и к югу, вкрест ее простирания, в направлении к выходам гранитоидов на протяжении 5–10 км происходит смена золото-кварцевых жил с антимонитом и бертьеритом жилами с тетраэдритом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом и пирротинном; в экзоконтактовой зоне и в ксенолитах сланцев среди гранитов – золото-кварцевыми жилами с шеелитом, пирротинном и турмалином и, наконец, в гранитоидах и на их контакте – пегматитами с бериллом, молибденитом, халькопиритом, шеелитом, касситеритом и др. Таким образом, намечается латеральная зональность: от сульфидоносных редкометалльных пегматитов через золото-шеелит-кварцевые и малосульфидные золото-кварцевые жилы к золото-антимонит-кварцевым жилам, представляющим последовательные стадии в рамках единого этапа минерализации. Направление векторов зональности указывает на поступательное „скатывание” минерализации с гранитного обрамления к осевым частям зеленокаменных трогов. В этом же направлении падает степень метаморфизма пород.



Распределение золото-кварцевых месторождений разных минеральных типов по Вильерсу (Villiers, 1957) и пробности золота, по Гэю (Gay, 1968), в западной части пояса Барбертон, ЮАР.

1 - метаморфические породы систем Свазиленд и Модис (ранний архей); 2 - гранито-гнейсы и граниты; 3 - амфиболовые граниты Каап Велли; 4 - золото-кварцевые месторождения разных типов (а - арсенопирит-пирротин-халькопиритового, б - галенит-сфалерит-тетраэдритового, в - бертьерит-антимонитового); 5 - изолинии равной пробности золота в россыпях.

Для золото-сурьмяных месторождений хр. Мерчисон характерно высокопробное золото (~ 970) и весьма низкие содержания серебра (Symons, 1949; The Mineral..., 1939). Первый показатель падает, а второй повышается в золото-арсенопирит-кварцевых жилах. На золоторудных месторождениях Южной Родезии установлено повышение пробности золота от ранних минеральных ассоциаций к поздним - сурьмяноносным, диапазон изменений на одном месторождении может составлять 743-962 (Eales, 1961). На рисунке совмещено площадное распределение пробности золота в россыпях золотоносного пояса Барбертон, ЮАР (Gay, 1968) с размещением в его пределах золото-кварцевых месторождений разных минеральных типов (Villiers, 1957). Схема иллюстрирует закономерное возрастание пробности золота от 820 до > 940 , коррелирующееся с лате-

ральной рудной зональностью. Ареалы высокопробного золота приурочены к площадям распространения золото-сурьмяных месторождений (Шеба, Нью-Консорт, Бельвю и др.) и золото-кварцевых месторождений с тетраэдритом. Обобщенная формула литеральной рудной зональности для золотопроявлений зеленокаменных трогов Южно-Африканского щита может быть представлена в таком виде:

$Be, Mo, W (негм.) \rightarrow W, Au (As) \rightarrow Au, As \rightarrow Au, As (Pb, Zn, Sb) \rightarrow Sb, Au, As$

$Au_{<800?} \rightarrow Au_{800-900} \rightarrow Au_{900-940} \rightarrow Au_{940-980}$

Золото-сурьмяные месторождения представлены согласными пластообразными и линзовидными кварцево-карбонатно-сульфидными жилами длиной до 400 м при мощности до 12 м. Оруденение прослеживается почти без изменения состава на глубину более 1000 м. Жильному кварцу сопутствуют доломит, анкерит, кальцит. Боковые породы карбонатизированы, серицитизированы, сульфидизированы и окварцованы. Выделяются две минеральные ассоциации: ранняя - золото-пирит-арсенопиритовая и поздняя - золото-антимонит-бертьеритовая, иногда с гудmundитом, ауристибитом, тетраэдритом, коринитом, ульманитом и др. Для поздней ассоциации характерны мелкозернистые (гранулированные) агрегаты антимонита-бертьерита с рассредоточенными закругленными обломками кварца (The Mineral..., 1939). Содержание золота в ранних сульфидах достигает 46 г/т, в поздних - сотен граммов на тонну (Symons, 1949). Выделяется золото, отчетливо более позднее, чем антимонит. Содержание сурьмы составляет 5-10%, оно резко возрастает в рудных столбах, приуроченных к участкам поперечных флексур, складок волочения (Sahli, 1961).

Золото-сурьмяные месторождения входят в комплекс раннедокембрийских золото-кварцевых месторождений Южно-Африканского щита. Формирование их протекало на фоне завершающих фаз архейского полихронного гранитоидного магматизма, интенсивно проявленного в смежных с рудоносными зеленокаменными трогам гранито-купольных блоках.

Дайки юрских долеритов Карру, широко распространенные в районе хр. Мерчисон, имеют единообразную северо-восточную ориентировку, отличную от простираения золото-антимонит-кварцевых жил, и пересекают последние (The Mineral..., 1939). В узких приконтактовых зонах около секущих даек долеритов в антимонит-бертьеритовых рудах обнаруживается самородная сурьма (Symons, 1949), являющаяся, судя по всему, продуктом термального разложения сульфидов. Такого рода соотношения, установленные неоднократно, не позволяют принять представления о связи золото-сурьмяного оруденения Южной Африки с мезозойской тектоно-магматической активизацией эпохи Карру. Этого нельзя сказать, по-видимому, о ртутном оруденении, представленном в хр. Мерчисон небольшим месторождением Монарч-Коп (Wilson, 1945).

Обращают на себя внимание такие факты. Ртутная киноварно-гвадалкашаритовая минерализация наложена на согласные сурьмяно-

рудные жилы вдоль мелких секущих сбросов северо-восточного простирания, параллельных дайкам долеритов Карру. Это направление не характерно для докембрийских рудоносных структур хр. Мерчисон. Ртутное оруденение проявляется на участке наибольшего развития молодых даек долеритов и сопровождающих их малоамплитудных сбросов. В отличие от золото-сурьмяных руд сульфиды ртути не несут признаков динамометаморфизма. Сопровождающий киноварь поздний игольчато-призматический антимонит также не нарушен. Эти факты указывают на наложенный характер и оторванность во времени ртутной минерализации от золото-сурьмяного оруденения. Они не позволяют исключить возможную связь проявлений ртути с мезозойской тектоно-магматической активизацией эпохи Карру.

В ы в о д ы

1. Сурьма является одним из характерных элементов докембрийских рудоносных комплексов. В определенной мере ее можно сравнить с золотом, рудные пояса и зоны которого в докембрийских провинциях несут золото-сурьмяное оруденение, иногда значительных масштабов.

2. Древнейшие раннедокембрийские золото-сурьмяные месторождения (с возрастом более 2500 млн. лет) размещаются на шитах в слабометаморфизованных осадочно-вулканогенных толщах архейских протоэвгеосинклинальных зеленокаменных трогов. Эти структуры можно рассматривать, видимо, как очаги начальной сегрегации в земной коре золота, сурьмы, мышьяка и ряда других металлов. В позднем докембрии (и фанерозое; Бергер, 1973) золото-сурьмяное оруденение в существенных масштабах проявляется в иной обстановке – в терригенных комплексах геосинклиналей и эпизэвгеосинклиналей.

3. Независимо от возраста и тектонического положения докембрийские золото-сурьмяные месторождения характеризуются сходным вещественным составом, строением, рудной зональностью и условиями локализации. Это позволяет уверенно относить их к золото-антимонитовой березитовой рудной формации, имеющей сквозное развитие в истории Земли от докембрия до мезозоя (Бергер, 1973; Бергер и др., 1973).

4. В докембрийских золотоносных провинциях золото-сурьмяная формация связана латеральной зональностью с другими типами мало-сульфидного золото-кварцевого оруденения (сульфосольным, пирит-арсенопиритовым, пирротиновым, шеелитовым). Вектор зональности направлен от блоков с интенсивным развитием полихронных гранитоидов к периферическим (в зеленокаменных трогах – к внутренним) зонам слабого проявления зеленосланцевого метаморфизма, несущим золото-сурьмяные месторождения. Оруденение синхронизируется с поздними фазами батолитовых гранитов и относится, видимо, к позднепосткладчатому этапу. Природа связи золото-сурьмяного орудене-

нения с полихронным батолитовым гранитоидным магматизмом не ясна (не однозначна). Однако устойчивая пространственная и временная близость этих образований не вызывает сомнения. Рисунок латеральной рудной зональности, вероятно, определяется палеогеотермическим полем гранитоидов, хотя источником рудного вещества могли служить мощные осадочные и вулканогенные толщи трогов.

5. Латеральная рудная зональность в докембрийских золотоносных поясах отчетливо коррелируется с направленным изменением пробности золота. Этот показатель достигает максимума (> 960) на участках развития золото-сурьмяного оруденения, что в общем соответствует установленной на золоторудных месторождениях Южно-Африканского шита тенденции возрастания пробности золота от ранних минеральных ассоциаций к поздним – сурьмяноносным.

6. Докембрийские золото-сурьмяные месторождения весьма уязвимы в силу высокой летучести сурьмы и ее соединений для последующих проявлений термальной активности. Повторный метаморфизм, свойственный многим докембрийским полиметаморфическим областям, внедрение пострудных гранитов и т.п. приводят к трансформации оруденения (в частности, по-видимому, к развитию самородной сурьмы в рудах) и в конечном счете могут быть причиной его рассеяния.

Анализ докембрийских областей на территории СССР с учетом факторов размещения и сохранения золото-сурьмяных месторождений позволяет наметить ряд перспективных площадей.

Литература

Александров А.И., Рынник В.М., Козлова В.А. Некоторые особенности геологического строения и вещественного состава Раздольинского сурьмяного месторождения в Красноярском края. – Уч. зап. ЦНИИОлово, 1966, № 3, с. 30–38.

Белянкина М.Н. Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами байкалид Енисейского кряжа. – Геотектоника, 1962, № 3, с. 62–74.

Бергер В.И. Эволюция сурьмяного и ртутного оруденения подвижных областей. – В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 110–115.

Бергер В.И., Мудрогина Н.С., Кузьмин В.Г. Месторождения сурьмы и ртути. – В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 119–132.

Быховер Н.А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., 1963, 474 с.

Геология и полезные ископаемые Африки. М., 1973, 544 с.

Геолого-структурные условия размещения и соотношение золотого и сурьмяного оруденения в Южно-Енисей-

- ском районе (Енисейский кряж). - Тр. СНИИГТИМС, 1971, вып. 114, с. 60-66. Авт.: Л.В. Ли, В.Г. Михеев, Н.П. Дорофеев, А.Г. Бычкова.
- Д о м а р е в В.С. О распространенности некоторых металлов в рудных образованиях докембрия. - Геол. журн., 1971, т. 31, вып. 3, с. 3-10.
- Л и Л.В. О взаимоотношении вольфрамовой, золотой и сурьмяной минерализации в одном из районов Енисейского кряжа. - Сов. геол., 1969, № 12, с. 118-123.
- Л и Л.В., Д а ц е н к о В.М. Положение гранитоидных формаций и место золотого оруденения в истории развития Енисейского кряжа. - Изв. Томск. политехн. ин-та, 1970, т. 239, с. 60-65.
- М е т а л л о г е н и я докембрия. Тез. докл. I Всесоюзн. совещ. по металлогении докембрия, Л., 1975, 198 с.
- П е т р о в с к а я Н.В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований. - ЗВМО, 1956, ч. 85, № 3, с. 321-332.
- П о я р к о в В.Э. Ртуть и сурьма. Оценка месторождений при поисках и разведках. М., 1955, 207 с.
- С и н ю г и н а Е.Я., В о л а р о в и ч Г.П., Я б л о к о в а С.В. О связи аллювиальных россыпей золота с коренными источниками. - Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 76, с. 170-188.
- С т е б л е в а А.Т. Удережское месторождение сурьмы. - Тр. СНИИГТИМС, 1971, вып. 114, с. 81-83.
- Т у г а р и н о в А.И., В о й т к е в и ч Г.В. Докембрийская геохронология материков. М., 1970, 432 с.
- Ф е д о р ч у к В.П. Генетические и промышленные типы месторождений сурьмы. - Разведка и охрана недр, 1974, № 8, с. 4-12.
- Ш е р С.Д. Металлогения золота. М., 1972, 295 с.
- Ш у б е р т Ю., Ф о р - М ю р е А. Тектоника Африки. М., 1973, 541 с.
- Ш е г л о в А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., 1968, 108 с.
- A n h a e u s s e r C.A., R o e r i n g C., V i l j o e n M.I., V i l j o e n R.P. The Barberton Mountain Land: A model of the Elements and Evolution of an Archæan Fold Belt. - Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1968, vol. 71 (annexure), p. 225-254.
- E a l e s H.V. Fineness of Gold in some Southern Rhodesian Mines. - Bull. Inst. Min. Met., 1961, N 660, p. 49-73.
- F r e e z e A.C. On the origin of the Sullivan Orebody. - Canad. Inst. Min. and Metal., spec. vol., Montreal, 1966, N 8, p. 263-294.
- G a y N.C. The composition of gold from the Barberton mountain land. - Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1968, vol. 71, Pt 3, p. 273-290.

M e h l i s s A. T. M. The geology of the Indarama gold-antimony mine Sebakwe area, Oue Oue, Rhodesia. - Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1968, vol. 71 (annexure), p. 135-146.

P ä ä k k ö n e n V. On the geology and mineralogy of the occurrence of native antimony at Seinäjoki, Finland. - Bull. Comm. Géol. Finl. 1966, N 225, 152 p.

P r e t o r i u s D.A., H e m p k i n s W.B. Statistical Moments of the Frequency Distribution of Rhodesian Gold Mineralization in Time and Space: A Preliminary Analysis. - Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1968, vol. 71 (annexure), p. 9-19.

S a h l i E.W. Antimony in the Murchison Range of the North-Eastern Transvaal. - Seventh. Comm. Min. Met. Congr., 1961, 17 p.

S y m o n s R. Mining and Milling Antimony ore at Consolidated Murchison Goldfields, Transvaal. - Bull. Inst. Min. Met., 1949, N 506, p. 1-36.

T h e M i n e r a l Deposits of the Murchison Range, east of Leydsdorp. O. R. Van Eeden, F. G. Patridge, L. E. Kent, J.W. Brandt, Dep. Min. Geol. Surv. S. Afr. Pretoria, 1939, mem. 36, 172 p. Aut.: Villiers de J.E. The mineralogy of the Barberton gold deposits. - Geol. Surv. S. Afr. Bull., 1957, vol. 24, 55 p.

W i l s o n N.W. Geology of the Monarch Cinnabar Mine, Transvaal South Africa. - Trans. Inst. Min. Met., 1945, vol. 65, p. 169-200.

Д.И. Горжевский, Г.В. Ручкин

ОБ ЭВОЛЮЦИИ КОЛЧЕДАННОГО И СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Работами Е.М. Лазько, М.В. Муратова, Л.И. Салопа, В.Е. Ханина и других исследователей установлен необратимый характер развития литосферы в докембрии Земли, обусловленный образованием в различные периоды разных структур, сменой преобладающих формаций осадочных и магматических пород, своеобразием метаморфических процессов, изменением состава земного вещества и т.д. Необратимый характер развития земной коры также отчетливо выражен в смене одних типов рудных месторождений другими в ходе исторической эволюции Земли (Горжевский, Козеренко, 1964; Тугаринов, Войткевич, 1970; Фолинсби, 1972, и др.). Основываясь на данных вышеперечисленных исследователей, можно выделить следующие этапы развития литосферы в докембрии.

1. Доисторический этап – от начала формирования земной коры и первичной атмосферы и гидросферы до образования наиболее древних докембрийских толщ, возраст которых определяется в 3500–3700 млн. лет. В этот этап образовалась первичная базальтовая оболочка.

2. Догеосинклинальный этап (архей) – период формирования в раннем докембрии (3500–2700 млн. лет) первичной континентальной коры. Кора наращивалась за счет вулканогенных и осадочных толщ, подвергшихся особенно в заключительный период этапа интенсивной гранитизации и метаморфизму.

3. Протогеосинклинальный этап (2700–1200 млн. лет), который может быть подразделен на две стадии. В течение первой стадии (2700–1900 млн. лет, нижний протерозой) весьма слабо дифференцированная в архее континентальная земная кора была расчленена глубинными разломами на систему крупных блоков, которые в дальнейшем развитии превратились либо в геосинклинали разных типов, либо в подвижные или устойчивые платформы. Вторая стадия протогеосинклинального этапа (1900–1200 млн. лет, средний протерозой) характеризуется консолидацией протогеосинклинальных структур и в свою очередь распадается на две подстадии. В первой из них (1900–1700 млн. лет) происходило замыкание отдельных протогеосинклинальных систем, сопровождавшееся кислой вулканогенно-плутонической ассоциацией, включающей граниты рапакиви. Во второй подстадии (1700–1200 млн. лет) отмечается консолидация земной коры, которая, по мнению Е.М. Лазько и В.Е. Хаина, привела к образованию всеобщего континентально-платформенного режима.

4. Геосинклинально-платформенный этап – период заложения и развития геосинклинальных поясов, разделяющих древние платформы (1200–550 млн. лет, верхний протерозой, рифей), в результате которого происходит формирование основных черт современного структурного облика литосферы.

Выделенным этапам развития литосферы в докембрии соответствует формирование колчеданных и свинцово-цинковых месторождений определенного промышленно-генетического типа.

Наиболее древними промышленными месторождениями являются медноколчеданные и колчеданные медно-цинковые месторождения первой стадии протогеосинклинального этапа. Колчеданные месторождения этой группы (Маттагами, Норанда, Флин-Флон, Оутокумпу, Виханти, колчеданные месторождения Центральной и Северной Швеции и др.), как правило, средние и мелкие по масштабам, имеют высокие содержания цинка (до 8–10%), меди (до 2.5–3%), низкие содержания свинца (лишь в отдельных месторождениях до 1.5%). Характерной особенностью руд часто являются высокие содержания золота.

Колчеданные месторождения протогеосинклинального этапа локализованы в осадочно-вулканогенных толщах, которые относятся к последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой и недифференцированной базальтовой вулканогенным форма-

циям известково-щелочной серии (Wilson e.a., 1965; Конкин, Ручкин, 1974).

Колчеданные месторождения этого этапа, как правило, залегают согласно среди вмещающих вулканитов и тесно парагенетически с ним связаны. Руды месторождений испытали метаморфические преобразования, сопоставимые с преобразованиями вмещающих их пород. Изотопный состав рудных свинцов месторождений в большинстве случаев отвечает обыкновенным свинцам (Браун, 1969), указывая на возраст минерализации, совпадающей либо с возрастом вмещающих пород, либо с возрастом эпох метаморфизма. Результаты определения изотопного состава серы сульфидов колчеданных месторождений протогеосинклинального этапа показывают, что большинство месторождений характеризуются довольно небольшим диапазоном вариаций изотопных отношений серы сульфидов, не превышающим 6–7%, и близостью средних значений $\delta^{34}\text{S}$ к метеоритному уровню (В. Гриненко, Л. Гриненко, 1974), что свидетельствует о высокотемпературном глубинном источнике их серы. Вместе с тем для некоторых месторождений протогеосинклинального этапа (Виханти, Оутокумпу в Финляндии, Нялмозерское в Карелии; Ручкин и др., 1972) установлена биогенная сульфатредукция серы.

На этом основании можно предполагать мантийный источник рудного вещества и серы для основной массы колчеданных месторождений, связанных с вулканитами протогеосинклинального этапа. Ассоциации рудных элементов в месторождениях (медь, цинк, золото) также свидетельствуют о том, что их источником, вероятно, была мантия.

Первая подстадия второй стадии протогеосинклинального этапа развития литосферы (1900–1700 млн. лет) характеризуется полным отсутствием промышленных залежей колчеданных и свинцово-цинковых руд. На вторую подстадию (1700–1200 млн. лет) приходится максимум формирования свинцово-цинковых месторождений (Туагринов, Войткевич, 1970). В это время образуются уникальные по масштабам и содержаниям свинца и цинка колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения с высокими содержаниями серебра – Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Хилтон, Мак-Артур (Австралия), Сулливан (Канада), Завар (Индия). Можно предполагать, что эти месторождения приурочены к перикратонным прогибам, заложившимся в краевых частях платформ (Бергер, Ициксон, 1972; Thomson, 1973).

Рудовмещающие породы представлены мелководными терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными толщами, иногда обогащенными органическим веществом, в основании которых располагаются вулканиты основного состава. Рудные тела месторождений залегают согласно с вмещающими их породами и метаморфизованы вместе с ними. Изотопный состав рудного свинца рассматриваемых месторождений гомогенен и отвечает изотопному составу обыкновенного свинца. По мнению некоторых исследователей, месторождения имеют глубинный, вероятно мантийный источник металлов (Кана-

севич, 1973). Возраст минерализации хорошо коррелируется с возрастом вмещающих пород.

Для сульфидов месторождений характерны широкие вариации в изотопном составе серы, присущие сульфидам, прошедшим осадочный цикл и образовавшимся в процессе бактериальной редукции сульфатов в морских осадках в закрытой системе под окисленным слоем ила (В. Гриненко, Л. Гриненко, 1974). Таким образом, в формировании месторождений этой стадии помимо глубинного источника большое значение имел коровый материал. Об этом же, вероятно, свидетельствует уменьшение в составе руд роли меди и золота и увеличение содержания свинца.

Следующий период формирования колчеданно-полиметаллического и свинцово-цинкового оруденения относится уже к геосинклинально-платформенному этапу. В этот период (1200-900 млн. лет) формируются значительные по масштабам месторождения свинца и цинка. Для некоторых из них характерно довольно высокое содержание серебра. Примером таких месторождений являются свинцово-цинковые месторождения района Балмат-Эдуарс (США).

Оруденение этого типа, синхронное с вмещающими породами, локализовано в эвгеосинклинальных толщах рифея, в составе которых принимают участие углисто-терригенно-карбонатные, карбонатные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные породы. Последние принадлежат к последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой, контрастно-дифференцированной базальт-липаритовой и недифференцированной базальтовой формациям натровой серии.

Рудный свинец этих месторождений имеет изотопный состав, приближающийся к изотопному составу обыкновенного свинца, и определяет возраст минерализации в 900-1000 млн. лет.

Изучение изотопного состава серы сульфидов Холодинского месторождения показывает их широкую дисперсию (до 30%), присущую сульфидам, сера которых генерировалась сульфатредуцирующими бактериями в субмаринных условиях, причем сульфатредукция протекала в закрытой системе. Подобные же вариации в изотопном составе серы сульфидов присущи и другим полиметаллическим месторождениям этого этапа, в частности для месторождений района Балмат-Эдуарс (Brown, 1973).

Для конца рифейского времени характерно широкое развитие свинцового оруденения, иногда с флюоритом, в терригенно-карбонатных толщах позднего протерозоя. В стратиграфическом разрезе это оруденение захватывает также нижние части палеозойского платформенного чехла. В СССР и Швеции месторождения имеют четкую тектоническую позицию и расположены в краевых структурах Сибирской платформы, Украинского и Балтийского щитов, осложненных сериями тектонических нарушений. Это, мелкие и средние по масштабам месторождения и рудопроявления, Луговое, Таборное, Ново-Анайское (Западное Прибайкалье), Бахтыньское, Ярышевское и др. (Подольское Приднестровье), Лайсвелль, Доротея, Вассбо (Швеция) с содержанием свинца и цинка, достигающим 7% и более.

Рассматриваемые проявления свинца и цинка имеют довольно четкую приуроченность к определенным литологическим горизонтам. В Западном Прибайкалье таковыми являются карбонатные и карбонатно-терригенные толщи. Рудовмещающие толщи месторождений Швеции сложены аркозовыми песчаниками и кварцитами и отличаются отсутствием в разрезе карбонатных пород (Реддер, 1971). В подольском Приднестровье оруденение преимущественно приурочено также к песчаникам (Нечаев, 1972).

Рудный свинец месторождений характеризуется аномальным составом (Реддер, 1971; Нечаев, 1972; Тычинский, 1973), очевидно, указывая на заимствование металлов из корового источника либо на сложное глубинное и коровое происхождение металлов.

С концом рифея совпадает период формирования свинцово-цинкового оруденения в карбонатных породах так называемого стратиформного типа (месторождения Брокен-Хилл, Мазубука, Мулунчиши и другие в Центральной Африке; Сардана, Уруй в Восточной Якутии; Кужинское в Башкирии). Это, как правило, средние по масштабам объекты, отдельные рудные тела которых имеют богатые содержания свинца и цинка. Месторождения приурочены к краевым прогибам либо к чехлу древних платформ. Линзовидные трубообразные и жильные тела свинцово-цинковых руд имеют четкий литолого-стратиграфический контроль и залегают в известково-доломитовых комплексах.

На месторождении Сардана и Уруй устанавливается эпигенетический характер рудной минерализации по отношению к вмещающим породам. Вместе с тем имеются признаки и сингенетической рудной минерализации – конкреции пирита, которые в рудной зоне встречаются совместно с кремнистыми и кремнисто-фосфатными конкрециями, свинцовая минерализация, приуроченная к фосфоритовым конкрециям, и другие.

Для месторождений свинца и цинка двух последних групп геосинклинально-платформенного этапа развития Земли в докембрии можно предполагать сложный комплексный (глубинный и коровый) источник вещества и сложную историю их формирования.

Приведенные материалы дают довольно стройную картину эволюционного развития колчеданного и свинцово-цинкового оруденения на протяжении докембрийской истории (см. таблицу). Вместе с тем в намеченной последовательности развития оруденения имеются исключения, представленные месторождениями существенно свинцового состава в нижнем протерозое Балтийского щита (Оммерберг), Канадского щита (Тетро и Нью-Калумет) и Австралии (Вудкаттерс). Очевидно, эти исключения подтверждают общий неравномерный характер развития литосферы в докембрии.

Этапность (в млн. лет) сульфидного рудообразования

Основные показатели	Этапы				
	догео- син- кли- наль- ный, 3500- 2700	протогеосинклинальный			геосинклинально-платформенный
Геотектоническая позиция месторож- дений		2700-1900	1900- 1700	1700-1200	1200-900
		Шовные эвгеосинкли- нали	Перикрагонные про- гибы, заложив- шиеся в краевых частях платформ		
Примеры месторож- дений		Норанда, Хори, Тим- минс (Канада), Оутокумпу (Фин- ляндия), Болиден (Швеция)	Брокен-Хилл, Маунт- Айза, Мак-Артур (Австралия), Сул- ливан (Канада), Завар (Индия)		
		Медноколчеданные и колчеданные медно-цинковые	Горевское, Холод- нинское (СССР), Балмат-Эдуарс (США)		
Минеральные типы руд			Колчеданно-полиме- таллические и по- лиметаллические (медно-свинцово- цинковые)		
			Свинцово-цинковые		

континентальной
корыпротогеосинклинальных
систем

Эвгеосинклинали

Горевское, Холод-
нинское (СССР),
Балмат-Эдуарс
(США)Колчеданно-полиме-
таллические и
свинцово-цинковыеКраевые прогибы и
структуры чехла
платформ, осложнен-
ные серией разрывовБрокен-Хилл (Замбия),
Сардана, Барвин-
ское (СССР), Дайс-
велль (Швеция)

Свинцово-цинковые

	Формирование		Замыкание		
	Сингенетический	Сингенетический	Сингенетический	Сингенетический	Эпигенетический
Возраст руд по отношению к вмещающим породам					
Содержание золота в рудах	Нередко высокое	Низкое	Низкое	Низкое	Низкое
Предполагаемый источник металлов	Мантийный	Мантийный и коровый	Мантийный и коровый	Мантийный и коровый	Коровый
Происхождение серы в рудах по данным изотопного состава	Глубинное	В процессе бактериальной редукции	В процессе бактериальной редукции	В процессе бактериальной редукции	В процессе бактериальной редукции
Рудовмещающие породы	Последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацитовая формация	Терригенные, карбонатно-терригенные и карбонатные породы	Терригенные, карбонатные и осадочно-вулканогенные породы последние по-дательно-дифференцированной и контрастной (базальт-дапировой) формации	Углисто-терригенно-карбонатные и осадочно-вулканогенные породы последние по-дательно-дифференцированной и контрастной (базальт-дапировой) формации	Доломиты и известняки, реже карбонатно-терригенные отложения, песчаники и кварциты

Литература

Бергер В.И., Иксон М.И. Основные черты металлогении северо-восточной части Тихоокеанского пояса (Северо-Западные Кордильеры и Аляска). - Сов. геол., 1972, № 1, с. 90-107.

Браун Дж. Рудный свинцы и изотопы. - В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., 1969, с. 124-174.

Горжевский Д.И., Козеренко В.И. О необратимом характере геологического и металлогенического развития земной коры. - В кн.: Тектоника, магматизм и закоммерности размещения рудных месторождений. М., 1964, с. 137-149.

Гриненко В.П., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М. 1974, с. 272.

Кансевич Э.Г. Интерпретация и геологическое значение данных об изотопном составе свинца. - В кн.: Радиометрическое датирование, М., 1973, с. 117-139.

Конкин В.Д., Ручкин Г.В. Геотектоническая позиция серноколчеданных месторождений Карелии. - Сов. геол., 1974, № 12, с. 94-104.

Нечаев С.В. Зональность и некоторые вопросы генезиса флюоритового и свинцово-цинкового оруденения в Подольском Приднестровье. - В кн.: Геохимия и рудообразование. Вып. 1. Киев, 1972, с. 64-76.

Реддер Э. Условия отложения рассеянных свинцовых руд в районе Лайсвалль, Швеция по данным изучения газово-жидких включений. - В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1971, с. 21-29.

Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Сергеева Н.Е. Колчеданное рудообразование в нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщах Карелии. - Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5, с. 56-66.

Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков, М., 1970, 432 с.

Тычинский А.А. Геохимические особенности формирования и источники рудного вещества эндогенных месторождений Сибири и Северо-Востока СССР в свете изотопных исследований. - В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Иркутск, 1973, с. 97-99.

Фолинсби Р.Э. Докембрийские металлогенические эпохи - атмосферные или центросферные? - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972, с. 253-262.

Brown J.S. Sulfur isotopes of precambrian sulfates and sulfides in Grenvill of New York and Ontario. - Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 3, p. 362-370.

Thomson B.P. Ore deposits in relation to tectonic development of Eastern Aistralia. - Bull. Dep.

Nat. Develop. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Austral., 1973, N 141, p. 95-105.

Wilson H.D.B., Andrews P., Moxham R.L., Ramlal K. Archean volcanism in Canadian shield. - Can. J. Earth Sci., 1965, vol. 2, N 3, p. 161-175.

В.М. Моралев

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Важнейшие черты металлогении кристаллического фундамента большинства древних щитов в значительной мере определяются наличием и расположением специфических тектонических структур, получивших в литературе название „зеленокаменных“ или „сланцевых“ поясов. Хорошо известны зеленокаменные пояса Канадского щита (Baragar, 1972), Южной Африки (Anhaeusser, 1971), Западной Австралии (Windley, Bridgwater, 1971), Индостанского щита (Srinivasan, Sreenivas, 1972) и других областей развития раннедокембрийских образований (Windley, 1978). К этому же типу структур, вероятно, могут быть отнесены складчатые системы карелид Балтийского щита (Дедеев и др., 1973), протогео-синклинальные системы КМА и Украинского щита (Каляев, 1973), геосинклинальные структурно-формационные зоны Воронежского кристаллического массива (Горбунов и др., 1973), а также шовные прогибы (Глуховский, Ставцев, 1973), палеоавлокогены (Лейтес и др., 1970) или линейные грабены (Кудрявцев, 1973; Петров, 1973) Алданского щита.

Эти структуры, с одной стороны, характеризуются признаками складчатых (или подвижных) областей эвгеосинклинального типа развития (Марков, 1964; Anhaeusser e.a., 1969; Wilson, 1972), с другой - отвечают линейным шовным прогибам особого типа (палеоавлокогенам), которые, по А.М. Лейтесу и др. (1970), могут сравниваться с авлокогенами, в понимании Н.С. Шатского, А.А. Богданова, А.С. Новиковой. Очевидно, что это свидетельствует о сходстве генетической природы рифтов, авлокогенов, эвгеосинклиналей и океанических впадин как структур растяжения земной коры (Грачев, Федоровский, 1970; Зоненшайн, 1971; Blissenbach, Fellerer, 1973).

Возраст геологических комплексов зеленокаменных поясов довольно значительно различается в пределах древних щитов. Можно определенно говорить о том, что в большинстве случаев эти комплексы имеют позднеархейский возраст. Несомненно, однако, существование как более древних (более 3000 млн. лет) комплексов (Юж-

ная Африка), так и более молодых (Балтийский и Алданский щиты). Отсюда следует, что выделение общих для всей Земли глобальных эпох рудообразования в докембрии, вероятно, невозможно, хотя в пределах отдельных крупных районов (щитов) геохронологические и стратиграфические критерии оказываются достаточно устойчивыми. Стратиграфические и геохронологические факторы глобального контроля оруденения, вероятно, целесообразно заменять тектоническими или историко-геологическими, выражающимися в том, что во всех случаях характерной оказывается приуроченность месторождений зеленокаменных поясов к осадочно-метаморфическим и магматическим комплексам поздних стадий формирования кристаллических фундаментов, предшествующих тектоно-магматическим процессам массовой гранитизации, интенсивного роста гранито-гнейсовых куполов, складчатости, окончательной консолидации и перехода к платформенному тектоническому режиму.

Геологические комплексы зеленокаменных поясов длительное время рассматривались как древнейшие породы фундаментов платформ, представляющие выступления базальтового слоя и отвечающие нуклеарной (лунной) стадии формирования земной коры (первичные зеленокаменные ядра Е.В. Павловского и М.С. Маркова). Позднее новый фактический материал заставил пересмотреть эту концепцию, так как во всех главнейших областях развития раннего докембрия было установлено существование более древнего гранито-гнейсового основания (Салоп, 1973; Anhaeusser, 1971; Baragar, 1972; Windley, 1973, и др.). Имеются данные о неоднородности последнего и о наличии в его составе действительно древнейших протофилитовых (по Э.Б. Наливкиной) комплексов, принадлежавших, однако, к породам гранулитовой фации метаморфизма и утративших многие геологические характеристики собственно офилитовых ассоциаций (Глебовицкий и др., 1972; Долгинов и др., 1973). Комплексы зеленокаменных поясов обладают, однако, как чертами сходства, так и отличия от типичных офилитов.

Характерной особенностью пространственной локализации зеленокаменных поясов является их линейно-вытянутая, линзовидная, иногда ветвящаяся (в плане) форма и расположение в виде серий субпараллельных или ортогонально сопряженных зон. Все они локализируются в пределах обширных пространств древних щитов, сложенных в основном гетерогенными комплексами более древних метаморфических комплексов, неоднократно гранитизированных. Общая картина расположения зеленокаменных поясов и ассоциирующихся с ними интрузий базитов и гипербазитов была проанализирована на примере древнего щита Западной Австралии Дрисколлом (O'Driscoll, 1971). Однообразная ориентация и субпараллельное расположение зеленокаменных поясов (трудно объяснимые с точки зрения представлений о вертикальных блоковых движениях, определявших заложение троговых прогибов), связываются этим исследователем с влиянием горизонтальных напряжений, обусловивших развитие сначала правых, а затем поперечных левых сдвигов и зон расщепления.

вания. Субпараллельное расположение этих ослабленных зон определило размещение серий зеленокаменных поясов и образование сопряженных ортогональных ответвлений.

В структурном отношении зеленокаменные пояса представляют собой сложные сжатые синкликорные структуры или оборванные крутопадающие моноклинальные „чешуи“. В некоторых случаях удается показать известную независимость развития и симметрично-зональное строение каждого отдельного пояса. Так, в частности, такая картина была установлена для позднеархейских дарварских зеленокаменных поясов южной части Индийской платформы путем анализа фациальных изменений конгломератов и других осадочных пород (Srinivasan, Sreenivas, 1972). Это позволяет думать, что комплексы зеленокаменных поясов формировались в изолированных шовных троговых прогибах, образовавших системы зон вулканизма и седиментации. Линейные структуры поясов обычно не являются секущими по отношению к гранито-гнейсовым куполам. Этот факт, а также наличие переходных мигматитовых зон свидетельствуют в пользу представлений о длительности формирования гранито-гнейсовых куполов. Процессы массовой гранитизации, обусловившие формирование купольных структур, очевидно, происходили как до, так и после образования зеленокаменных поясов, что определило „структурное согласие“ зеленокаменных и более древних комплексов.

Рудные формации, пространственно и генетически связанные с вулканогенно-осадочными и интрузивными комплексами зеленокаменных поясов, образуют в целом металлогеническую ассоциацию, характерную для офиолитовых комплексов.

Типичными составными элементами этой ассоциации являются: тела гипербазитов, содержащие хромитовую минерализацию; интрузии габброидов, вмещающие медно-никелевое оруденение; пластовые и жильные тела золоторудных и медно-полиметаллических (колчеданных) месторождений в толщах метавулканитов среднего и основного состава; залежи железистых кварцитов и марганцевоносных пород (гондитов), также связанных с метавулканитами. Подавляющая масса рудных концентраций приурочена к вулканогенно-осадочным толщам, метаморфизованным в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, или к дометаморфическим магматическим телам, что позволяет рассматривать их как прометаморфические или (частично) реометаморфические месторождения (Соколов и др., 1973).

Региональные закономерности размещения оруденения в зеленокаменных поясах различаются для отдельных типов месторождений. Железистые кварциты, кремнистые и марганцевоносные породы являются составными элементами сложных вулканогенно-осадочных формаций. Циклическое (ритмическое) строение последних приводит к неоднократному появлению этих пород и руд в разрезах с тенденцией приуроченности наиболее значительных концентраций к верхним горизонтам (Anhaeusser, 1971; Baragar, 1972). Размещение рудоносных массивов базитов и гипербазитов в основном определяется структурными факторами, в частности сочетанием стратигра-

фических контактов и систем зон расланцевания сдвигового типа. В последних под влиянием изменения направлений горизонтальных движений могут возникать местные напряжения сжатия и растяжения. Это в свою очередь обуславливает формирование сложных массивов базитов и гипербазитов, в которых породы отдельных фаз внедрения разделены тектоническими контактами, а также аномальных выступов (ответвлений) массивов, содержащих промышленные скопления сульфидных никелевых руд (O'Driscoll, 1971).

Наиболее характерны для зеленокаменных поясов сульфидные (колчеданные) и золоторудные месторождения, составляющие во многих районах важнейшую в экономическом отношении группу рудных концентраций. Достаточно вспомнить о золоторудных месторождениях Южной Родезии, Западной Австралии и Южной Индии, колчеданных месторождениях Канады, Финляндии и других. Геологические особенности этих месторождений лучше всего увязываются с концепцией о полигенетическом (диплогенетическом) происхождении этих месторождений.

Согласно современным тектоническим концепциям, стратиграфическая последовательность, характерная для зеленокаменных поясов и состоящая из ультраосновных пород, габброидов и базальтоидов, андезит-дацит-риолитовых вулканитов и осадочных пород (кремнистых, железистых, обломочных и глинистых), считается аналогом разрезов океанической коры (Новикова, 1971). В ряде случаев анализ петрохимических характеристик пород докембрийских зеленокаменных поясов действительно показывает значительное сходство их с породами океанов и островных дуг. На этом основании зеленокаменные пояса иногда рассматриваются как типичные эвгеосинклинальные (офиолитовые) зоны.

Представляется, однако, что такая трактовка тектонической природы зеленокаменных поясов недостаточно хорошо увязывается с имеющимися фактами. Можно наметить целый ряд признаков, отличающих троговые прогибы докембрийских зеленокаменных поясов от фанерозойских геосинклинальных областей. Геосинклинальные области или во всяком случае эвгеосинклинальные зоны, являющиеся их обязательным составным элементом, возникают на океанической коре; они проходят два главных этапа развития (собственно геосинклинальный и орогенный), в связи с чем в их пределах широким развитием пользуются молассовые толщи, субсеквентные гранитоиды и вулканиты; для них характерны досточно полные металлогенические циклы, включающие месторождения ранних, средних и поздних этапов; в составе геосинклинальных областей присутствуют сопряженные с эвгеосинклиналями краевые системы, включающие многогеосинклинали или терригенные геосинклинали. Для троговых прогибов зеленокаменных поясов достаточно твердо установлено, что они возникли в областях развития континентальной коры; подавляющее большинство зеленокаменных поясов прошло лишь первые (начальный и ранний) этапы развития, в связи с чем в них практически отсутствуют орогенные геологические комплексы и рудные месторожде-

ния средних и поздних этапов (т.е. для них характерны редуцированные металлогенические циклы); троговые прогибы зеленокаменных поясов не обрамляются внешними системами миогеосинклиналей или терригенных прогибов.

Таким образом, анализ особенностей строения и металлогении зеленокаменных поясов приводит к выводу о их специфической тектонической природе и невозможности прямого сравнения с геосинклинальными (океаническими) областями фанерозоя. Наибольшее сходство с комплексами зеленокаменных поясов, несомненно, имеют вулканогенно-осадочные и магматические образования хорошо развитых (раскрытых) рифтов типа Красного моря. Это сравнение привлекательно прежде всего тем, что объясняет появление офиолитовых комплексов в пределах блоков более древней континентальной коры.

В верхних горизонтах разрезов комплексов зеленокаменных поясов существенную роль играют продукты известково-щелочного (андезитового) и частично кислого магматизма, сопоставимые с островодужными ассоциациями позднего докембрия и фанерозоя. Это свидетельствует об изменении геодинамических условий во время формирования комплексов зеленокаменных поясов и о смене условий растяжения (определявших обстановку заложения поясов) условиями сжатия (вероятно, сопровождавшимися возникновением глубинных сколов типа зон Заварицкого-Беньофа) в период завершения развития остаточных прогибов, т.е. подтверждает большую роль горизонтальных взаимодействий блоков континентальной коры для этапа формирования зеленокаменных поясов. Вместе с тем параллельно с развитием зеленокаменных поясов продолжался рост гранито-гнейсовых куполов и, очевидно, вертикальное наращивание литосферы, так как частично сохранялись условия геодинамической обстановки более древней эпохи „нелинейной тектоники“.

Вероятно, правомочным будет заключить, что особенности металлогении и богатство рудными месторождениями докембрийских зеленокаменных поясов определяется спецификой тектонической природы этих структур, представляющих собой образования неповторимого в истории Земли этапа, когда, с одной стороны, наследуются стиль и процессы „нелинейной тектоники“, а с другой – возникают древнейшие линейные прогибы с корой океанического типа, к развитию которых уже приложим механизм горизонтального взаимодействия литосферных плит, хотя и со значительными ограничениями. Отсюда следует, что для эпохи формирования зеленокаменных поясов уже необходимо предполагать возможность одновременного сосуществования в пространстве различных геодинамических обстановок со специфичной для каждой из них металлогенией.

Литература

Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Дук В.Л., Прияткина Л.А. Геологическое положение гранулитовых комплексов – В кн.: Гранулитовая фация метаморфизма. Л., 1972, с. 9–46.

Глуховский М.З., Ставцев А.Л. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. – В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 65–75.

Горбунов Г.П., Зайцев Ю.С., Раскатов Г.П., Чернышов Н.М. Основные черты тектоники и истории геологического развития докембрия Воронежского кристаллического массива. – В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 44–49.

Грачев А.Ф., Федоровский В.С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов. – Сов. геол., 1970, № 12, с. 121–122.

Дедеев В.А., Берковский А.Н., Запольнов А.К. Внутренняя структура фундамента Русской и Тимано-Печорской плит и основные этапы его формирования. – В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 21–29.

Долгинев Е.А., Моралев В.М., Поликаров В.П. О типах раннедокембрийских структур. – Геотектоника, 1973, № 2, с. 8–19.

Зоненшайн Л.П. Геосинклинальный процесс и „новая глобальная тектоника“. – Геотектоника, 1971, № 6, с. 3–25.

Каляев Г.И. Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточно-Европейской платформы. – В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 50–60.

Кудрявцев В.А. Тектоника докембрия западной части Алданского щита. – В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 30–35.

Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. – ДАН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355–1358.

Марков М.С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. – В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., 1964, с. 15–20.

Новикова А.С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М., 1971, 82 с.

Петров А.Ф. Раннепротерозойский орогенный комплекс западного склона Алданского щита. – В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 110–111.

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973, 310 с.

Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А., Турченко С.И. Роль литолого-формационных и метаморфических факторов в локализации месторождений метаморфогенного типа. –

В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. (Тез. докл. X Всесоюз. литолог. совещ.). М., 1973, с. 314-316.

A n h a e u s s e r C.R. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archaean greenstone belts of shield areas. - Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 57-70.

A n h a e u s s e r C.R., M a s o n R., V i l j o e n M.J., V i l j o e n R.P. A Reappraisal of some Aspects of Precambrian Shield Geology. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 11, p. 2175-2200.

B a r a g a r W.R.A. Some physical and chemical aspects of the Canadian Shield. - Publs. Earth Phys. Brunch. Dep. Energy, Min. Resour., Ottawa, 1972, vol. 42, N 3, p. 129-140.

B l i s s e n b a c h E., F e l l e r e r R. Continental drift and the origin of certain mineral deposits. - Geol. Rundsch., 1973, Bd 62, Hf 3, p. 818-840.

O'D r i s c o l l E.S.T. Deformational concepts in relation to some ultramafic rocks in Western Australia. - Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 351-366.

S r i n i v a s a n R. and S r e e n i v a s B.L. - Dharwar stratigraphy. - J. Geol. Soc. India, 1972, vol. 13, N 1, p. 75-85.

W i l s o n I.T. New insights into old shields. Tectonophysics, 1972, vol. 13, N 1-4, p. 73-94.

W i n d l e y B.F. Crustal development in the Precambrian. - Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1973, vol. A-273, p. 321-341.

W i n d l e y B.F., B r i d g w a t e r D. The evolution of Archaean low- and high-grade terrains. - Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1973, N 3, p. 33-46.

Н.В. Горлов

ГЕОТЕКТНИЧЕСКАЯ ОСНОВА К МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИМ ПОСТРОЕНИЯМ В АРХЕЙСКИХ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ

Металлогенические построения в областях развития самого древнего докембрия континентальной коры имеют поисковый, предварительный характер. Прежде всего это касается таких участков материковой коры, как архейские гранит-зеленокаменные области, которые являются экономически важными металогеническими про-

винциями. Об огромном промышленном потенциале их можно судить хотя бы на примере южноафриканских (Каапваальской и Родезийской), австралийских (Йилгарнской и Пилбарской) и канадских (Верхнеозерской и Гудзонской) гранит-зеленокаменных областей. На территории европейской части Советского Союза к ним принадлежат, в частности, Карельская и Приднепровская гранит-зеленокаменные области (Горлов, 1975).

Причина такого положения состоит в том, что металлогенические построения для этих площадей не имеют надежной геотектонической основы. О геотектоническом содержании гранит-зеленокаменных областей, сложенных, как известно, самыми древними в материковой коре комплексами пород, существуют разноречивые мнения. Преобладает представление, что в образовании этих областей существенная роль принадлежит интрузивно-метасоматическим процессам замещения гранитами осадочно-вулканогенных толщ, залегающих либо непосредственно на "базальтовом" слое (Павловский, 1962), либо на тонкой гнейсово-гранитной оболочке (Anhaeusser e.a., 1969). Гранито-гнейсовые купола и синклинальные структуры межкупольных зеленокаменных поясов гранит-зеленокаменных областей в согласии с такой трактовкой считаются возникшими в результате регионально проявленных процессов гранитного диапиризма.

Некоторые исследователи пытаются уложить подобного рода процессы в рамки общепринятых геотектонических подразделений. Чаше гранит-зеленокаменные области рассматриваются в качестве корневых частей древнейших эвгеосинклиналей (Каляев, 1965) либо их принимают за геологические сооружения средних и поздних стадий развития архейских островных дуг (Glikson, 1972; Anhaeusser, 1973).

Упомянутые представления страдают отвлеченностью от фактических данных. В частности, они не в состоянии объяснить такую характерную черту рассматриваемых областей, как слабый метаморфизм пород межкупольных синклиналей (или зеленокаменных поясов), рассеянных в форме "челноков" среди громадных полей гранитоидов. Нельзя, по-видимому, согласиться со взглядами, высказанными некоторыми зарубежными исследователями о том, что гранитоиды являются продуктами кристаллизации каких-то специфических "холодных" кислых магм.

Остановимся кратко на главных особенностях строения гранит-зеленокаменных областей. Они представляют собой обширные (многие сотни километров в поперечнике) изометричные и овальные площади преимущественного развития древнейших в материковой коре гранитоидов. Внутреннее строение таких областей характеризуется сочетанием гранито-гнейсовых (гранитных) куполов и межкупольных зеленокаменных синклиналей, сложенных древнейшими вулканогенными и осадочными породами, метаморфизованными, как правило, в низких ступенях регионального метаморфизма (в основном зеленосланцевая фация).

Гранит-зеленокаменные области отделены друг от друга и окаймлены широкими поясами сложноскладчатых вулканогенно-осадочных пород, частично близких по возрасту с супракрустальными породами внутренних частей гранит-зеленокаменных областей, частично более молодых. Между разновозрастными породами межкупольные синклинали и породами окаймления имеют место взаимопереходы (Каляев, 1965; Горлов, 1967; Robertson, 1968 и др.). Как правило, между ними имеют место фациальные различия. В сложении зеленокаменных поясов внутренних частей гранит-зеленокаменных областей преобладают продукты вулканической деятельности, тогда как породы складчатых поясов, окаймляющих названные области, в значительных объемах представлены осадками. В составе древнейших осадочных пород той и другой областей присутствуют продукты размыва гранитоидов.

Региональный метаморфизм на рассматриваемых территориях обнаруживает характерную зональность. Как отмечалось, во внутренних частях гранит-зеленокаменных областей метаморфизм слабый. В периферии этих областей он усиливается и достигает наивысших ступеней (амфиболитовая и гранулитовая фации) в осевых частях складчатых поясов, окаймляющих гранит-зеленокаменные области.

Исходя из приведенных особенностей, эти области в период древнейшего тектогенеза надо считать относительно стабильными, устойчивыми. С другой стороны, линейные зоны древнейших интенсивно дислоцированных супракрустальных пород, окаймляющих эти области, следует рассматривать в качестве древнейших подвижных поясов. Что касается гранито-гнейсовых куполов, составляющих одну из главных структурных форм архейских гранит-зеленокаменных областей, то, судя по всему, они не являются гранитными диапирами.

Автором в работе, посвященной происхождению гранито-гнейсовых куполов (Горлов, 1972), в результате анализа данных по строению гранит-зеленокаменных областей различных континентов изложены аргументы в пользу того, что гранито-гнейсовые купола в этих регионах являются специфическими глыбовыми структурами, наблюдаемыми на уровне соприкосновения двух самых древних структурных этажей континентальной коры, из которых нижний по всюду представлен гранитоидами, верхний - слоистыми вулканогенно-осадочными породами.

В обстановке вертикальных движений глыб фундамента первичный трансгрессивный характер залегания супракрустальных пород на гранитоидах был трансформирован в структурно-конформный (расслаивание, параллельное контактовой поверхности гранитоидов и супракрустальных пород) и даже в интрузивный в результате появления межформационных палингеновых гранитных выплавок. Эти межформационные ремобилизованные граниты имеют активные контакты с супракрустальными породами. По всей видимости, именно они являются причиной превратных суждений о возрастных соотношениях гранитоидного и супракрустального комплексов гранит-зе-

ленокаменных областей и их окаймления. По сути дела, эти возрожденные граниты играют ту же роль, что палингенные гранитные выплавки в так называемом „эффекте Седергольма“ (Эскола, 1967).

Широкая распространенность идей о гранитном диапиризме среди исследователей гранит-зеленокаменных областей, судя по всему, обусловлена недооценкой проявления этого эффекта в контакте гранитного и супракрустального этажей на крупных площадях раннедокембрийской коры континентов. Это подтверждается тем обстоятельством, что в различных гранит-зеленокаменных областях мира все чаще выявляются примеры несомненно трансгрессивного залегания древнейших супракрустальных пород на комплексе гранитоидов (Карелия, Украина, Южная Африка, Канада, Гренландия, Австралия и т.д.).

Таким образом, из сказанного следует, что пора отказаться от понимания гранито-гнейсовых куполов гранит-зеленокаменных областей как структурных форм, имеющих отношение к гранитному диапиризму. По-видимому, на более верном пути стоят исследователи, рассматривающие гранито-гнейсовые купола в качестве глыбовых выступов гранитного фундамента супракрустальных толщ. Таких взглядов придерживаются исследователи Карельской гранит-зеленокаменной области, причем, несомненно, что речь идет о структурах, идентичных тем, которые в других регионах принимаются за структуры, образованные в результате гранитного диапиризма.

Изложенное понимание происхождения гранито-гнейсовых куполов и межкупольных синклиналей хорошо согласуется с упомянутым ранее заключением об относительной стабильности гранит-зеленокаменных областей и подвижности окаймляющих их складчатых зон. Своеобразие этих устойчивых областей состоит в том, что они реагировали на тектонические напряжения древнейшей эпохи тектогенеза образованием сложной сети глубоких разломов и расчленением на глыбы или блоки („купола“). Возникновение наиболее глубоких разломов сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью, продукты которой составляли значительный объем в формирующихся над разломами зеленокаменных поясах. Восстающие движения гранитных блоков сопровождалось образованием штамповых складок в основании вулканогенно-осадочных толщ зеленокаменных поясов и краевых частей подвижных поясов окаймления гранит-зеленокаменных областей. Все это говорит о том, что вещественный состав зеленокаменных поясов, их складчатая и дизъюнктивная тектоника, а также рудоносность определены условиями возникновения и развития разломов гранитного фундамента. В этом плане в формировании гранит-зеленокаменных областей улавливается известное сходство с явлениями, сопровождающими активизацию фанерозойских стабильных областей. Данное обстоятельство должно найти отражение в металлогенических построениях по рассматриваемым областям с учетом, естественно, своеобразия их строения и состава пород, слагающих оба структурных этажа.

Литература

Горлов Н.В. Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 12, с. 61-76.

Горлов Н.В. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2, с. 13-28.

Калыев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. - Киев, 1965, с. 190.

Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 77-108.

Эскола П. Докембрий Финляндии. - В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 154-261.

Anhaeusser C.R. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. - Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1973, ser. A., vol. 273, p. 359-388.

Anhaeusser C.R., Mason R., Viljoen M.J., Viljoen R.P. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, vol. 80, N 11, p. 2175-2200.

Glikson A.Y. Early Precambrian evidence of primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, vol. 83, p. 3323-3344.

Robertson J.D.M. Granulite metamorphism of the basement complex in the Limpopo metamorphic zone. - Geol. Soc. S. Africa, 1968, vol. 71, (Annexure), p. 125-133.

Н.А. Созинов, Св.А. Сидоренко

О МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ФОРМАЦИЙ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ ДОКЕМБРИЯ

Углеродистые („черные“) сланцы широко распространены в отложениях докембрия. В последние годы большой интерес к этим образованиям проявляется со стороны геологов, занимающихся изучением рудных месторождений. Это вызвано весьма своеобразными металлоносными особенностями углеродистых сланцев, которые обычно содержат в повышенных концентрациях комплекс биофильных элементов - молибден, ванадий, серебро, золото, медь, уран, редкие земли, стронций, никель и ряд других. В этом отношении углеродистые сланцы могут рассматриваться в качестве уникальных геохимических аккумуляторов указанных элементов. При вторичных преобразованиях

осадков: некоторые элементы могут вступать в миграционный цикл и формировать рудные месторождения.

В пределах многих металлогенических докембрийских провинций отмечена эмпирическая связь стратиформных, а также жильных рудных месторождений с площадями распространения повышенно-металлоносных углеродистых сланцев. При этом углеродистые сланцы рассматриваются как возможный источник рудных компонентов, мобилизованных под воздействием тепловых потоков из глубин при регенерации нижних частей земной коры. Основанием для такого рода утверждений являются: а) тесная пространственная сопряженность рудных месторождений (V, Mo, U, Cu, Au, Ag и др.) с областями развития углеродистых сланцев, для которых перечисленные элементы являются характерными и находятся в резко повышенных концентрациях; б) металлогенические провинции, в пределах которых выявлены рудные месторождения, ограничены площадями распространения „подстилающих” углеродистых сланцев. Кроме того, мобилизационная природа рудного вещества в месторождениях подтверждается расчетами баланса вещества и изотопными данными. Помимо прикладного значения интерес к геохимическим особенностям углеродистых сланцев проявляется и в связи с изучением древнейших условий осадконакопления, формированием первых горючих ископаемых, возможностью проследить эволюцию состава органического вещества в истории Земли и т.п. (Св. Сидоренко, А. Сидоренко, 1975).

Углеродистые отложения в архейских и протерозойских осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях образуют выдержанные слои и пачки слоев, иногда значительной мощности, достигающие в ряде случаев многих десятков и сотен метров. Они известны во всех возрастных интервалах докембрия и на всех континентах – в пределах Алданского, Анабарского, Украинского, Балтийского, Канадского, Индостанского, Либерийского щитов, Африканской и Австралийской платформ и других районах.

Углеродистое вещество в докембрийских комплексах встречается в ассоциациях с первично-глинистыми, кремнистыми, карбонатными и другими типами пород. Эти осадки образуют весьма специфические парагенные ассоциации, возникающие в определенных историко-геологических условиях, и, очевидно, могут быть выделены в ранг формаций. Вместе с тем особенности докембрийских комплексов вызывают и трудности в применении формационного метода изучения. Глубокий метаморфизм и дислоцированность докембрийских образований значительно искажают первично-осадочные особенности отложений, что затрудняет проведение формационного анализа и не позволяет с полной достоверностью создать картину палеогеологических условий их формирования.

Наиболее результативным оказался анализ парагенных ассоциаций углеродистых отложений в соответствии с определением геологических формаций фанерозоя как естественных комплексов пород и сопутствующих им минеральных образований, отдельные члены

которых (толщи, слои, пачки) тесно парагенетически связаны друг с другом как в пространственном, так и возрастном отношении.

Сходный парагенезис пород и связанных с ними углеродистых сланцев в отложениях разного возраста и геоструктурного положения позволили объединить аналогичные конкретные формации в формационные типы. В зависимости от главных членов парагенезисов пород выделяются четыре формационных типа: терригенно-глинисто-углеродистый, кремнисто-углеродистый, карбонатно-углеродистый и вулканогенно-кремнисто (карбонатно-) углеродистый (Созинов и др., 1975).

В неметаморфизованных отложениях фанерозоя углеродистое вещество представлено продуктами сапропелевого ряда. В метаморфизованных докембрийских формациях углеродистых сланцев органическое вещество наблюдается в виде субантрацита, антроксалита, шунгита, графита. Тем не менее биогенная его природа и сапропелевый характер достаточно надежно обосновываются литологическими, геохимическими, изотопными, электронномикроскопическими и другими исследованиями.

Биогенное происхождение метаморфизованного углеродистого вещества предопределяет и специфические металлоносные особенности образующихся соединений, связанные главным образом с жизнедеятельностью морских организмов. В процессе жизнедеятельности и после захоронения органическое вещество способно сорбировать из морских вод ряд малых и рассеянных элементов. Изучение накопления элементов современными живыми организмами показывает, что в ряде случаев концентрируются вполне ощутимые количества ванадия, молибдена, фосфора, никеля, меди, цинка, серебра, золота, урана и др. Подтверждением этого являются био- и геохимические особенности ряда элементов входить в состав водных организмов. Способности таких элементов, как уран, молибден, ванадий, фосфор и другие, входить в состав водных организмов хорошо известны и не требуют специального обсуждения (Вернадский, 1940; Виноградов 1964; Манская, Дроздова, 1964, и др.). Обращает на себя внимание постоянство набора элементов, находящихся в повышенных концентрациях вне зависимости от возраста формаций. В формациях углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя, как правило, отмечается один и тот же набор элементов. Абсолютные содержания элементов могут значительно варьировать в зависимости от условий их накопления и последующего метаморфизма, но тем не менее характерный состав элементов в формации остается постоянным.

Эти данные свидетельствуют в пользу высказываний В.И. Вернадского (1940) о постоянстве химического состава живых организмов в течение геологической истории Земли. Вместе с тем в конкретных формациях отдельных районов отмечаются и весьма значительные отклонения от такой закономерности. Попытаемся на ряде элементов проследить особенности их поведения и распределения в формациях разного возраста и состава.

В а н а д и й. Широко известно, что ванадий концентрируется преимущественно в углеродистых сланцах. В древнейшей слои земной коры, обогащенных углеродистым веществом с возрастом свыше 1.6–2.8 млрд. лет, очень часто отмечаются повышенные концентрации этого элемента. Таковы, например, формации углеродистых сланцев в архейских отложениях Центрального Прибайкалья (Остапенко и др., 1970), углеродистые сланцы свиты Соудан (Cloud e.a., 1965) и графитовые сланцы архея Сев. Манитобы и Саскачевана на Канадском щите (Rose, 1970), углеродистые сланцы толщи Ривертон района Айрон-Ривер и других. Обогащены ванадием углеродистые сланцы протерозоя района Оутокумпу (Peltola, 1960; Marmo, 1960), ятулийские шунгиты Карелии, а также многочисленные верхнедокембрийские углеродистые формации Алтае-Саянской области и Кузнецкого Алатау, Казахстана, Киргизии, Узбекистана и других.

Содержание ванадия в докембрийских формациях углеродистых сланцев колеблется в весьма широких пределах от 100 до $n \cdot 1000$ г/т (Остапенко и др., 1970; Cloud e.a., 1965; Vine, Tourtelot, 1970; Rose, 1970, и др.). Максимальные концентрации ванадия характерны для кремнисто-углеродистых и вулканогенно-углеродистых формаций. При этом отмечается, что содержание ванадия находится в прямой зависимости от содержания органического вещества или его метаморфизованных производных. Как правило, максимальное содержание ванадия совпадает с областями максимального накопления органического вещества. Коэффициенты корреляции между ванадием и $C_{орг}$ обычно составляют 0.7–0.9, что, безусловно, свидетельствует о глубокой статистической связи между ними (Созинов, 1969). Это обусловлено, очевидно, тем, что ванадий обладает способностью образовывать малоподвижные комплексные соединения с органическим веществом и выпадать в осадки.

У р а н. Повышенная ураноносность некоторых формаций углеродистых сланцев известна давно. Вопросами распределения урана в этом типе осадочных образований посвящены многочисленные работы (Альтгаузен, 1956; Суонсон, 1958; Созинов, 1969; Гецева, Дерягин, 1963; Vine, Tourtelot, 1970, и др.). Содержание урана в углеродистых сланцах варьирует весьма широко – от субкларковых значений до величин, превышающих на 2–4 порядка кларк урана в глинистых, кремнистых и карбонатных сланцах.

Повышенные концентрации урана в углеродистых сланцах в наиболее древних образованиях отмечаются в формации Соудан оз. Вермилльон (США), отложения которой имеют возраст свыше 2.7 млрд. лет (Cloud e.a., 1965), в графитовых сланцах архея Сев. Манитобы и Саскачевана (Rose, 1970), отчетливо фиксируются в протерозойских углеродистых сланцах Финляндии (Peltola, 1960), в Австралии в районе Рам-Джангл (McKirdy, 1974) и других районах.

Необходимо отметить, что не все формации углеродистых сланцев докембрия оказываются повышенно ураноносными. Анализ ма-

териала по ураноносности формаций углеродистых сланцев докембрия показывает, что содержание урана зависит от геохимических условий формирования осадков. Углеродистые осадки, накопившиеся в бассейнах с сероводородным заражением придонной его части, оказываются более зараженными ураном, чем осадки, образующиеся в условиях свободно аэрируемой среды. В этом отношении осадки карбонатно-углеродистой формации (к этой формации относятся горючие сланцы фанерозойских отложений и многочисленные углеродистые сланцы докембрия) оказываются обычно неураноносными. Кроме того, ураноносность углеродистых сланцев, как правило, связана с органическим веществом сапропелевого, а не гумусового типа. Тесная прямая корреляционная связь органического вещества с ураном отмечается во многих формациях углеродистых сланцев, что позволяет считать органическое вещество, определяющее восстановительную среду в бассейне седиментации, ведущим фактором, контролирующим концентрацию урана в осадке и распределение его в диагенезе.

Имеющийся фактический материал минералогического, петрографического и геохимического изучения разновозрастных неодинаково преобразованных метаморфическими процессами формаций углеродистых сланцев показывает, что уран (так же как и ряд других малых и рассеянных элементов) в процессе вторичного преобразования осадков разделяется с органической составляющей. Метаморфизм приводит к разрушению металлоорганических соединений и сорбционных связей при трансформации органического вещества. Часть урана обособляется в виде тончайших выделений урановой смолки (?), становится в определенных термодинамических условиях подвижной и способной к миграции (Гецева, 1963; Гецева, Дерягин, 1963).

Молибден. Значительные концентрации молибдена (до 150–400 г/т и более) отмечаются во многих формациях углеродистых сланцев. Например, в углеродистых карбонатсодержащих пермских сланцах купфершифер и купфермергель содержание молибдена достигает 200–500 г/т (Ведеполь, 1964). Наиболее высокие содержания молибдена отмечаются в кремнисто-углеродистых и вулканогенно-углеродистых формациях позднедокембрийского и раннепалеозойского возраста. В докембрийских глубокометаморфизованных углеродистых сланцах отмечается снижение содержания молибдена до 10–100 г/т (Остапенко и др., 1970; Чистяков и др., 1971; Peltoia, 1960; Marmo, 1960; Tyler e.a., 1957). Вполне возможно, что относительно пониженное содержание молибдена в докембрийских кремнисто-углеродистых и вулканогенно-углеродистых формациях обусловлено более высокой степенью их метаморфизма и характеризует не первично сингенетическое его накопления, а вторичные, т.е., вероятно, молибден из этих формаций был частично вынесен.

Молибден в пределах каждой конкретной формации распределен весьма неравномерно. Такое распределение молибдена, можно, по-

видимому, объяснить тем, что молибден изоморфно входит в сульфиды, рассеянные в углеродистых сланцах.

З о л о т о. Формации углеродистых сланцев докембрия иногда бывают обогащены золотом (Чистяков и др., 1971; Peltola, 1960, Marmo, 1960). По данным Пелтола, (Peltola, 1960) и Мармо (Marmo, 1960), содержание золота в докембрийских углеродистых сланцах Финляндии составляет 0.1–0.9 г/т. Наибольшие содержания золота отмечаются в кремнисто-углеродистых и вулканогенно-углеродистых формациях. Максимальные концентрации золота в этих формациях встречаются или в стяжениях сульфидов, или в конкрециях кремней, но также обогащенных сульфидами железа.

Повышенное содержание золота в кремнистых сланцах углеродистых формаций позволяет рассматривать их как возможный источник золота при формировании жильных месторождений. Действительно, тесная ассоциация золотого оруденения с углеродистыми породами характерна для многих районов (Казахстан, Енисейский край, Алтае-Саянская область, Дальний Восток, Средняя Азия, Калифорния и др.). При этом отмечается, что наиболее богатые руды золота приурочены к участкам максимального содержания углеродистого вещества (Моралев, 1973; Сердюченко, Созинов, 1973, и др.).

М е д ь, ц и н к. В распределении этих элементов отмечаются общие особенности. Они накапливаются в некоторых разновидностях карбонатно-углеродистых и терригенно-углеродистых формаций. Примером неметаморфизованных формаций фанерозоя, содержащих аномально высокие концентрации меди и цинка (до $n \cdot 1000$ г/т и более), являются медистые сланцы верхней перми ФРГ и ГДР (Ведеполь, 1964), а в древнейших осадках высокие концентрации отмечаются в углеродистых сланцах протерозоя района Оутокумпу (Peltola, 1960; Marmo, 1960), свиты Нансаи области Уайн-Пайн (США) и др. В осадках других типов формаций содержание меди и цинка колеблется в пределах кларка или несколько выше (Vine, Tourtelot, 1970; Tyler e.a., 1957).

Ф о с ф о р. Многие углеродистые формации тесно ассоциируют с областями накопления древних фосфоритов. В вертикальном и латеральном направлении фосфоритовые залежи, как правило, фациально замещаются углеродистыми сланцами. Это характерно для многих докембрийских фосфоритоносных бассейнов Тувы, Алтае-Саянской области, Монголии, Кузнецкого Алатау и др.

В заключение следует отметить, что в формациях углеродистых сланцев докембрия различных формационных типов в повышенных концентрациях фиксируются одни и те же биофильные элементы. Тем не менее геохимический облик формаций и их металлогенные особенности обусловлены вещественным составом и условиями формирования, что необходимо учитывать при постановке поисковых работ. Кроме того, приведенные данные свидетельствуют также и о том, что уже на самых ранних этапах развития земной коры органическое вещество играло активную роль в концен-

трации элементов, а следовательно, и в формировании металлогенического облика рудных провинций.

Литература

А л ь т г а у з е н М.Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М., 1956, 16 с.

В е р н а д с к и й В.И. Биохимические очерки 1922-1932. М., 1940, с. 198-210.

В е д е п о л ь К.Г. Геохимическое и петрографическое исследование „медистого сланца“ в северо-западной Германии. - В кн.: Химия земной коры. Т. II. 1964, с. 398-414.

В и н о г р а д о в А.П. Предисловие. - В кн.: Манской С.М. и Дроздовой Т.В. Геохимия органического вещества. М., 1964, с. 5-9.

Г е ц е в а Р.В. Некоторые данные о поведении урана при метаморфизме. - В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., 1963, с. 208-227.

Г е ц е в а Р.В., Д е р я г и н А.А. О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфических месторождений урана. - В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., 1963, с. 128-141.

Ж д а н о в а Л.В. Распределение радиоактивных элементов и Сорб в нижнепротерозойских отложениях жайминской свиты. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1971, с. 128-131.

М а н с к а я С.М., Д р о з д о в а Т.В. Геохимия органического вещества. М., 1964, 315 с.

М о р а л е в В.М. Литолого-стратиграфический контроль размещения месторождений золота и цветных металлов в осадочно-метаморфических комплексах докембрия. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 316-317.

О с т а п е н к о Ю.П., К а р д а ш В.Т., М а с л о в В.К. Ванадиеносные породы в архейских отложениях Центрального Прибайкалья. - Тр. Иркутск. политехн. ин-та и Иркутск. геол. упр. Сер. геол., 1970, Вып. 51, с. 80-85.

С е р д ю ч е н к о Д.П., С о з и н о в Н.А. Роль организмов и углеродистого вещества в формировании седиментогенных месторождений докембрия. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 349-351.

С и д о р е н к о Св.А., С и д о р е н к о А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., 1975, 115 с.

С о з и н о в Н.А. О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации. - Литология и полезные ископаемые, 1969, № 1, с. 78-92.

Созинов Н.А., Сидоренко Св.А., Розен О.М. Формационные типы углеродистых сланцев. - Первое республ. совеш. по горючим сланцам. Тез. докл. Таллин, 1975, с. 15-17.

Суонсон. Уран в морских черных сланцах США. - В кн.: Мирное использование атомной энергии. Т. 6. М., 1958, с. 500-505.

Чистяков П.А., Лошилин В.П., Глейзер Л.М. Некоторые геохимические особенности докембрийских и нижнепалеозойских осадочных толщ отдельных районов западной части Срединного и Южного Тянь-Шаня (Центральные Кызылкумы и Чаткальские горы). - В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям западной части Южного и Срединного Тянь-Шаня. Ташкент, 1971, с. 233-250.

Cloud P.E., Gruner Yr.Y.W., Hagen H. Carbonaceous Rocks of the Soudan Iron Formation (Early Precambrian). - Science, 1965, vol. 148, p. 1713-1716.

Marmo V. On the sulphide and sulphide-graphite schists of Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl. 1960, N 190.

McKirdy D.M. Organic geochemistry in precambrian Research. - Precam. Res., 1974, N 1, p. 75-137.

Peltola E. On the Black schists in the Outokumpu region in Eastern Finland. - Bull. Geol. Finl., 1960, N 192, 192 p.

Rose E.R. Uranium and vanadium content of assorted rocks in Canada. - Pap. Geol. Surv Can., 1970, Pt. B, N 1, p. 63-64.

Tyler S.A., Barghoorn E.S., Barrett L.P. Anthracitic coal from precambrian upper Huronian black shale of the Iron River, District, Northern Michigan. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 68, p. 1293-1304.

Vine J.D., Tournelot E.B. Geochemistry of Black Shale Deposits. - A Summary Report. - Econ. Geol., 1970, vol. 65, N 3, p. 253-272.

М.П. Метелкина, Б.И. Прокопчук, О.В. Суходольская,
Е.В. Францессон

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С АЛМАЗОНОСНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ ДОКЕМБРИЯ

Во многих регионах мира успешно эксплуатируются алмазные месторождения, связанные с образованиями докембрийского возраста. Анализ имеющихся материалов по известным докембрийским провинциям Африки, Южной Америки, Индии и других регионов мира показал, что они характеризуются общими особенностями геолого-структурного положения, близким составом алмазоносных формаций, а также своеобразием самих алмазов и сопровождающих их минералов и в целом отличаются от фанерозойских (Метелкина и др., 1971). Это позволяет определить поисковые критерии для месторождений, связанных с алмазоносными формациями докембрия.

Все известные алмазоносные провинции докембрийского возраста приурочены к древним дорифейским платформам: Африканской, Южно-Американской, Индостанской платформам. Отдельные проявления докембрийской алмазоносности имеются также на территориях Северо-Американской и Западно-Австралийской платформ. В размещении алмазоносных формаций докембрия наблюдается отчетливая пространственная и, по-видимому, генетическая связь с древнейшими платформенными структурами земной коры. Все они тяготеют к участкам ранней консолидации кристаллического фундамента — архейским или катархейским ядрам с абсолютным возрастом пород 3000 млн. лет и более, образующим в настоящее время щиты или древние массивы: Южно-Африканский и Леоно-Либерийский массивы Африкано-Аравийской платформы; Гвианский, Восточно- и Западно-Бразильский щиты Южно-Американской платформы; Индийский щит Индостанской платформы и Западно-Австралийский щит Австралийской платформы.

Терригенные алмазоносные формации приурочены к основанию осадочного чехла протоплатформ (Витватерсранд, Рораима), к базальным горизонтам карбонатно-терригенных серий докембрийского платформенного чехла близ выступов кристаллического фундамента (Виндий, местами Лаврас), к платформенным окраинам миогеосинклинальных прогибов, развившихся на консолидированном нижнедокембрийском основании (Минас-Жакобина, Лаврас, Альто-Парагвай).

Сопоставление возраста древних алмазоносных формаций отдельных континентов позволяет выделить в докембрии несколько крупных эпох алмазоносности, имеющих планетарное развитие. Самая древняя нижнепротерозойская эпоха соответствует времени образования алмазоносной формации Витватерсранд (2700–2300 млн. лет) и, возможно, Биримской (более 2000 млн. лет). Наиболее четко проявлена среднепротерозойская эпоха алмазоносности, в течение которой сформировались алмазоносные отложения Тарквы За-

падной Африки (около 1700 млн. лет), Рорайма (1700 млн. лет) и Минас-Жакобина Южной Америки (1900–1350 млн. лет). Позднепротерозойская эпоха отвечает времени накопления терригенных формаций Лаврас (600–570 млн. лет) и Альто-Парагвай Южной Америки, Виндийской (980–550 млн. лет) Индии, возможно, Наллагайн Аделаида Западной Австралии. Указанные возрастные интервалы следует иметь в виду при оценке алмазоносности докембрийских толщ того или иного региона.

Алмазоносными являются базальные, реже межформационные конгломераты, отложившиеся после длительных эпох выветривания и денудации. Наиболее благоприятны для аккумуляции алмазов фации грубообломочных пород прибрежно-морского генезиса, отложения дельт и прибрежных аллювиальных равнин, реже флювиогляциальные фации ледниковых отложений.

Докембрийские алмазоносные конгломераты в большинстве случаев представляют продукты перемыва кор выветривания, реликты которых в результате последующего метаморфизма нередко превращены в кварцево-сланцевые образования типа филлитов. Для них характерен олигомиктовый, иногда чисто кварцевый (кварцитовый, кремневый) состав галечного материала и серицит-кварцевый с примесью хлорита или гематита состав цементирующей массы.

Для алмазов всех докембрийских провинций характерен комплекс специфических признаков, которые следует рассматривать в качестве поисковых критериев. Одним из наиболее важных критериев является габитус кристаллов, отражающий своеобразие условий кристаллизации в материнских породах докембрия. В отличие от фанерозойских алмазов, для которых основной габитусной формой является плоскогранный октаэдр, в морфологическом спектре древних алмазов преобладают округлые додекаэдровидные и октаэдровидные.

Важным поисковым критерием докембрийских алмазов является присутствие карбонадо – пористых скрытокристаллических образований алмаза и балласов – радиальнолучистых сферолитов. Особенности строения этих разновидностей, отличие изотопного состава углерода карбонадо (обогащен легким изотопом при среднем значении $\delta^{13}\text{C} - 2.8\%$), своеобразие парагенезиса минералов-включений (кварц, рутил, флоренсит, биотит, гематит, корунд, циркон), не характерного для всех других разновидностей алмаза глубинного кимберлитового происхождения (Trueb, Buttermann, 1969; Trueb, Barret, 1972), позволяют предположить образование таких форм алмаза в результате регионального метаморфизма пород, отличных по составу от кимберлитов. Учитывая приуроченность карбонадо и балласов только к алмазоносным отложениям, связанным с докембрийскими формациями, а также отмеченную выше специфику свойств, их следует рассматривать как типоморфные разновидности алмаза докембрийского возраста.

Поисковым признаком докембрийских алмазов служит зеленая и особенно бурая пигментация кристаллов. Экспериментально установлено, что природная поверхностная зеленая окраска алмазов яв-

ляется результатом их облучения на протяжении длительного времени частицами высокой энергии, а появление бурых пятен обусловлено нагревом таких алмазов до температуры 550–600° (Vanse, Milledge, 1972). Единичные зеленые пятна иногда наблюдаются и на алмазах из фанерозойских трубок, однако большое количество пятен или сплошная поверхностная зеленая окраска характерны только для древних алмазов. Бурые пятна пигментации не встречаются на фанерозойских алмазах.

Поисковым признаком древних алмазов является также своеобразная скульптура в виде кавернозных углублений неправильно-округлой формы, при значительном развитии которой образуются кристаллы со сплошной пористой либо губчатой поверхностью. Находки таких алмазов свидетельствуют о их связи с докембрийскими источниками, так как появление описываемой скульптуры обусловлено, вероятнее всего, интенсивным травлением алмазов в процессе регионального метаморфизма и гранитизации. Наряду с этим наличие кристаллов, пронизанных кварцевыми прожилками, покрытых корочками или инкрустированных кварцем, подобных тем, какие известны в докембрийских алмазоносных формациях Бразилии и Ганы, также свидетельствует о проявлении докембрийской алмазоносности на исследуемой территории. Весьма существенно, что среди алмазов, связанных с фанерозойскими кимберлитами, подобные камни не наблюдались.

В качестве поисковых критериев необходимо также использовать характерные для древних алмазов высокий средний вес, хорошее качество и механический износ различной степени интенсивности, являющиеся следствием их продолжительного пребывания в прибрежно-морских условиях. Учтявая, что этими особенностями могут обладать и молодые кристаллы, находившиеся в волноприбойной зоне, для решения вопроса о докембрийской алмазоносности конкретной территории признаки пребывания алмазов в прибрежно-морских условиях следует использовать в сочетании с другими признаками древности, а также с учетом истории развития и палеогеографии конкретной территории.

Дополнительным поисковым критерием может служить гематитовая оболочка или пленка, состоящая из гидроокислов железа и марганца, свидетельствующая о длительном пребывании алмазов в условиях корообразования.

В известных докембрийских алмазоносных провинциях мира охарактеризованные признаки древности, рассматриваемые нами в качестве поисковых критериев на докембрийские алмазы, обычно наблюдаются в совокупности на различных кристаллах одной провинции. Поэтому при изучении алмазов какого-либо района необходимо акцентировать внимание на выявление всего комплекса признаков.

В отличие от месторождений фанерозойского возраста, для которых ведущее поисковое значение имеют парагенетические спутники алмаза – пироп, пикроильменит и в меньшей степени хромшпинелид, древние алмазы в классических алмазоносных провинциях

докембрия лишь в исключительных случаях сопровождаются этими минералами. Обычно с ними ассоциируют устойчивые минералы метаморфических пород, среди которых наиболее характерны дистен, корунд, гранат, андалузит, ставролит, турмалин, циркон, рутил и другие, в подчиненном количестве присутствуют минералы изверженных пород и кор выветривания. Специфика минералогических ассоциаций (в шлихах), сопутствующих древним алмазам, выражается также в наличии своеобразных спутников алмаза — минералов группы гамлинита (горсейксит, гамлинит, флоренсит).

Таким образом, минералогические критерии поисков фанерозойских и докембрийских алмазов принципиально различны. Если для обнаружения фанерозойских кимберлитов используются аксессуарные минералы этих пород, то при поисках докембрийских первично-алмазоносных пород ведущая роль принадлежит минералам, образовавшимся в процессе их метаморфизма и выветривания. Необходимо разработать критерии, по которым из большой группы метаморфогенных минералов можно было бы выделить минералы, генетически родственные древним алмазам. Наиболее вероятно, что такими минералами являются дистен, корунд и турмалин.

С другой стороны, подход к этой проблеме можно осуществить, рассмотрев алмазоносные эклогиты, среди которых в последние годы обнаружены дистен- и корундсодержащие разновидности. Весьма интересны в этом отношении работы Ю.В. Шурубора (1964, 1965), в которых ставится вопрос о том, что минералами-спутниками уральских алмазов могут быть дистен и ставролит. Характерную для уральских алмазов постоянную ассоциацию дистен-ставролит-алмаз интересно исследовать с точки зрения особенностей состава дистена и, возможно, ставролита.

Постоянным спутником алмаза в известных докембрийских алмазоносных провинциях являются минералы группы гамлинита. В черных алмазах Убанги, являющихся разновидностью карбонадо, основным минералом, выполняющим поры, служит флоренсит (Trueb de Wys, 1971). Эти факты свидетельствуют о возможной генетической связи флоренсита с алмазом, возникает вопрос о существенной роли минералов этой группы при поисках алмазов докембрийского возраста.

Чрезвычайно интересен, сложен и еще совершенно не разработан вопрос о докембрийских первоисточниках алмазов. Состав и генезис этих первоисточников можно прогнозировать, анализируя состав минералов-включений в древних алмазах. Работами Ц.Р. Лейте (Leite, 1972) для Бразилии, С. Фукана (Phukan, 1971) для Индии и Мейера с соавторами (Meyer et al., 1969) для Ганы и Венесуэлы было установлено, что в докембрийских алмазах включены те же минералы, что и в фанерозойских. Следовательно, первоисточники докембрийских алмазов по минеральному составу должны быть аналогичны пироповым перидотитам, эклогитам и кимберлитам. Есть основания полагать, что алмазоносными породами докембрия окажется широкая по составу гамма эклогитовых пород. Сейчас уже

можно считать установленной алмазонасность эклогитов метаморфического комплекса докембрия Казахстана.

Оценить состав первоисточников докембрийских алмазов в известной мере можно по комплексу минералов, включенных в карбонадо и балласы – этих типоморфных разновидностях докембрийских алмазов. Ассоциация включенных в них минералов весьма специфична и относится не к ультраосновному, как у алмаза, а к кислому парагенезису. В них инструментально диагностированы халцедон, кварц, монацит и рутил, а исходя из расчета состава примесей 80% включений составляет ортоклаз, второй по распространенности минерал – гематит, затем геленит, флоренсит, алланит и т.д. Такой состав включений заставляет допускать коровое происхождение этих разновидностей алмаза. Таким образом, для докембрийских алмазов в отличие от фанерозойских можно прогнозировать более широкий состав пород-первоисточников – от ультраосновного до основного, а возможно, и кислого.

Таким образом, имеющиеся сведения о докембрийских алмазонасных формациях позволяют сформулировать следующие основные поисковые критерии месторождений, связанных с этими формациями.

1. Докембрийские алмазонасные формации приурочены к древним дорифейским платформам и тяготеют к участкам ранней консолидации пород кристаллического фундамента.

2. Формации алмазонасных конгломератов приурочены к основанию осадочного чехла протоплатформ: базальным горизонтам карбонатно-терригенных серий верхнепротерозойского платформенного чехла близ выступов кристаллического фундамента; к платформенным окраинам миегосинклинальных прогибов, развившихся на консолидированном нижнедокембрийском основании.

3. Для алмазонасных конгломератов докембрия характерен кварцево-галечный состав и резкое преобладание в тяжелой фракции тяжелых компонентов, свидетельствующих о их образовании за счет продуктов коры выветривания.

4. Для алмазов докембрийского возраста характерно: преобладание округлых кристаллов ромбододекаэдрического и октаэдрического габитуса, присутствие карбонадо и балласов, зеленая и бурая поверхностная пигментация, наличие окварцованных с кавернозной губчатой поверхностью камней, высокий средний вес, хорошее качество и механический износ различной степени интенсивности, а также присутствие кристаллов с гематитовыми оболочками.

5. Парагенетические спутники алмазов по кимберлитам не могут играть существенной роли при проведении поисковых работ на алмазы докембрийского возраста. Ведущая роль при поисках древних алмазов должна принадлежать метаморфогенным минералам и минералам кор выветривания. Типоморфными для докембрийских алмазонасных отложений являются минералы группы гамлинита.

Находки алмазов с типичными признаками древности известны в пределах развития докембрийских образований некоторых районов Советского Союза. Это указывает на необходимость целенаправлен-

ного изучения древнейших формаций в регионах, сходных по структурному положению с известными алмазоносными провинциями докембрийского возраста.

Литература

Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. К проблеме докембрийских алмазоносных формаций. - Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971, № 8, с. 64-73.

Шурубор Ю.В. О спутниках алмаза в россыпях западной полосы (Средний Урал). - Научн. тр. Перм. политехн. ин-та, 1964, № 12, с. 102-107.

Шурубор Ю.В. Статистическая обработка данных шлихового опробования с целью выявления минералов-спутников алмаза. - Сов. геол., 1965, № 8, с. 115-125.

Leite C.K. Inklusions in Brazilian diamonds. - Ind. Diamond Rev., 1972, June, p. 250-253.

Meyer H.O.A., Harris G.W. Cristalline inklusions in diamonds from Gana and Venezuela. - Simpos. Volkan. Roots, Oxford, England, 1969, Sept., vol. of abstr., p. 16.

Phukan S. Inklusions in the Panna diamond of India. - J. Gemmol., 1971, vol. 12, N 5, p. 157-166.

Trueb L.F., Buttermann W.S. Carbonado: a microstructural study. - Amer. Miner., 1969, vol. 54, p. 412-425.

Trueb L.F., Cristian de Wys E. Carbon from Ubangi - a microstructural stude. - Amer. Miner., 1971, vol. 56, N 7-8, p. 1252-1268.

Trueb L.F., Barret C.S. Microstructural investigation of ballas diamond. - Amer. Miner., 1972, vol. 57, p. 1664-1680.

Van't E.R., Milledge H.J. Natural and laboratory α -particle irradiation of diamind. - Miner. Mag., 1972, vol. 38, N 299, p. 878-881.

И.Д. Батиева, И.В. Бельков, В.Р. Ветрин, А.Н. Виноградов,
Г.В. Виноградова, М.И. Дубровский

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ГРАНИТОИДОВ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ И НЕОГЕЯ

Установлению геохимических и металлогенических особенностей докембрийских гранитоидов долгое время не уделялось достаточного внимания в связи с распространенным представлением об относительной бедности древних гранитоидов рудными и редкими элементами и их малой перспективности как источников месторождений полезных ископаемых. Подобные взгляды были в значительной мере обусловлены слабой геолого-петрологической изученностью гранитоидов докембрия на щитах и кристаллических фундаментах платформ и неразработанностью принципов и методов формационного анализа древнейших гранитоидов. Между тем закономерности эволюции гранитоидов, их металлогенических особенностей и рудогенерирующих возможностей могут быть выяснены только на основе комплексного подхода к изучению развития магматизма, тектогенеза и вещественного состава земной коры в историческом аспекте.

Изучение закономерностей развития континентальной коры и кислого магматизма приводит к объективному выводу о наличии в геологической истории Земли трех качественно различных этапов (Батиева, Бельков, 1968; Бельков и др., 1972): 1) протогей – архейский этап первичной дифференциации верхней оболочки Земли и образования примитивной маломощной и слабодифференцированной земной коры; 2) мезогей – ниже- и среднепротерозойский этап формирования развитой дифференцированной многоярусной земной коры и ее главных геотектонических элементов; 3) неогей – верхнепротерозойский и посткембрийский этап перестройки крупных участков земной коры в условиях резкой контрастности геодинамических и физико-химических режимов стабильных плит и подвижных поясов (Бельков, 1975).

Основные особенности эволюции земной коры в процессе ее необратимого развития наряду с увеличением мощности и прогрессирующей консолидации сводятся к специфике осадконакопления, метаморфизма, вулканизма и плутонизма.

О с а д к о н а к о п л е н и е. Согласно имеющимся данным (Виноградов и др., 1952; Ронов, 1949; Тугаринов, 1963), от докембрия до настоящего времени наблюдается возрастание общего объема осадочных пород и увеличение роли продуктов их разрушения в образовании возникающих вновь седиментогенных формаций. В этом же направлении четко прослеживается падение значения хемогенного осадконакопления и увеличение роли биогенной седиментации. Состав осадочных пород изменяется от кластических осадков в архее в сторону увеличения объема углистых сланцев, карбонатов и песчаников с органогенным веществом в протерозое

и формирования пестрых по составу глинисто-карбонатно-песчаных толщ в течение более поздних периодов.

М е т а м о р ф и з м. Результаты изучения орогенных поясов различного возраста (Глебовицкий, 1973) свидетельствуют о региональном развитии в протее и нижнем мезогее процессов высокотемпературного метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций, в значительной степени вызванных повышенной разогретостью Земли и высоким геотермическим градиентом. Начиная со среднего протерозоя метаморфизм проявлен лишь в узких локальных зонах повышенной проницаемости земной коры для высокотемпературных флюидов, что обусловило контрастные латеральные изменения теплового и динамического режимов в пределах метаморфических поясов.

В у л к а н и з м. Оценка роли эффузивного магматизма приводит к выводу об усилении его интенсивности от древних к более молодым геологическим эпохам. Это выражается в больших объемах выноса вулканических продуктов за более короткие отрезки времени и сопровождается увеличением глубинности заложения вулканических очагов (Малеев, 1974). В нижнем докембрии, так же как и в фанерозое, максимум проявления кислого и среднего вулканизма приходился на орогенные периоды развития подвижных областей; высокая интенсивность андезит-дацитового вулканизма установлена в начальные периоды формирования сиалической земной коры (Батиева, Бельков, 1968).

П л у т о н и з м. В отличие от вулканизма масштаб проявления гранитоидного магматизма уменьшается от протоея и нижнего мезогее к более молодым геологическим эпохам. Специфические и позднее не повторявшиеся условия архейского тектогенеза и магнообразования наряду с глобальными масштабами проявления архейского и нижнепротерозойского кислого магматизма, а также переходный характер среднепротерозойского тектогенеза, определившего становление платформ, обусловили возникновение ряда гранитоидных формаций, исключительно или преимущественно свойственных докембрию. К их числу относятся формации первичнокорых диоритов-гранодиоритов-плагиогранитов, мигматит- и анатектит-гранитов, чарнокитов, гранитов рапакиви и др. В мезогее и неогее резко снижается роль неперемещенных гранитоидов плутонической группы, в основном локализованных в линейных зонах повышенного теплового потока, но значительно возрастает распространенность и многообразие петрографических типов интрузивных гранитов, производных относительно высокотемпературных подкорковых и внутрикорых магм.

Факторы, определяющие рудогенерирующие особенности гранитоидных магм, могут быть разделены на две группы:

- 1) внешние факторы – состав и физические свойства вмещающих пород в период становления интрузивных тел, а также тектоническая обстановка при перемещении и консолидации расплавов;

- 2) внутренние факторы – петрохимические особенности магм, первичная обогащенность их рудогенными и летучими компонентами,

энергетическая характеристика расплавов, в значительной степени определяющая амплитуду их перемещения и степень кристаллизационной и эманационной дифференциации.

В процессе формирования гранитоидов метасоматического генезиса главными факторами их потенциальной рудоносности служат исходный состав пород субстрата и степень их тектонической переработки, а также и состав метасоматизирующих растворов.

Анализ эволюции и особенностей кислого магматизма показывает, что наряду с существованием специфических комплексов гранитоидов многие формации докембрия обладают рядом сходных черт с формациями более молодых эпох. Это позволяет с успехом применять метод сопоставления и аналогий при изучении особенностей вещественного состава и металлогенической специализации разновозрастных магматических комплексов (Бельков и др., 1972).

В таблице приведена краткая характеристика металлогенических особенностей одноименных формаций докембрия и фанерозоя, определяющая несомненные черты сходства между ними. Отличительной чертой всех рассматриваемых формаций является их приуроченность к поздним (консолидационным) стадиям тектоно-магматического цикла, а также локализация в зонах активизации консолидированных структур. Сходная тектоническая обстановка в период формирования магматических расплавов и становления интрузивных тел нашла свое отражение в однотипном фациальном наборе пород (независимо от времени образования), близком петрохимическом составе и металлогенических особенностях гранитоидов. Другими словами, сходный тектонический режим земной коры и верхней мантии устанавливал типы магматических расплавов, контролировавших в свою очередь набор редких элементов, ассоциирующих с определенными типами магм. Кроме многих черт сходства между рядом формаций верхнего мезозоя и неогоя и отличия их от формаций протозоя и нижнего мезозоя необходимо учитывать целый ряд обстоятельств, определяющих специфику металлогенических особенностей гранитоидных формаций рассматриваемых эпох.

Главными причинами изменения внешних и внутренних факторов, определяющих металлогенические особенности гомологичных гранитоидных комплексов мезозоя и неогоя, являются следующие.

1. Увеличение мощности и консолидации земной коры в неогее способствовало большим амплитудам перемещения расплавов в пределах земной коры и создавало предпосылки для более полного протекания процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации гранитных магм; при прочих равных условиях это являлось решающим условием накопления в расплаве и отделения рудного вещества. Примером могут служить комплексы диорит-гранодиоритовой формации неогоя (Центральный Сихотэ-Алинь, Кавказ, Урал и др.), с которыми связаны многочисленные скарновые и контактово-метасоматические месторождения железных руд, меди, золота, молибдена, полиметаллов, кварцево-касситеритовые и сульфидно-касситеритовые месторождения олова. В формационных аналогах докемб-

Сравнительная характеристика металлогенетических особенностей формаций докембрия (мезогей) и фанерозоя

Магматические формации	Комплексы докембрия		Комплексы фанерозоя	
	характерные элементы	типичные примеры	характерные элементы	типичные примеры
Гранодиорит-гранитовая	Mo, Sn, TR	Лицко-арагубский комплекс Кольского полуострова, уманский комплекс УКЩ	Au, Mo, Sn, Zn, Pb	Амуджиканский комплекс Селенгино-Яблоновой области, граниты Тыры-ауза, Пятигорья, Меринского блока и др.
Гранит-лейко-гранитовая	W, Mo, TR, Bi, флюорит	Карташа (Карелия), Ийвара (Кольский полуостров), амандракский комплекс Байкальской области	W, Mo, TR, Sn, Bi, флюорит	Джабыкско-Санарский комплекс Урала, огнитский комплекс Вост. Саяна, харалгинский и кукульбейский комплексы Монголо-Охотской области и др.
Аляскитовая	Sn, W, Nb, Ta	Аляскитовые граниты Восточной Сибири	W, Mo, Sn, Nb-Ta	Акчатауский комплекс Джангаро-Балхашской складчатой системы; комплексы аляскистов и субшелочных гранитов Казахстана и Рудного Алтая и др.
Гранит-граносиенитовая		Ирельский комплекс Байкальской области	Слабые рудопоявления полиметаллов с редкими элементами	Кызыломпульский комплекс Сев. Тянь-Шаня, ирбинский комплекс Вост. Саяна, тугурский комплекс Алдана и др.
Щелочных гранитов и сиенитов	TR, Zr, Nb, Ta	Интрузии щелочных гранитов Кольского полуострова, улканский комплекс Восточной Сибири	TR, Zr, Nb, флюорит	Куналейский и неруганский комплексы Восточной Сибири и др.

рийского возраста (Кольский полуостров) вследствие менее интенсивно проявленного процесса дифференциации расплавов локализация рудного вещества происходила лишь в околотрешинных кварц-мусковитовых грейзенах с топазом и в участках аутометасоматической переработки пород, тем не менее в связи с ними возможно обнаружение редкометальной минерализации в пневмалито-гидротермальной формации.

2. Изменение режима осадконакопления в нижнем мезозое обусловило процесс глубокой осадочной дифференциации материала первичной земной коры, что приводило к образованию горизонтов и толщ, обогащенных минералами редких элементов (монацит, касситерит и др.). По данным Н.М. Страхова (1962), количество и минеральная форма нахождения рудных компонентов зависят от литологического состава осадочных пород: например, накопление свинца и цинка отмечается в доломитах и известковистых доломитах, возникших в условиях аридного климата; преимущественная концентрация касситерита, ильменита и монацита установлена в песчано-галечных породах гумидных зон осадконакопления. При участии высокодифференцированных толщ, обогащенных редкими элементами, в последующих тектоно-магматических циклах геосинклинального развития или автономной активизации стабилизированных областей, образующиеся по ним гранитоиды содержат повышенное количество редких и рудных элементов. Возможность такого механизма обогащения расплавов редкими элементами показана для ряда интрузивных комплексов неогоя (Говоров и др., 1971). Формирование палингенных внутрикоровых магм верхнего мезозоя и неогоя происходило в условиях, несвойственных для нижнепротерозойских мигматитов и анатектит-гранитов: вследствие распространения теплового потока вдоль локальных зон земной коры создавались условия для полного переплавления значительных объемов осадочных и метаморфических пород литосферы. Последнее также являлось благоприятным фактором для последующих процессов дифференциации и обособления остаточных расплавов и растворов, обогащенных редкими элементами.

3. Важным условием потенциальной рудоносности гранитоидов позднего мезозоя являлось наличие толщ осадочных или слабометаморфизованных пород в верхних ярусах земной коры. Мобилизация щелочей, воды и рудных компонентов из этих толщ и переотложение в экзоконтактных частях интрузивных тел гранитоидов неогоя установлена для ряда элементов (Pb, Sn, W, Zn и др., Тугаринов, 1963; Чайковский, 1966). Примером проявления этого процесса в позднем мезозое служит обогащение висмутом и появление висмутовых минералов (Ветрин, Денисов, 1966) в среднепротерозойских гранитах северо-восточной части Балтийского щита; образование здесь висмутовой минерализации обусловлено, по-видимому, мобилизацией и переотложением этого элемента при воздействии гранитов на вмещающие породы, в которых содержание висмута в десятки и сотни раз превышает кларковые для кислых изверженных и осадочных пород.

Усиление рудогенерирующих возможностей гранитоидов в ходе эволюционного необратимого развития Земли предопределяет большую рудоносность гранитоидов неогей: как следствие интенсивной дифференциации земной коры является образование ассоциирующих с комплексами молодых гранитоидов месторождений и рудопроявлений элементов (Sn , Ag , Hg и др.), кларковое содержание которых в земной коре ничтожно. Тем не менее в связи с гранитоидами докембрия известен целый ряд месторождений и рудопоявлений редких элементов, представляющих практический интерес. Сюда относятся колумбитоносные граниты, редкометалльные апограниты, сиенит-гранитные породы с F-Zn-TR оруденением Украины (Галецкий, 1972; Галецкий и др., 1972; Пятенко и др., 1966), апограниты, грейзены и кварцевые жилы с молибденитом, вольфрамитом, колумбитом, редкоземельно-редкометалльная минерализация в пегматитах и щелочных гранитах, Sn-W оруденение грейзеновой и скарновой формаций в массивах рапакиви Балтийского щита (Дубровский, 1969; Бельков и др., 1972; Naapala, 1973, и др.).

Наличие одинаковых формаций гранитоидов в докембрии и фанерозое наряду с однотипностью факторов, контролирующих рудогенез, начиная с верхнего мезогей делает актуальной постановку вопроса о расширении поисков редких элементов, а также полиметаллов, золота, урана и других полезных ископаемых, ассоциирующих с гранитами, в пределах докембрийских кристаллических щитов и массивов, а также в зонах более молодой, наложенной тектонической активизации.

Литература

Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и геохимии гранитоидов Кольского полуострова. Л., 1968, с. 5-143.

Батиева И.Д., Бельков И.В. К вопросу взаимосвязи металлогении гранитоидов с их формационной принадлежностью, особенностями генезиса и фациальным положением (на примере Кольского полуострова). — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 117-125.

Бельков И.В. Факторы и особенности литогенеза в раннем докембрии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1975, с. 203-208.

Бельков И.В., Батиева И.Д., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Дубровский М.И. Металлогеническая специализация гранитоидных формаций Кольского полуострова и вопросы потенциальной рудоносности гранитоидов докембрия. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 11-15.

Ветрин В.Р., Денисов А.П. Минералы висмута в массиве гранитов. - ЗВМО, 1966, ч. 95, вып. 4, с. 489-492.

Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В.М. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 1, с. 33-50.

Галецкий Л.С. Опыт геохимических поисков бериллиевого оруденения в докембрийских метаморфических комплексах. - В кн.: Научные основы геохимических поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 154-157.

Галецкий Л.С., Металиди С.В., Виноградова Н.А., Григорян С.В., Резников И.Н. Первичные геохимические ореолы бериллиевого оруденения в протерозойских метасоматитах. - Там же, с. 148-153.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973, с. 128.

Говоров И.Н., Левашов Г.Б., Недашковский П.Г., Бевзенко П.Е., Стрижкова А.А., Полевских Р.И., Кравченко Н.С. Формационно-петрохимическое расчленение гранитоидных комплексов Дальнего Востока. - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 99-116.

Дубровский М.И. Петрографические и минералогическо-геохимические особенности юовоайского гранитоидного комплекса. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 7, Л., 1969, с. 26-81.

Малеев Е.Ф. Вопросы планетарной эволюции вулканизма. В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 91-103.

Пятенко И.К., Ситнин А.А., Лавриненко А.Ф. Геохимические особенности метасоматически измененных гранитоидов Приазовья. - Сов. геол., 1966, № 12, с. 81-98.

Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР. (По данным объемного метода). - Тр. Геоф. ин-та АН СССР, 1949, № 3, с. 390.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. II и III. М., 1962, с. 551 и 575.

Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций. - В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., 1963, с. 153-177.

Чайковский В.К. К вопросу о формировании металлогенических провинций и зон. - В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., 1966, с. 5-18.

Naarala I. Havaintoja rapakivigraniittien tina- ja berillium-pitoisuudesta. - Geology, 1973, vol. 25, N 6, p. 61-67.

РЕФЕРАТЫ

УДК 553.3.078:551.72

Металлогения докембрия и металлогенические эпохи. Билибина Т.В., Кратц К.О., Лаверов Н.П., Поуэктов В.Н., Соколов Ю.М., Титов В.К. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., "Наука", 1978. с. 3-29.

Приводится общая сводка по металлогении докембрия как по ассоциациям полезных ископаемых и их роли в мировом балансе, так и по основным закономерностям эволюции геотектонического режима и процессов рудообразования. Основным положением работы является историко-геологический обзор, построенный на характеристике естественных ассоциаций геологических формаций и структурно-формационных комплексов с учетом эволюции процессов метаморфизма. На историко-геологической основе характеризуются металлогенические эпохи, определяющие их геотектонический режим, ассоциации полезных ископаемых и закономерности их размещения. Обоснование этих положений подтверждается некоторыми данными о глубинном строении земной коры. Лит. - 32 назв., ил. - 1, табл. - 2.

УДК 553.3.078:551.72+551.24 (100)

Металлогенические провинции щитов и их положение в тектонике континентов. Билибина Т.В., Лаверов Н.П., Парфенов Л.М., Свириденко В.Т., Соколов Ю.М., Терентьев В.М., Титов В.К. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., "Наука", 1978. с. 30-41.

Дается обзор существующих представлений о металлогенических провинциях и изложены представления авторов по этому вопросу. Металлогенические провинции щитов и массивов древних платформ классифицированы в соответствии с их принадлежностью к евразийской и гондванской группам платформ. Всего выделено 20 провинций. В основу их выделения положены металлогенический, тектонический и геохимический признаки. По металлогеническому признаку выделены: 1) полиметалльные, 2) железорудные, включая золотожелезорудные и уран-железорудные, 3) существенно халькофильные, 4) железо-медно-никелевые и 5) пегматитовые и слюдоносные провинции. Существенное внимание уделено влиянию на металлогению блокового и глубинного строения земной коры. Лит. - 14 назв., ил. - 1, табл. - 1.

УДК 553.677

Роль регрессивного метаморфизма в образовании месторождений слюды докембрия. С а л ь е М.Е. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978. с. 41-61.

В статье на основании структурно-метаморфических исследований доказывается генетическая связь месторождений флогопита (магнезиальные скарны, Алдан) и мусковита (пегматиты, Беломорская и Мамская провинции) с регрессивным этапом тектоно-метаморфического цикла. Подчеркивается, что благоприятными для образования месторождений слюды докембрия являются полициклически развивающиеся комплексы пород со снижением P - T параметров от цикла к циклу и выдержанностью градиента $\partial T / \partial P$ в течение всего цикла. Рассматриваются региональные и локальные факторы контроля изученных месторождений и отмечается, что эффективность металлогенического анализа с позиций метаморфического фактора контроля достигается только при последовательном изучении комплексов пород структурно-метаморфическими методами. Лит. - 64 назв., ил. - 1.

УДК 553.3.078

Основы научного прогноза рудных месторождений в докембрии. Б е л е в ц е в Я.Н. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978. с. 61-70.

Рассматриваются особенности геологического развития докембрия, состоящие в интенсивном проявлении вулканизма, разломной тектоники, повышенном потоке тепла из глубин Земли, ограниченном распространении геосинклиналей, интенсивном наложении динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма. Геологическое развитие докембрия определило первичное накопление металлов в вулканических и осадочных породах и последующее образование различных групп эндогенных месторождений и их размещение на щитах в определенных металлогенических эпохах и провинциях. Лит. - 10 назв.

УДК 550.4+553.042

Геохимическое районирование щитов и проблема прогнозирования месторождений. С м ы с л о в А.А., Т и т о в В.К. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978. с. 70-77.

На примере многих районов развития докембрия показаны принципы подхода к оценке потенциальной рудоносности геологических структур по геохимическим данным. Проведенное геохимическое картирование Украинского и восточной части Балтийского щитов показало, что при выделении перспективных структур наряду с материалами о характерных ассоциациях химических элементов важное значение имеют данные о степени дифференцированности вещества земной коры, выражающиеся через контрастность (неоднородность) распределения металлов в минералах, горных породах и геологических формациях. Лит. - 7 назв.

Генетическая классификация типов земной коры и проблемы металлогении докембрия. Д е м е н и ц к а я Р.М. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 77–86.

На основании характера формирования коры на границах литосферных плит и динамических процессов на этих границах сделана попытка новой систематики типов земной коры. Выделяется четыре типа коры: конструктивный – в срединных рифтовых хребтах океанов; деструктивно-конструктивный – на окраинах континентов за счет деструкции океанической коры и создания молодой континентальной; пассивно-конструктивный – на границе столкновения континентальных плит; консервативный – возникает из первых двух типов на стадии ее консолидации, стабилизации и разрушения. Обсуждаются различные представления о генезисе докембрийской коры. Рассмотрены варианты геодинамической эволюции тектоносферы Земли на ранних этапах ее становления и отмечено возможное влияние этих представлений на разрешение проблемы металлогении докембрия. Ил. – 1, табл. – 1.

УДК 553.3.078:551.72 (100)

Основные черты металлогении протоплатформ континентов. С в и р и денко В.Т. В кн.: Проблемы металлогении докембрия, Л., „Наука“, 1978, с. 86–96.

На основе анализа общих закономерностей развития сиалической земной коры древнейших щитов континентов показана направленность и необратимость процессов, ведущих к формированию крупных концентраций полезных ископаемых. В истории развития древних платформ выделяется пять металлогенических эпох. Наиболее продуктивной эпохой является раннепротерозойская, отвечающая завершающему этапу становления протоплатформ и их первоначальной активизации. Предыдущие эпохи – преимущественно рудоподготавливающие. С протоплатформенным структурно-вещественным комплексом древних щитов генетически связаны крупнейшие в мире месторождения золота, меди, хрома, урана, частично платиноидов, железа, кобальта, серебра, редких металлов. Лит. – 20 назв.

УДК 555.068+552.16

Ряды месторождений осадочных формаций по степени метаморфизма. Д о м а р е в В.С. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 96–103.

Большинство месторождений докембрия принадлежат к тем же рудным формациям, что и месторождения фанерозоя, однако в результате метаморфических изменений они приобретают черты, не характерные для соответствующих первоначальных рудных образований. Особенно значительным изменениям подвергаются осадочные концентрации металлов и для установления первичной природы их удобно располагать месторождения соответствующих формаций в ряды по степени метаморфизма. Лит. – 18 назв.

УДК 553.068.7

Металлогения метаморфо-метасоматических процессов в докембрии.
Жданов В.В. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 104-111.

В статье рассматривается поведение рудообразующих элементов в процессе регионального метаморфизма и гранитизации. В металлогеническом плане эти зоны являются зонами выноса рудных компонентов, и нормальный ход этих процессов не может привести к формированию месторождений полезных ископаемых. Потенциально рудоносными зонами концентрации рудных элементов являются структуры, где проявлен диафторез или региональная базификация – участки аномального развития гранитного слоя континентальной земной коры. Лит. – 13 назв.

УДК 553.068.7+553.22

О роли диафтореза в метаморфогенном рудообразовании. Михайлов Д.А. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 111-122.

В статье рассматриваются условия формирования метаморфогенных месторождений, образование которых трактуется как проявление метасоматических процессов во время диафторических преобразований древних глубокометаморфизованных толщ. Лит. – 13 назв.

УДК 551.25+553.22

Структурный контроль щелочных метасоматитов докембрия. Казанский В.И., Прохоров К.В. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 122-131.

Образование рудоносных щелочных метасоматитов связано с протоактивизацией древнейших структур земной коры. Они являются индикатором этого особого металлогенического процесса. Переходы между разными глубинными уровнями дислокационного метаморфизма определяются не только расстоянием от поверхности Земли, но также и увеличением тепловых потоков в связи с гранитизацией. Новые наблюдения подтверждают принцип фациального соответствия тектонитов и метасоматитов и открывают дополнительные области его применения при анализе закономерностей пространственного размещения эндогенного оруденения в древних ультраметаморфических комплексах. Лит. – 11 назв., ил. – 5, табл. – 2.

УДК 553.042

Фракционирование химических элементов при метаморфизме основных и кислых пород (опыт количественной оценки потенциальной рудоносности метаморфических комплексов). Розен О.М. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 132-149.

Некоторые экспериментальные и теоретические предпосылки позволяют предполагать, что породы основного и кислого состава по-разному будут реагировать на повышение P и T . Рассмотрение ряда основных пород: исходные (осадочные и магматические) — амфиболиты — эклогиты показало, что щелочи, кремнезем и глинозем и вместе с ними литий, рубидий, барий, стронций, ниобий и галлий выносятся из системы, тогда как магний и железо, а также никель, хром, кобальт, ванадий, скандий, медь и олово накапливаются. Сопоставление с изменениями пелитовых пород при гранитизации обнаруживает взаимодополняющий, т.е. комплементарный характер процесса фракционирования в основных и кислых породах. Исходные основы породы оказываются источником части „гранитизирующих“ компонентов, а кислые породы — сбрасывают часть компонентов, что приводит к „базификации“ основных пород. Проведены расчеты количеств рудных элементов, перемещающихся в метаморфогенном флюиде, и показано, что элементы группы железа и медь могут образовать крупные метаморфогенные, вероятно сульфидные, месторождения. Лит. — 22 назв., ил. — 5, табл. — 6.

УДК 553.042.17:553.2-553.4

Закономерности размещения сульфидного оруденения в докембрии на территории СССР. Турченко С.И. Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 150-159.

Сульфидное оруденение рассматривается по отношению к региональному метаморфизму, проявленному в течение главных возрастных и металлогенических эпох докембрия. Архейская эпоха характеризуется незначительным масштабом проявления сульфидного оруденения. Для раннего протерозоя свойственно формирование прометаморфического (первично магматического, вулканогенного и осадочного), серноколчеданного, медноколчеданного и медно-никелевого оруденения. Среднепротерозойская эпоха отличается значительным разнообразием сульфидно-рудных формаций, и наряду с прометаморфическим оруденением значительная роль здесь принадлежит реометаморфическому оруденению. Металлогенический облик позднепротерозойской эпохи наиболее ярко проявлен на азиатской части СССР, где сульфидное оруденение представлено разнообразными сложными сульфидно-рудными формациями и во многих случаях связано с процессами тектоно-магматической и метаморфической активизации. Лит. — 28 назв.

УДК 553.042

Некоторые аспекты редкометальной металлогении докембрия. Овчинников Л.Н., Солодов Н.А. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 160-169.

Основная масса мировых эндогенных запасов литофильных редких элементов и все самые крупные и богатые месторождения их находятся на древних платформах и докембрийских срединных массивах, что может служить надежным обоснованием при планировании поисковых работ. Литий, цезий, бериллий, иттрий и иттриевые земли имеют наибольшее количество запасов в докембрии. Рубидий равномерно распределяется между докембрийскими, палеозойскими и мезозойскими месторождениями. Запасы стронция, цериевых

земель, циркония, ниобия, тантала имеют максимумы в палеозое. В мезозое значительные запасы выявлены лишь у ниобия и рут依ия. В кайнозое только бериллий образует крупные и богатые месторождения. По данным абсолютного возраста этапы пегматитообразования отвечают всем 12 общеизвестным тектоно-магматическим циклам, наряду с которыми выделяются еще три: 2250-2350, 2400-2600 и 2900-3300 млн. лет. Лит. - 3 назв., табл. - 6.

УДК 553.042 + 553.45 + 553.495

Эволюция уранового и оловянного рудогенеза и некоторые общие вопросы металлогении. Евстрахин В.А. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 170-179.

Образование первичных концентраций урана и олова в докембрии происходило путем накопления их в гранитоидах и пегматоидах, которые и служили источником для раннепротерозойских осадочных формаций. Урановое и оловянное оруденение образовалось в течение разновозрастных интервалов геологической истории, формирующих металлогенические эпохи, которые совпадают с важнейшими рубежами геологической истории Земли. Развитие уранового и оловянного рудогенеза шло в направлении все большего разнообразия типов с усложнением тектонической дифференциации земной коры. Лит. - 16 назв.

УДК 553.493.5 (215-13)

Редкометальная металлогения докембрия континентов южного полушария. Колотухина С.Е. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 180-187.

В докембрийских образованиях континентов южного полушария, занимающих огромные площади, сконцентрированы колоссальные запасы редкометального сырья. Редкометальные провинции приурочены: а) к древним структурам фундамента (архейский-нижепротерозойский тектоно-магматический цикл); б) к чехлам древних платформ; в) к областям тектоно-магматической активизации. Эти континенты в докембрии, вероятно, входили в состав суперконтинента Гондвана, на что указывают сходные формационный состав и тектонические структуры, прослеживающиеся с континента на континент, так же как закономерности размещения металлогенических провинций. Первичными источниками редкометальной минерализации в формациях докембрия были прежде всего верхняя мантия, а затем кора литосферы. Лит. - 9 назв., ил. - 1.

УДК 553.497.2:551.72

Сурьмяное оруденение в докембрии. Бергер В.И. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 187-197.

Промышленная золото-сурьмяная кварцево-березитовая формация, имеющая сквозное развитие в истории Земли от архея до мезозоя, охарактеризована на примере докембрийских золото-сурьмяных проявлений Енисейского кряжа и Южно-Африканского и Балтийского щитов. Рассмотрены главные ре-

гиональные факторы размещения золото-сурьмяных проявлений в разнотипных тектонических обстановках. Показано, что они связаны устойчивой латеральной зональностью с другими типами золото-кварцевого оруденения. Зональность отчетливо коррелируется с направленным увеличением пробности золота, достигающей максимума (960) в золото-сурьмяных месторождениях. Последние размещаются в региональных зонах сматия вдоль палеострогов, в зонах зеленосланцевого метаморфизма низких ступеней по периферии гранито-купольных блоков. Лит. - 32 назв., ил. - 2.

УДК 551.71/72 533.435+553.444

Об эволюции колчеданного и свинцово-цинкового оруденения в докембрии. Горжевский Д.И., Ручкин Г.В. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., "Наука", 1978, с. 197-205.

Формирование колчеданных и свинцово-цинковых месторождений определенного типа соответствует характерным этапам развития литосферы в докембрии. Наиболее древние промышленные медноколчеданные и медно-цинковые колчеданные месторождения относятся к протогеосинклинальному этапу развития земной коры (2700-1900 млн. лет). На завершающих стадиях этого этапа (1700-1200 млн. лет) образуются свинцово-цинковые и колчеданно-полиметаллические месторождения.

В начальный период геосинклинально-платформенного этапа (1200-570 млн. лет) формируются собственно колчеданно-полиметаллические месторождения, а в заключительный - свинцово-цинковые месторождения так называемого стратиформного типа. Лит. - 15 назв., табл. - 1.

УДК 553. 078:551.242.11

Характерные черты металлогении и тектоническая природа докембрийских зеленокаменных поясов. Моралев В.М. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., "Наука", 1978, с. 205-211.

Зеленокаменные пояса представляют собой троговые (шовные) структуры, возникавшие в областях развития более древней континентальной коры и характеризующиеся редуцированными (тектоническими и металлогеническими) циклами развития. В комплексах зеленокаменных поясов отображается смена геодинамических условий растяжения периода заложения трогов и формирования офиолитовых ассоциаций условиями сжатия и появления островодужных ассоциаций на завершающих стадиях. Особенности металлогении и богатство рудными месторождениями докембрийских зеленокаменных поясов определяется спецификой тектонической природы этих структур, представляющих собой образование неповторимого в истории Земли этапа, когда, с одной стороны, наследуются стиль и процессы "нелинейной тектоники", а с другой - возникают древнейшие линейные прогибы с корой океанического типа, к развитию которых частично приложим механизм горизонтального взаимодействия литосферных плит. Лит. - 24 назв.

Геотектоническая основа к металлогеническим построениям в архейских гранит-зеленокаменных областях. Горлов Н.В. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978. с. 211-215.

Современные данные по геологии, геохронологии и геохимии архейских гранат-зеленокаменных областей позволяют рассматривать последние в качестве древнейших устойчивых участков континентальной коры. Своеобразие их как стабильных областей состоит в том, что они были расчленены на массу глыб („куполов“) сложной сетью глубоких нарушений, что сопровождалось формированием зеленокаменных поясов. Закономерностям развития разрывной тектоники подчинена и металлогения рассматриваемых областей. Лит. – 10 назв.

О металлоносности формаций углеродистых сланцев докембрия. Соколов Н.А., Сидоренко С.А. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“. 1978. с. 215-223.

Формации углеродистых сланцев являются осадочными образованиями, широко распространенными во времени (от архея до современных) и пространстве. Они могут рассматриваться в качестве уникальных геохимических аккумуляторов большой гаммы элементов: ванадия, молибдена, серебра, меди, золота, редких элементов и др. Уровень концентрации отдельных элементов зависит от вещественного состава и условий формирования формаций. Показано, что в кремнисто-углеродистых и вулканогенно-кремнисто-углеродистых формациях отмечаются повышенные концентрации золота, ванадия, урана, молибдена. Для карбонатно-углеродистых формаций характерна ассоциация с медью, цинком, фосфором. При вторичных преобразованиях углеродистых формаций часть элементов может вступать в миграционный цикл с образованием рудных месторождений. Лит. – 23 назв.

Поисковые критерии месторождений, связанных с алмазоносными формациями докембрия. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978. с. 223-228.

Обобщение и анализ материалов по известным докембрийским алмазоносным провинциям древних платформ земного шара показывает, что они характеризуются общими особенностями геолого-структурного положения, состава формаций, заключающих алмазы, а также спецификой алмазов и сопровождающих их минералов и в целом отличны от фанерозойских. Это позволило определить поисковые критерии для месторождений, связанных с алмазоносными формациями докембрийского возраста. Лит. – 10 назв.

Сравнительная характеристика рудогенерирующих возможностей гранитоидов нижнего докембрия и неогей. Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Дубровский М.И. В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978. с. 229-235.

Эволюция кислого магматизма от докембрия до фанерозоя выражается в уменьшении роли неперемещенных гранитоидов плутонической группы и увеличении распространенности и многообразия производных высокотемпературных подкоровых и внутрикоровых расплавов. Металлогенические особенности гранитоидов во многом обусловлены изменением мощности и степени консолидации земной коры, необратимой эволюцией процессов осадконакопления, метаморфизма, вулканизма и плутонической деятельности. Для ряда формаций докембрийских гранитоидов установлено усиление рудогенерирующих возможностей расплавов от ранних к поздним этапам развития и стабилизации древних подвижных зон. В то же время многие гранитоиды докембрия обладают сходными чертами металлогении с формациями фанерозоя, что определяет перспективность поисков редких элементов, полиметаллов, золота и других полезных ископаемых, ассоциирующихся с докембрийскими гранитами.

Лит. - 19 назв.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Билибина Т.В., Кратц К.О., Лаверов Н.П., Полуэктов В.Н., Соколов Ю.М., Титов В.К. Металлогения докембрия и металлогенические эпохи	3
Билибина Т.В., Лаверов Н.П., Л.М. Парфенов, <u>Свириденко В.Т.</u> , Соколов Ю.М., Терентьев В.М., Титов В.К. Металлогенические провинции щитов и их положение в тектонике континентов	30
Салье М.Е. Роль регрессивного метаморфизма в образовании месторождений слюд докембрия	41
Белевцев Я.Н. Основы научного прогноза рудных месторождений в докембрии	61
Смыслов А.А., Титов В.К. Геохимическое районирование щитов и проблема прогнозирования месторождений	70
Деменицкая Р.М. Генетическая классификация типов земной коры и проблемы металлогении докембрия	77
<u>Свириденко В.Т.</u> Основные черты металлогении протоплатформ континентов	86
Домарев В.С. Ряды месторождений осадочных рудных формаций по степени метаморфизма	96
Жданов В.В. Проблемы металлогении метаморфо-метасоматических процессов в докембрии	104
Михайлов Д.А. О роли диафтореза в метаморфогенном рудообразовании	111
Казанский В.И., Прохоров К.В. Структурный контроль щелочных метасоматитов докембрия	122
Розен О.М. Фракционирование химических элементов при метаморфизме основных и кислых пород (опыт количественной оценки потенциальной рудоносности кристаллических комплексов)	132
Турченко С.И. Закономерности размещения сульфидного оруденения в докембрии на территории СССР	150
Овчинников Л.Н., Солодов Н.А. Некоторые аспекты редкометальной металлогении докембрия	160
Евстрахин В.А. Эволюция уранового и оловянного рудогенеза и некоторые общие вопросы металлогении	170
Колотухина С.Е. Редкометальная металлогения докембрия континентов южного полушария	180
Бергер В.И. Сурьмяное оруденение в докембрии	187
Горжевский Д.И., Ручкин Г.В. Об эволюции колчеданного и свинцовоцинкового оруденения в докембрии	197

Моралев В.М. Характерные черты металлогении и тектоническая природа докембрийских зеленокаменных поясов	205
Горлов Н.В. Геотектоническая основа к металлогеническим построениям в архейских гранит-зеленокаменных областях	211
Созинов Н.А., Св.А. Сидоренко. О металлоносности формаций углеродистых сланцев докембрия	215
Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францесон Е.В. Поисковые критерии месторождений, связанных с алмазоносными формациями докембрия	223
Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Дубровский М.И. Сравнительная характеристика рудогенерирующих возможностей гранитоидов нижнего докембрия и неогей	229
Рефераты	236

CONTENTS

Bilibina T.V., Titov V.K., Kratz K.O., Sokolov Yu.M., Laverov N.P., Poluektov V.N., Beljaev K.D. The metallogeny of the Precambrian and metallogenic epochs	3
Bilibina T.V., Laverov N.P., Parfenov L.M., <u>Sviridenko V.T.</u> , Sokolov Yu.M., Terent'ev V.M., Titov V.K. Metallogenic provinces of shields and their position in tectonics of continents	30
Sal'e M.E. The role of regressive metamorphism in formation of mica deposits of the Precambrian	41
Belevtsev J.N. General positions of scientific forecast of ore deposits in the Precambrian	61
Smyslov A.A., Titov V.K. Geochemical areation of shields and problems of the forecast mineral deposits . .	70
Demenitskaja R.M. Genetic classification of earth's crust types and problems of the Precambrian metallogeny. <u>Sviridenko V.T.</u> General features of the metallogeny of protoplatforms on a continents	77
Domarev V.S. The series of deposits of ore formations based on degree of metamorphism	96
Zhdanov V.V. The problems of metallogeny of metamorphic-metasomatic processes in the Precambrian, . . .	104
Mikhailov D.A. On a role of retrogressive metamorphism at metamorphogenic ore formation	111
Kazansky V.J., Prokhorov K.V. Structural control of alkaline metasomatic of the Precambrian	122
Rozen O.M. The fractionation of chemical elements at metamorphism of basic and acid rocks (a test of quantitative estimate of potential orebearing of crystalline complexes)	132
Turchenko S.I. The regularities of distribution of sulfide ore mineralization in the Precambrian of the USSR .	150
Ovtchinnikov L.N., Solodov N.A. Some aspects of the Precambrian raremetal metallogeny	160
Evstrakhin V.A. The evolution of uranium and tin ore genesis and some general questions of the metallogeny	170
Kolotukhina S.E. Raremetal metallogeny of the Precambrian of continents south hemisphere	180
Berger V.Y. The Sb ore mineralization in the Precambrian	187

Gorjevsky D.J., Ruchkin G.V. The evolution of massive and Pb-Zn sulfide oreformation in the Precambrian	197
Moralev V.M. Typical features of the metallogeny and tectonic nature greenstone belts of the Precambrian	205
Gorlov N.V. Geotectonic basis to metallogenic constructions in archaean granit-greenstone terrains	211
Sozinov N.A., Sidorenko Sv.A. On metallbearing formations of carboniferous schists of the Precambrian	215
Metelkina M.P., Prokopchuk B.J., Sukhodolskaya O.V. Franzesson E.V. The criteries in searching deposits connected with diamond-bearing formations in the Precambrian	223
Batieva I.D., Bel'kov I.V., Vetrin V.R., Vinogradov A.N., Vinogradova G.V., Dubrovsky M.I. Comparative characteristic of ore-forming possibilities of the granitoids of the lower Precambrian and Neogeicum	229
Abstracts	236

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЯ

Утверждено к печати
Научным советом по геологии докембрия
при ОГГТ АН СССР

Редактор издательства Т.Н. Токарева
Технический редактор Л.Н. Чешейко
Корректор О.И. Буркова

Подписано к печати 22.03.78. М-18087. Формат 60х90 1/16.
Бумага офсетная № 1. Гарнитура обыкновенная.
Печать офсетная. Печ. л. 15 1/2 + 2 вкл. (2 1/2 печ. л.) =
= 17 1/2 усл. печ. л. Уч.-изд. 19,14. Тираж 900. Изд. № 6518.
Тип. зак. № 731. Цена 2 р. 80 к.

Издательство „Наука“, Ленинградское отделение
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

1-я типография издательства „Наука“
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12