

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

А.А. Сидоров

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Представления С.С. Смирнова о внутренней зоне Тихоокеанского пояса не претерпели существенных изменений и, более того, получили новое обоснование с позиций террейновой тектоники. Его представления о внешней зоне послужили определенным стимулом развития новых научных направлений о тектоно-магматической активизации, об аккреционных и постаккреционных металлогенических поясах. Вместе с тем, природа металлогенических однородностей внутренней и внешней зон ("серебро-медной" и "олово-вольфрамовой") представляется более сложной и неоднозначной. Зоны эпитермальности рудоносности связаны преимущественно с близкими физико-химическими (вулканогенными) условиями рудообразования и представляются сугубо качественными; многочисленные нарушения однородностей как внешней, так и внутренней зон определяются главным образом металлогенической унаследованностью в результате реювенации докембрийских металлоносных образований. Унаследованность отражается на количественной стороне рудообразования и удовлетворительно объясняет: почему однотипные рудные районы при прочих равных условиях в одних случаях поражают фантастически богатыми месторождениями, в других - разочаровывают устойчивой бедностью руд в подобных же месторождениях.

Ключевые слова: рудная формация, металлогеническая зональность, Тихоокеанский пояс.

Работа С.С. Смирнова "О Тихоокеанском рудном поясе" [13] – выдающееся обобщение металлогенических знаний сороковых годов, значение которого с годами только возрастает. Ее автор – один из самых ярких основателей металлогенической школы российских геологов, к которой принадлежат такие геологические авторитеты, как Ю.А. Билибин, Е.А. Радкевич, Г.М. Власов, Е.Т. Шаталов, В.Т. Матвеев, М.И. Ициксон, Н.А. Шило, А.Д. Щеглов, Д.В. Рундквист и другие ученые. Идеи новой глобальной тектоники в определенной мере ассимилировали результаты исследований этой школы, но едва ли оказались способными существенно продвинуть сложившиеся представления о крупнейших металлогенических поясах и зонах. Более того, элементы глобальной металлогенической однородности оказалось не просто объяснить с позиций террейновой концепции. Однако, воспринимая террейновую концепцию с методологических позиций структурно-формационных зон, ниже мы предлагаем объяснение этих элементов однородности; рудно-формационный анализ, разработанный в недрах отечественной металлогенической школы, позволяет различать унаследованные однородности от новообразованных.

Крупнейшие металлогенические зоны, как правило, являются аккреционными и постаккреционными

ми, наложенными на ансамбли разнообразных террейнов – от кратонных до островодужных. Однако тектоническую специфику пояса определяют островодужные террейны тихоокеанского типа и окраинно-континентальные (краевые) вулканогенные пояса [1]. Позднекайнозойскими и современными аналогами островодужных террейнов на различных этапах их развития являются вулканические дуги – Северо-Восточного Хонсю, Идзу-Бонино-Марианская, Тонго-Кермадекская, Курило-Камчатская, Алеутская и другие. Доаккреционные этапы развития островодужных террейнов характеризовались накоплением толщ высокоглиноземистых базальтов, андезитобазальтов, андезитов и их туфов, а также вулканомиктовых отложений и осадочных толщ формации "зеленых туфов" (андезитовые геосинклинали или эвлинаны, по В.Ф. Белому). В коллизионные и аккреционные этапы формируются молассоидные образования, кислые вулканы и вулcano-плутонические ассоциации. В пределах островодужных террейнов сосредоточены значительная часть медно-порфировых месторождений и большая часть колчеданных месторождений, связанных с формацией "зеленых туфов". В таблице 1 дана сравнительная характеристика Тайгоносской (Северо-Восток России) и Арауканской (Чилийские Анды) островодужных террейновых систем, аккрецированных, соответственно, в

послеготеривское – предальбское время и в палеогене. На примере этих систем и современных островных дуг хорошо видна динамика асимметрии развития тихоокеанских окраин.

Возникновение окраинно-континентальных вулканогенных поясов связано с позднемезозойским и кайнозойским этапами развития Тихоокеанского пояса. Для них так же, как и для островодужных террейнов, характерны вулканы и вулканоплутонические ассоциации известково-щелочного класса, но формировавшиеся в субэраляльных условиях. Окраинно-континентальные вулканогенные пояса нередко наложены на островодужные, кратонные и другие террейны пассивных континентальных окраин.

Рудноформационные ряды (рудные комплексы) фанерозойских провинций Тихоокеанского пояса охарактеризованы в таблице 2. Многие из них являются отчетливо унаследованными от древних кратонных рудных формаций (праформаций), другие могут быть отнесены к новообразованным рядам рудных формаций. Однако по составу рудных формаций унаследованные и новообразованные ряды в качественном отношении подобны, что связано с близкими физико-химическими условиями развития их месторождений в пределах островодужных террейнов и окраинно-континентальных вулканогенных поясов, являющихся специфическими тихоокеанскими структурами. Рассмотрим возможности развития унаследованных рудноформационных рядов.

Рудные формации докембрия сравнительно хорошо изучены в районах Канадского щита и Австралийских архейских кратонов. Эти формации весьма разнообразны, обобщенные схемы их взаимосвязей показаны на рис. 1 и 2. Для нашего анализа наибольший интерес представляют рудные формации, не характерные для типично циркумтихоокеанских структур – островодужных террейнов и окраинно-континентальных вулканогенных поясов.

Таковыми являются формации железистых кварцитов, хорошо изученные в Канаде, на северо-востоке Китая, в Южной Америке и в меньшей степени на Северо-Востоке и юге Дальнего Востока России. С железистыми кварцитами и спилит-кератофировыми толщами нередко ассоциируются марганцовистые рудные залежи. Однако в целом рудноформационный ряд железистых кварцитов сравнительно беден, в сущности только золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения и рудопроявления отмечены в пределах толщ железистых кварцитов [4]. Это согласуется с тем, что железистые кварциты исключительно бедны элементами-примесями цветных металлов [5]; вместе с тем, Р. Бойль [17] отмечает повышенное содержание золота в железистых кварцитах типа Алгома (до 1 г/т), а И.С. Рожков [8] и А.Г. Плетнев [6] – в железных рудах месторождений Кривого Рога (от 0,2 до 2 г/т). Есть основания предполагать, что железорудные месторождения скарнового и других типов в различных террейнах Чукотки, Дальнего Востока России, Чили, а также многочисленные зоны пиритизации (пирротинизации) и железо-колчеданных залежей, равно как и марганцевая минерализация многих рудных районов, развивались в связи с неоднократной реювенацией железистых кварцитов древних кратонных террейнов.

Железистые кварциты в зеленокаменных поясах обычно сопряжены с базит-ультрабазитовыми ассоциациями, несущими хромитовые, медно-никелевые и платинометалльные руды. Однако эти образования отличаются особой консервативностью по отношению к процессам реювенации [16, стр. 50], и поэтому соответствующие фанерозойские рудные формации нередко являются новообразованными.

Другими типично докембрийскими, но значительно более богатыми рудными образованиями, яв-

Таблица 1. Сравнительная характеристика Тайгоносской и Арауканской островодужных террейновых систем.

Системы	Тайгоносская	Арауканская
Размеры	Протяженность – 2000 км, ширина – 50–120 км	Протяженность – 2500 км, ширина – 150–200 км
Толщи, сформировавшиеся в условиях вулканических архипелагов	(Pz – T)?, T ₃ n-J ₃ km – высокоглиноземистые базальты, андезибазальты, андезиты, дациты; 4000–7000 м; J ₃ v – K ₁ h – базальты, андезибазальты, андезиты, игнимбриты риолитового и дацитового состава; 3500–7000 м	J ₁ – J ₃ ox – высокоглиноземистые андезибазальты, базальты, андезиты, дациты, риолиты; 7000 м; J ₃ km – K ₁ – андезибазальты, андезиты, латиты, игнимбриты дацитового, трахидацитового, риолитового состава; 8000–13000 м
Коллизионные и аккреционные образования	K ₁ b – K ₁ al – внедрение гранитоидов, поднятие, размыв; образование впадин, заполненных молассой, 2000–3000 м	K ₂ – P – андезиты, андезибазальты, трахиандезиты, латиты, игнимбриты дацитового и риолитового состава; континентальная моласса: 6000–8000 м; мощный гранитоидный магматизм
Определяющие рудноформационные ряды	Медно-молибден-порфиновые и колчеданные (с золото-серебряными и сурьмяно-ртутными месторождениями)	Медно-порфиновый и колчеданный (с полиметаллическими, золото-серебряными и сурьмяными месторождениями)

Таблица 2. Рудные формации (рудные комплексы) Тихоокеанских фанерозойских провинций.

Базовая группа месторождений	Сателлитные группы месторождений	Условия развития рудных комплексов	Примеры регионов
1	2	3	4
Хромитовая	Титановая, платинометаллическая (аксессуарная), золото-теллуридная, золото-альбит-анальцимовая, ртутная	Сингенетические базит-ультрабазитам, эпигенетические гидротермальные	Новая Каледония, Калифорния, Аляска, Корякия
Медно-никелевая	Золото-серебро-платинометаллическая, медно-порфирировая, золото-серебро-теллуридная, ртутная	Сингенетические придонным частям ультрабазитовых и базитовых интрузий, эпигенетические гидротермальные	Кордильеры (юго-запад Канады), Центральная Камчатка
Медно-порфирировая	Молибден-порфирировая, золото-порфирировая, полиметаллическая, сульфидная, золото-серебряная, сурьмяная, ртутная	Вулканогенно-плутоногенные гидротермальные, в т.ч. островодужные	Внутренняя часть Тихоокеанского рудного пояса
Олово-порфирировая	Оловянные (касситерит-силикатно-сульфидная и др), олово-вольфрамовая, олово-серебряная, золото-серебряная, сурьмяная	Вулканогенно-плутоногенные гидротермальные аккреционных и постаккреционных этапов	Внешние и перивулканические зоны Восточно-Азиатских вулканогенных поясов
Сульфидные вкрапленных руд	Золото-сульфидная вкрапленных руд, золото-порфирировая, золото-кварцевая, золото-серебряная, олово-вольфрамовая, олово-полиметаллическая, олово-серебряная, сурьмяная, ртутная	Гидротермально осадочные и эпигенетические гидротермальные	Перивулканические зоны Восточно-Азиатских вулканогенных поясов
Колчеданные и стратиформные сульфидные	Медная, полиметаллическая, медно-порфирировая, золото-порфирировая, золото-кварц-сульфидная, пятиэлементная, золото-серебряная, ртутная	Субмаринные гидротермально-осадочные и эпигенетические гидротермальные (вулканогенные, плутоногенные, метаморфогенные)	Провинция "Зеленых туфов" (Япония), Аляска, Мексика

ляются уран-многометалльные (серебро-кобальт-никель-висмут-урановые) рудноформационные ряды. К списку определяющих этот ряд элементов, в которых значительное место принадлежит также мышьяку, следовало бы добавить медь, сурьму, золото, молибден, олово, а также группу редких земель. Однако важнейшими типоморфными элементами являются серебро, кобальт и в особенности уран [10, 11]. Месторождения образуются в широком диапазоне условий – от позднемагматических до низкотемпературных гидротермальных с переменной ролью сопутствующих им контрастных магматических образований от основного до кислого состава. В группе месторождений, связанных с базальтоидным магматизмом, никель и кобальт ассоциируют с серебром, образуя крупные месторождения с преобладанием серебро-арсенидной минерализации (Кобальт, Канада; Консберг, Норвегия). Для месторождений, ассоциирующих с гранитоидами, характерно сообщество урана, висмута, свинца и серебра. В целом распространены разнообразные переходы между рудами различных минеральных типов, и, вместе с тем, отмечается устойчивое развитие тех или иных парагенезисов, таких как серебро-никель-кобальт, кобальт-золото, никель-висмут и других. Г. Шнейдерхён [16] обращал внимание на поразительное сходство, кото-

рым обладают эти месторождения в различных частях земного шара.

В отличие от вещественного однообразия железистых кварцитов осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, вмещающие уран-многометалльные месторождения, характеризуются большим набором красноцветных, зеленоцветных и черносланцевых осадочных пород (в том числе медистых сланцев, песчаников и различных грубообломочных отложений) в сочетании с вулканитами среднего и кислого состава; в пределах этих толщ широко распространены гранитоиды, а также поздние дайки и силлы основного состава. Фрагменты негранитизированных и слабометаморфизованных металлоносных толщ мощностью до нескольких километров нередко интерпретируются как рифтогенные образования, отражающие период разделения континентов и появления активных континентальных окраин. Сопряжение и даже переслаивание этих толщ с железистыми кварцитами представляется достаточно доказанным, хотя период максимального развития железистых кварцитов, по всей вероятности, предшествовал рифтогенезу. Одновременно и позднее этих металлоносных толщ развивались колчеданно-полиметаллические и медно-цинковые месторождения, что сближает металлогению этих докембрийских провинций с ме-



Рис. 1. Типы докембрийских рудноформационных рядов (с использованием представлений Ч. Мейра [4]). I – сложных полиформационных, II – простого полиформационного.

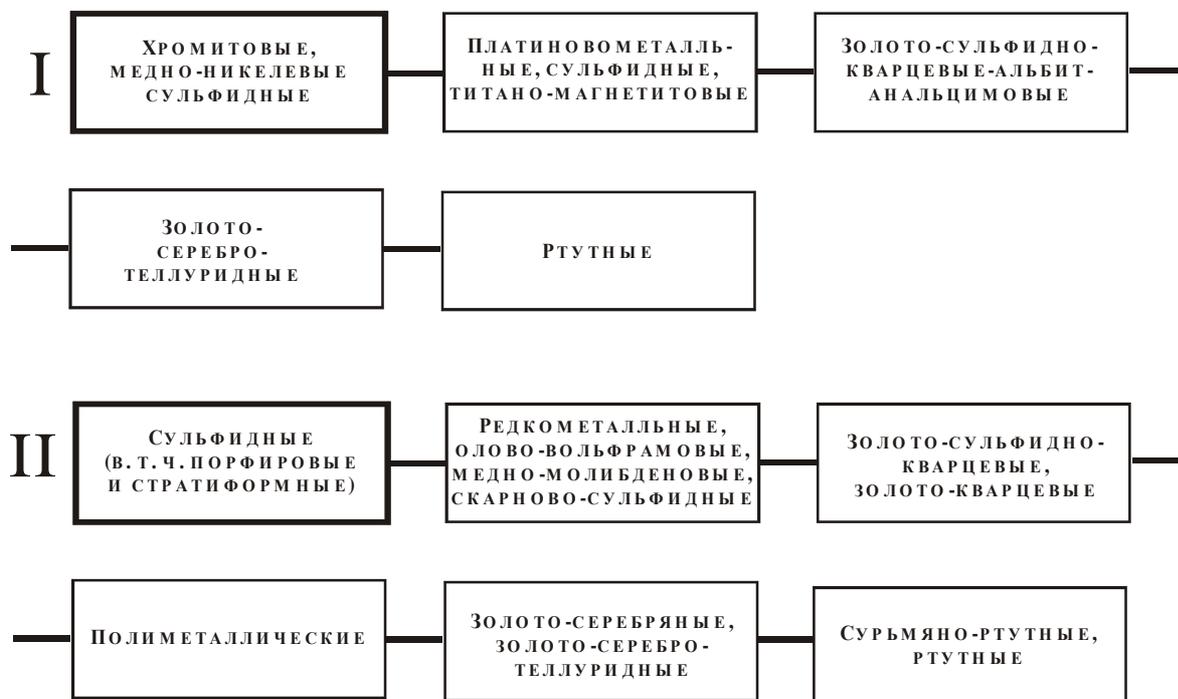


Рис. 2. Типы докембрийских и фанерозойских рудноформационных рядов. I – с мантийными источниками рудного вещества, II – с мантийно-коровыми источниками рудного вещества.

таллогений фанерозойских (включая современные) островодужных террейнов.

Разнообразие докембрийского рифтогенного осадконакопления (от красноцветных до черносланцевых толщ) определило широкий спектр месторождений уран-многометалльной линии: от пятиэлементной рудной формации типа месторождений провинции Большого Медвежьего озера и уран-железо-медно-серебро-золото-редкоземельного типа Олимпик-

Дам до уран-золотоносных конгломератов в вулканогенно-осадочном комплексе Витватерсранд.

Дж.Д. Пайпер [20] полагает, что формирование месторождений этого типа связано с глобальными событиями первоначального рифтообразования, приведшими к распаду протерозойского сверхконтинента. Осадконакопление и породообразование в протерозойских рудоносных рифтовых системах, по

всей вероятности, сочетались с поступлением эндогенного металлоносного флюида.

Хромитовый ряд рудных формаций, как наиболее древний и консервативный на всем протяжении истории Земли, отчетливо связан с мантийными породами и поэтому, в сущности, не зависит от эволюции земной коры. Это подтверждается приуроченностью руд хромитовой формации к ультрабазитовым и базитовым породам и неизменностью этих руд во времени от докембрия до кайнозоя. Однако фанерозойские месторождения распространены не только в расслоенных комплексах, но и в альпинотипных перидотитовых офиолитовых комплексах, где рудные залежи имеют форму диапиров. Хромитовые рудноформационные ряды в целом изучены слабо. Достаточно определено к этому ряду можно отнести платинометалльные проявления, которые нередко находятся на значительном удалении от хромитовых базальных слоев расслоенных интрузивов. Есть основания предполагать, что к рассматриваемому ряду относятся некоторые золото-теллуридные месторождения. В частности, очевидны в ряде районов пространственные связи этих месторождений с хромитоносными основными и ультраосновными породами. Члены хромитовых рудноформационных рядов, если судить по минералого-геохимическому составу рудности базит-ультрабазитовых комплексов, должны быть достаточно разнообразными. Так, на Северо-Востоке России в Корякской зоне к этому ряду мы относим вольфрамо-ртутное Тамватнейское месторождение. О.А. Богатиков и др.[2] отмечают высокое содержание вольфрама в мафических включениях гранодиоритового батолита Де-Ла-Коста. Однако обычно большинство жильных гидротермальных месторождений, ассоциирующих с хромитоносными породами, относятся без особых оснований к генетически чуждым образованиям.

Медно-никелевый сульфидный рудноформационный ряд родственен хромитовому, хотя совместно они встречаются редко, и лишь в знаменитом комплексе Стиллуотер отмечены большие запасы как хромитовых, так и никелевых сульфидных руд. Выделяется две группы этих месторождений: одна – связана с ультраосновным магматическим комплексом, другая – распространена среди основных пород. Соответственно Ч. Мейер [4] выделяет тип Садбери (Канада) и тип Камбалда (Западная Австралия). Среди фанерозойских пород тихоокеанских провинций значительные месторождения последнего, по-видимому, отсутствуют. Ч. Мейер полагает, что внезапное появление многочисленных линзовидных тел хромитовых руд в фанерозое и преобладание в архее месторождений сульфидных руд типа Камбалда отражают определенные эволюционные процессы в мантийных очагах. По составу сопутствующих гидротермаль-

ных месторождений хромитовый и медно-никелевый сульфидный ряды, по всей вероятности, подобны, хотя в последнем сульфидные месторождения должны быть естественно более многочисленны.

Среди колчеданных, сульфидных стратиформных (и не стратиформных), а также порфириновых рудноформационных рядов наиболее изученными являются колчеданные и порфириновые, сравнительно слабо изученными – сульфидные вкрапленных руд, являющиеся самыми распространенными в земной коре. Строение всех этих рудноформационных рядов в общем подобно (с элементами конвергенции) и показано на схеме (рис. 2, II), отражающей элементы их эволюционного развития. В значительной мере подобен и состав жильных рудных формаций, входящих в эти ряды, за исключением определенных различий в столь контрастных рядах как медно-(молибден)-порфириновый и олово-порфириновый.

Хотя вулканогенные колчеданные месторождения докембрия и фанерозоя весьма разнообразны, в качестве наиболее общей модели их формирования следует признать довольно четкие и хорошо аргументированные представления по субмаринному отложению руд Куроко [3]. Ч. Мейер рассматривает три типа колчеданных месторождений: кипрский в офиолитах, характерный лишь для фанерозоя, тип Норанда (Канада) в андезито-риолитовых толщах архея и Куроко в зеленотуфовых провинциях островных дуг. Хотя между архейскими и миоценовыми месторождениями существуют определенные различия, они, тем не менее, обнаруживают поразительные черты геолого-структурного и вещественного сходства. Вместе с тем, колчеданный рудноформационный ряд фанерозойских зеленотуфовых провинций островодужных террейнов Тихоокеанского пояса довольно прост и подобен медно-порфириновому ряду. В него, кроме базовой колчеданной формации, входят полиметаллическая (кварц-сульфидная, типа жильных Куроко), золото-серебряная и сурьмяно-ртутная. К этому же ряду можно отнести в некоторых районах и месторождения самородной серы.

Рудноформационные ряды колчеданных формаций изучены недостаточно прежде всего из-за их полихронности (исключение, пожалуй, составляет приведенный выше ряд Куроко, в котором миоценовые рудные формации наиболее близки по возрасту, а базовые месторождения не претерпели существенных изменений со времени образования). Если колчеданные залежи отлагались в доаккреционные этапы, то основная часть жильных и прожилково-вкрапленных месторождений ряда (полиметаллических, медных, золото-серебряных, золото-сульфидно-кварцевых) развивалась в коллизионные, аккреционные и постаккреционные этапы, а также в периоды тектоно-магматической активизации. Рудные

формации колчеданного ряда нередко совмещены с формациями других рядов, что затрудняет их диагностику.

В более древних, чем позднемезозой-кайнозойские, провинциях рудноформационные ряды по упомянутым выше причинам видоизменены: входящие в их состав близповерхностные месторождения нередко уничтожены вследствие значительного эрозионного среза или, напротив, подвергались захоронению, метаморфизму и регенерации. Стратиформные сульфидные залежи колчеданного типа связаны также с мощными терригенными и терригенно-карбонатными толщами террейнов пассивных и перемещенных континентальных окраин. Рудноформационные ряды, возглавляемые этими стратиформными месторождениями, нередко подобны колчеданным рядам.

Рудноформационные ряды, имеющие в качестве базовых формаций зоны тонкорассеянной сульфидной (а в докембрийских толщах нередко гематитовой) минерализации, весьма распространены в земной коре и разнообразны по своему генезису. Изучены эти зоны крайне фрагментарно и только на участках, где сульфидная вкрапленность образует промышленные скопления руд. В основном зоны тонкорассеянной минерализации в терригенных, карбонатных или вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах по содержанию металлов (благородных, редкоземельных) на порядок или даже совсем незначительно превосходят соответствующие кларки в земной коре. Однако зоны имеют региональное развитие, размеры их определяются десятками и даже сотнями километров по простиранию, до десятков километров мощностью и значительной (более 2 км), а часто неустановленной протяженностью на глубину. Основная масса рассеянных сульфидов в зонах – микроскопических и субмикроскопических размеров. Сульфиды содержат широкий спектр элементов-примесей, нередко в концентрациях, представляющих промышленный интерес. В фанерозойских и позднедокембрийских зонах эти элементы-примеси в пирите, арсенопирите, пирротине чаще всего представлены золотом, серебром, оловом, свинцом, цинком, вольфрамом, ртутью, ванадием, кобальтом, титаном, иттрием, цирконием. В раннедокембрийских зонах спектр элементов еще более разнообразен и порой "смыкается" с набором элементов пятиметалльной формации. Рассматриваемые зоны тонкой сульфидизации – это большеобъемные комплексные и практически неисчерпаемые месторождения будущего. Впрочем, наиболее богатые золотоносные зоны значимы и в настоящее время.

В Тихоокеанском рудном поясе зоны тонкорассеянной сульфидной минерализации размещены главным образом в терригенных (черносланцевых),

карбонатных и осадочно-вулканогенных толщах различного возраста в основании (фундаменте) вулканогенных поясов, перивулканических зон, а также в пределах зеленотуфовых толщ островодужных террейнов. В настоящее время можно выделить следующие зоны тонкорассеянной сульфидной минерализации: углеродистые арсенопирит-пиритовые и пиритовые в терригенных и терригенно-карбонатных толщах (золотоносные типа чукотских или карлинских), углеродистые ильменит-пирротинные и пирротинные в терригенных толщах (оловоносные, вольфрамоносные, золотоносные типа дальневосточных и колымо-чукотских), сульфидно-полиметаллические (сопряженные с колчеданными залежами), сульфидно-медно-полиметаллические и сульфидно-серебро-олово-полиметаллические (допорфировые). Все эти зоны, представляющие базовые формации соответствующих рудноформационных рядов, развиты не только в фанерозойских, но и в докембрийских толщах. Особенности строения и состав перечисленных зон, к сожалению, изучен слабо и нередко с позиций ошибочной методологии околорудных (околожильных) изменений пород. Генезис зон сульфидной минерализации, масштабы развития которых особенно значительны, в основном гипотетичен. Исследования, проведенные нами в перивулканических зонах Восточно-Азиатских вулканогенных поясов, позволяют предположить негидротермальную природу определенных скоплений тонкорассеянной минерализации [14]. Однако эта рассеянная минерализация в период образования рудоносных кварцевых жил обычно активно вовлекается в гидротермальный процесс, являясь важнейшим источником рудного вещества.

В связи с изложенным выше следует отметить, что очень важное положение Г. Шнейдерхёна [15] об огромной роли регенерированных месторождений в земной коре не было должным образом осмыслено. Идея регенерированных месторождений не получила развития из-за казалось бы очевидных фактов высокой сохранности и неизменности древних колчеданных и жильных руд. И действительно, массивные кристаллические образования, нередко хорошо законсервированные (почти по типу газово-жидких включений в кристаллах), являются инертными для флюидной, гидротермальной, рассольной мобилизации. Но мелко- и тонкозернистые сульфиды с субмикроскопическими, порой самородными выделениями различных металлов представляют собой идеальный материал для самой эффективной мобилизации и концентрации элементов в растворах. Количество же рассеянного вещества в охарактеризованных зонах чрезвычайно велико и несопоставимо с его количеством, заключенным в массивных и жильных рудах.

Порфировые рудные формации характерны для фанерозоя и мало распространены в докембрии, особенно в архее и раннем протерозое. Отдельные канадские (район Тимминс) и другие молибден-медные и молибденовые месторождения по ряду признаков близки порфиоровым месторождениям. Однако раннедокембрийские порфиоровые аналоги принадлежат, по всей вероятности, к иным рудноформационным рядам. В частности, некоторые медные и медно-молибденовые месторождения отчетливо связаны с колчеданными или сульфидными (вкрапленных руд) рядами рудных формаций. И в этих случаях они едва ли могут рассматриваться в качестве представителей базовой формации, в особенности если характерные порфиоровые интрузии отсутствуют. В.С. Попов [7] предлагает подобные медно-порфиоровые месторождения относить к промежуточному звену между колчеданными и порфиоровыми формациями, то есть с позиции нашего рудноформационного анализа включать их в колчеданный ряд. Допорфиоровые (доаккреционные) зоны сульфидизации в порфиоровых рудных районах служат, на наш взгляд, указателем причины и механизма происхождения порфиоровых формаций. Колчеданные и сульфидные (вкрапленных руд) рудноформационные ряды в позднем докембрии и особенно в фанерозое по мере развития коллизионных, аккреционных и постааккреционных магматических комплексов оказались первоначально "расщеплены" на допорфиоровые и порфиоровые, а затем порфиоровые ряды приобретали все более высокую формационную независимость.

Олово-порфиоровые месторождения, которые были удачно выделены по аналогии с медно-порфиоровыми, также хорошо подтверждают преимущественное развитие олово-(серебро)-порфиорового ряда в фанерозое. А значительная роль "непорфиоровых руд" на олово-порфиоровых месторождениях позволяет более четко определять содержание и природу этого ряда. Так, сравнительно высокая сереброросность, ураноросность и кобальторосность месторождений ряда делают возможным предположение о их генетической связи с уран-многометалльной (пятиэлементной) группой докембрийских рудных формаций.

Анализ рудноформационных рядов с позиций наших представлений о базовых формациях показывает консервативность последних при эволюционном развитии ряда. На протяжении всей истории образования земной коры в пределах Тихоокеанского рудного пояса (от докембрия до современности) развивались следующие базовые группы формаций: хромитовая, медно-никелевая, железистых кварцитов, сульфидные и гематит-сульфидные вкрапленных руд (нерасчлененная и наиболее слабо изученная группа), колчеданные. Каждая базовая формация со-

провождалась рядом более простых, сателлитных формаций; она возглавляет и в значительной мере определяет состав сателлитных формаций. С позднего докембрия к базовым формациям следует также отнести порфиоровые формации, возглавляющие характерные аккреционные и постааккреционные унаследованные и, вероятно, новообразованные ряды рудных формаций. Эволюция рудноформационных рядов во времени фиксируется, тем не менее, с большим трудом, хотя тенденция четкого обособления рудных формаций от древних эпох к более молодым прослеживается достаточно убедительно. Это не только "появление" базовых порфиоровых формаций и "вырождение" формаций железистых кварцитов, а также сложного уран-многометалльного ряда рудных формаций, но и развитие все возрастающего количества месторождений простейших жильных рудных формаций вплоть до монометалльных. Последнее в значительной мере, по-видимому, связано с многократными процессами реювенации [9] рудомещающих толщ и регенерации рудных образований как в докембрии, так и в фанерозое. Однотипные базовые формации разного возраста заложения существенно не изменяются, различаясь однако в большей мере региональными характеристиками, нежели временными. Вместе с тем, по своим главнейшим чертам базовые формации не только тихоокеанских, но и других геологических провинций Земли подобны. В чем же тогда заключается специфика Тихоокеанского рудного пояса?

Как уже отмечалось в начале статьи, тектономагматическая специфика Тихоокеанского пояса определяется длительное время развивающимся ансамблем разновозрастных островодужных террейнов и окраинно-континентальными вулканогенными поясами. Возникновение окраинно-континентальных вулканогенных поясов относится к позднемезозойскому и кайнозойскому этапам развития Тихоокеанского пояса. Гораздо сложнее проследить историю развития островодужных террейнов тихоокеанского типа. В.Ф. Белый [1] главным их маркирующим признаком считает так называемые андезитовые геосинклинали, или эвлинаны. Он полагает, что принципиальное сходство морфоструктурных комплексов, в которых находятся современные вулканические дуги и реконструированные их аналоги прошлых геологических эпох, однотипный состав слагающих их вулканических накоплений и сопутствующих геологических формаций имеют решающее значение для историко-геологического анализа зоны перехода континент – океан в течение фанерозойского этапа развития Тихоокеанского пояса. На основе этих критериев островодужные террейны тихоокеанского типа прошлых геологических эпох устанавливаются в структурах Канадских Кордильер (ранний

палеозой мезозой), Северо-Востока и Дальнего Востока России (поздний палеозой – поздний мезозой) и Южной Америки (мезозой – ранний кайнозой).

Прослеживая историю формирования островодужных террейнов тихоокеанского типа и окраинно-континентальных вулканогенных поясов и сопоставляя особенности их металлогении, можно наметить некоторые общие тенденции развития структур, магматизма и рудообразования тихоокеанских провинций активной континентальной окраины. Рудные формации островодужных террейнов в общем сходны с формациями окраинно-континентальных вулканогенных поясов, заложение и развитие которых связано со значительным увеличением известково-щелочного вулканизма в пределах тихоокеанских активных окраин. И хотя колчеданный тип оруденения, связанный с зеленотуфовыми толщами, не распространен в пределах вулканогенных поясов и перивулканических зон, наблюдаются интересные аналогии между колчеданными рядами рудных формаций островодужных террейнов и рядами сульфидных (вкрапленных) руд вулканогенных поясов и перивулканических зон. Именно специфика оруденения, распространенного в островодужных террейнах, окраинно-континентальных вулканогенных поясах и перивулканических зонах позволяет говорить о Тихоокеанском рудном поясе как особой глобальной металлогенической структуре, общие представления о которой были введены С.С. Смирновым [13].

Есть основания полагать, что Тихоокеанский рудный пояс развивался уже, по крайней мере, с палеозоя (Канадские Кордильеры, Северо-Восток России) и к концу мезозоя приобрел отчетливую глобальную выразительность в связи с развитием островодужных террейнов Южной Америки. В кайнозое островные дуги получили еще большее распространение. Позднемезозойский этап формирования рудного пояса ознаменовался заложением и развитием постагрегационных окраинно-континентальных вулканогенных поясов, которые с этого времени сосуществовали с островодужными террейнами разного возраста и нередко являлись кроющими структурами по отношению к ним. Время формирования окраинно-континентальных вулканогенных поясов совпало в целом с грандиозными позднемезозойскими и кайнозойскими плитными и террейновыми перемещениями, сопровождавшимися мощным подводным базальтовым вулканизмом в зонах спрединга и в других "горячих точках" Тихого океана. С этого времени обнаруживается нарастание элементов глобальной металлогенической однородности Тихоокеанского рудного пояса. Элементы этой однородности связаны прежде всего с развитием порфировых, сульфидных (вкрапленных руд) и колчеданных (полиметаллических) рядов рудных формаций, а также с

хромитовыми, медно-никелевыми и платинометалльными рядами офиолитовых террейнов, океанических рифтов и островодужных образований. Различные базовые рудные формации сопровождаются однотипными (конвергентными) жильными рудными формациями: золото-серебряными, полиметаллическими, олово-серебро-полиметаллическими, сурьмяными, ртутными (табл.). Именно эти генетически разнородные, но подобные и даже конвергентные образования, формировавшиеся в пределах одних и тех же РТ-условиях (например, эпитермальные месторождения) объединяются нередко в единые металлогенические зоны. При этом исследователей не смущает, что в эти зоны наряду с районами унаследованно развивавшихся богатейших месторождений включаются районы с практически нерудоносными кварцевожильными образованиями.

Истинная зональность оруденения в Тихоокеанском поясе определяется главным образом тем, что колчеданные и медно-порфировые ряды рудных формаций развиты преимущественно в пределах островодужных террейнов и внутренних (по отношению к океану) частях окраинно-континентальных вулканогенных поясов. Эти части вулканогенных поясов обычно унаследованно развиваются на островодужных террейнах. Однако в ряде случаев появляются убедительные сведения о металлогенической унаследованности кайнозойского островодужного оруденения (Au-Ag-Sn-W) от докембрийского фундамента [19]. И в этих случаях наблюдаются очевидные нарушения металлогенической однородности внутренних зон. Внешние части поясов и их перивулканические зоны развиваются на террейнах самого различного типа – от кратонных и пассивных континентальных окраин до древних океанических рифтов. Естественно, что черты металлогенической унаследованности здесь более очевидны и разнообразны. Так, в пределах северо-азиатских террейнов пассивных континентальных окраин и кратонов выделяются рудные районы двух типов: золотоносные с бедной сульфидной минерализацией, золотоносные и уран-серебро-оловоносные с зонами тонковкрапленной пирит-арсенипиритовой минерализацией. В районах первого типа базовые рудные формации представлены крупными и весьма крупными зонами пиритизации (пирротинизации), сформировавшимися в доагрегационный этап в качестве гидротермально-осадочных образований. В районах второго типа базовые рудные формации представлены новообразованными золото-сульфидными и серебро-сульфидными, сопряженными с олово-порфировыми рудными формациями. Разнотипность этих районов объяснима прежде всего с позиций их металлогенически унаследованного развития. Металлогенически однообразные и бедные районы развивались преимущественно на слабо

гранитизированных, первоначально железисто-кварцитовых докембрийских толщах. Металлогенически разнообразные и богатые рудные районы развивались, по-видимому, на гранитизированных рифтогенных толщах докембрия с уран-многометалльной группой рудных формаций [10, 11]. В целом металлогения внешней зоны Тихоокеанского пояса главным образом унаследована от докембрийского основания (с определенными металлогеническими коррективами особенностей областей сноса). И, следовательно, элементы новообразованной металлогенической зональности здесь не имеют генетического содержания, так как источники вещественно-однотипных месторождений различны. Так, постаккреционные месторождения внешних зон континентальных вулканогенных поясов и прилегающих к ним перивулканических областей, наложенных на разнотипные террейны, связаны только близкими временными и физико-химическими условиями рудообразования; источники рудного вещества здесь безусловно различны. Вместе с тем, постаккреционные внешние металлогенические зоны нередко обладают определенными чертами подобия из-за распространенности здесь эпитермальных и вулканогенно-плутоногенных, в том числе порфириновых, месторождений.

На рис. 3 показаны две разновозрастные системы постаккреционных металлогенических зон – Северо-Восточно-Азиатские и Центрально-Аляскинские [18]. Ранние постаккреционные образования наложены на ансамбль разнообразных террейнов, аккреция которых в основном закончилась в послеготеривское – предальбское время. Эта система приурочена к новообразованной позднемеловой континентальной окраине, контролируемой в настоящее время Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и его перивулканическими зонами. В фундаменте террейнов здесь преобладает докембрийская континентальная кора. Более поздняя кайнозойская система постаккреционных зон наложена преимущественно на террейны с океанической корой. Все постаккреционные зоны обладают определенными чертами металлогенической однородности из-за распространенности эпитермальных и вулканогенно-плутоногенных, в том числе порфириновых, месторождений. На рис. 3 показаны только области развития осадочных и гидротермально-осадочных, а также порфириновых и собственно магматических рудных формаций, которые мы относим к базовым формациям [12]. Месторождения этих формаций нередко являются источниками рудного вещества постаккреционных жильных месторождений (табл. 2). В других случаях, в особенности в районах распространения порфириновых месторождений, рудоносные жилы (золото-адуляр-кварцевые, антимонит-кварцевые и другие) отлагались

дифференциатами тех же рудоносных растворов, которые образовали месторождения базовых формаций. Месторождения золото-серебряных формаций развиты практически во всех металлогенических зонах, как это отмечал еще С.С. Смирнов [13, стр. 13]. Но во внешних (по отношению к океану) металлогенических зонах эти месторождения связаны в генетически единые рудноформационные ряды с золото-сульфидной или серебро-сульфидной и даже с олово-порфириновой базовыми формациями; во внутренних зонах золото-серебряные месторождения тесно связаны с медно-порфириновыми, колчеданными и, вероятно, хромитовыми и медно-никелевыми рудноформационными рядами. И хотя все эти золото-серебряные месторождения относятся по существующим систематикам к одному классу эпитермальных месторождений и даже нередко подобны по минеральному составу руд, совершенно очевидно, что их генезис (источник рудного вещества), соотношение золота и серебра в рудах, равно как и другие параметры месторождений, имеют принципиальные различия [10, 11]. Поэтому, несмотря на кажущуюся однотипность жильных рудных формаций постаккреционных металлогенических зон, масштабы их металлогеничности, интенсивность и экстенсивность жильных месторождений определяются базовыми рудными формациями. На рисунке 3 показаны фрагменты границ, разделяющих постаккреционные зоны на внутренние и внешние части (зоны по С.С. Смирнову).

Таким образом, представления С.С. Смирнова о внутренней зоне Тихоокеанского пояса не претерпели существенных изменений и, более того, получили новое обоснование с позиций террейновой тектоники. Что касается его представлений о внешней зоне, то они послужили определенным стимулом развития новых научных направлений о тектоно-магматической активизации, об аккреционных и постаккреционных металлогенических поясах. Вместе с тем, природа металлогенических однородностей внутренней и внешней зон ("серебро-медной" и "олово-вольфрамовой") представляется более сложной и неоднозначной. Зоны эпитермальной рудоносности связаны преимущественно с близкими физико-химическими (вулканогенными) условиями рудообразования и представляются сугубо качественными; многочисленные нарушения однородностей как внешней, так и внутренней зон определяются главным образом металлогенической унаследованностью в результате реювенации докембрийских металлогенических образований. Унаследованность отражается на количественной стороне рудообразования и удовлетворительно объясняет: почему однотипные рудные районы при прочих равных условиях в одних случаях поражают фантастически богатыми месторожде-

ниями, в других – разочаровывают устойчивой бедностью руд в подобных же месторождениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 00-05-65225

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф. Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1985. № 5. С. 23–32.
2. Богатиков О.А., Горбунов А.Г., Коваленко В.И., Кабелло Х. (Чили), Цветков А.А. Вольфрамовая минерализация меднопорфировых и золоторудных месторождений Чили // Докл. АН. 1993. Т. 333, № 5. С. 622–625.
3. Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 129–151.
4. Мейер Ч. Процессы рудообразования в геологической истории // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 1. С. 1371.
5. Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н. Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977. С. 3–25.
6. Плетнев А.Г. Золотоносность железистых кварцитов в Ликмановской синеклизе Криворожского рудного района // Геол. журн. 1972. Т. 32, № 2. С. 139–141.
7. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 204 с.
8. Рожков И.С., Писемский Г.В., Ганжа Л.М. и др. О золотоносности железных руд Кривого рога // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196, № 4. С. 923–926.
9. Рундквист Д.В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35, № 6. С. 467–480.
10. Сидоров А.А. О формационном разнообразии золото-серебряных месторождений // Докл. АН. 1992. Т. 323, № 1. С. 129–132.
11. Сидоров А.А. Эволюционно-исторические аспекты рудообразования // Вестн. РАН. 1992. № 8. С. 91–103.
12. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Базовые рудные формации // Тихоокеан. геология. 1987. № 5. С. 102–108.
13. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 13–28.
14. Томсон И.Н., Сидоров А.А., Полякова О.П., Полохов В.П. О новом типе углерод-ильменит-сульфидной минерализации негидротермального происхождения // Докл. АН СССР, 1984. Т. 279, № 3. С. 727–730.
15. Шнейдерхён Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе // Рудные регенерированные месторождения. М.: Иностран. лит., 1957. С. 11–62.
16. Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. М.: Иностран. лит., 1958. 486 с.
17. Boyle R.W. The Geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element). Ministry of Supply and Services Canada. 1979. P. 584.
18. Metallogenesis of mainland Alaska and Russian Northeast. U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey. Open-file Report 93-339, 1993. P. 222.
19. Milesi J.P., Marcoux E., Nehlig P., Sunarya Y., Sukandr A., Felenc J. Cirtan, West Java, Indonesia: A.1.7Ma Hybrid Epithermal Au-Ag-Sn-W deposit // Economic Geology. 1994. V. 89, N 2. P. 227–245.
20. Piper J.D.A // Royal Astronomical Society Geophysical Journal. 1983. V.74 P. 163–197.

Поступила в редакцию 10 марта 2002 г.

Рекомендована к печати В.Г. Моисеенко

A.A. Sidorov

Ore formations and metallogenic zoning of the Pacific Belt

Zones of epithermal mineralization are connected mainly with the close physical-chemical (volcanogenic) conditions of ore formation and seem to be peculiarly qualitative; numerous breaks of uniformity in both internal and external zones are determined chiefly by metallogenic inheritance as a result of rejuvenation of metal-bearing formations.