

УДК. 553.411.491

А.Ф.КОРОБЕЙНИКОВ

РИФТОГЕНЕЗ, МЕТАСОМАТОЗ И НЕТРАДИЦИОННОЕ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

В складчатых поясах российских и зарубежных территорий нередко выявляются нетрадиционные золото-платиноидные месторождения магматогенно-гидротермального и осадочно-гидротермального типов. Они относятся к золото-платиноидно-скарновой, золото-платиноидно-кварц-березитовой, золото-платиноидно-углеродисто-сульфидно-лиственитовой, золото-платиноидно-сульфидно-аргиллизитовой, медно-сульфидно-золото-платиноидно-порфировой, золото-платиноидной в медистых песчаниках и сланцах группам рудных объектов. Такие комплексные рудные нетрадиционные объекты формировались в структурах орогенеза, незавершенного или завершенного рифтогенеза, тектоно-магматической активизации в областях активного проявления мантийно-корового палеодиапиризма и метасоматизма. Рудоносные геологические формации тяготеют к внутригеосинклинальным поднятиям, зонам глубинных разломов, горсто-грабеновым структурам, к рифтогенным впадинам на участках активного разуплотнения (гидратации) пород под воздействием гидротермального метасоматоза. В рудных полях, месторождениях развита рудно-метасоматическая зональность: внизу колонн кварц-альбит-калишпатовые метасоматиты с Os, Ir, Pt, Mo, W; в средней части – березиты-листвениты с Au, Pt, Pd, Bi, W; вверху – ливениты, аргиллизиты с Te, Pd, Au, Ag, Sb. Отмечается привнос и перераспределение рудного вещества в зонах метасоматоза. Вертикальная протяженность отдельных рудно-метасоматических колонн составляет 1,2-3,8 км.

Введение

В разновозрастных орогенно-рифтогенных структурах земной коры находятся обычные золоторудные и нетрадиционные золото-платиноидные, золото-редкометалльные месторождения разной промышленной значимости. Распространенные в этих структурах черносланцевые формации нередко несут крупные и уникальные золоторудные и комплексные золото-платиноидные рудные объекты. Такие рудоносные углеродистые толщи возникали в условиях островодужных, континентальных окраин, орогенных и рифтогенных впадин. Рудные поля и комплексные месторождения находятся в сводово-глыбовых структурах складчатых поясов и формировались под воздействием орогенеза, рифтогенеза, тектоно-магматической активизации (ТМА). По геологическим особенностям потенциально-промышленные комплексные рудные объекты объединяются в пять групп [12]: I – золото-платиноидно-редкометалльные в офиолитовых, вулканических орогенных поясах; II – золото-платиноидные, золото-редкометалльные в терригенных наложенных синклиналях рифтогенного типа; III – золото-платино-редкометалльные полихронные в зонах ТМА; IV – золото-платиноидно-редкометалльные в медистых песчаниках и сланцах рифтогенных впадин; V – золото-платиноидно-редкометалльные в порфириковых интрузивах. Все они относятся к следующим генетическим группам: осадочно-диагенетической в углеродистых песчаниках, сланцах (мансфельдский тип); вулканогенно-осадочно-гидротермальной в рифтогенных впадинах (красноморский тип); магматогенно-гидротермально-метасоматической в орогенах, палеорифтах, структурах ТМА.

Комплексные благороднометалльные и редкометалльные месторождения оформлялись в различных геодинамических обстановках: орогенных, начально-рифтогенных, незавершено-рифтогенных, завершено-рифтогенных, зонах ТМА. Индикаторами той или иной геодинамической обстановки могут служить характер проявления разломной тектоники, заложения и формирования рифтогенных впадин, горстов, продуктов магматизма и метасоматизма. Формирование таких нетрадиционных комплексных месторождений обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма, магматизма и метасоматизма на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапиров под воздействием глубинных флюидных потоков в зонах глубинных расколов земной коры и мантии. Ряд исследователей образование подобных рудоносных

структур, их зональности, неоднородности внутреннего строения связывают с явлениями одновременного функционирования коровых и мантийных очагов над мантийными диапирами при становлении разновозрастных островодужных, континентальных рифтовых зон, с параллельными проявлениями разнородных геологических процессов, с последовательно протекавшими процессами ТМА [17, 20]. Орогенные и рифтоподобные геодинамические обстановки оказывались благоприятными для формирования флюидонасыщенных металлоносных магм и гидротермальных палеосистем.

Рудогенерирующими являлись интрузии базит-гипербазит-плагиогранитных, диорит-гранодиорит-гранитных, монцонит-сиенит-гранитных интрузивных серий и их дайковых комплексов, в особенности диабаз-монцонит-лампрофирового состава.

Рудоносные формации тяготеют к внутригеосинклинальным поднятиям, зонам глубинных разломов, к рифтогенным впадинам на участках разуплотнения пород под воздействием мантийно-корового метасоматизма. Гидротермально-метасоматические процессы, протекавшие в верхних частях земной коры при распаде глубинной флюидной системы над мантийными палеодиапирами могли обеспечивать разуплотнение исходных пород благодаря явлениям гидратации их с увеличением объемов блоков измененных пород до 16 – 22% [11]. Это способствовало заложению разломов и горсто-грабенных структур компенсационного типа. Краевые участки формировавшихся рифтовых структур представляли собой приразломные компенсационные прогибы, в которых формировались черносланцевые толщи. Внутригеосинклинальные поднятия и рифтогенные компенсационные впадины, прогибы возникали на участках наибольшего подъема мантийного диапира. Основными причинами проявления палеодиапиров являлись периодически повторяющиеся объемные деформации (деформации упругого последствия по Е.Д.Глухманчуку [4]), которые служили энергетическими источниками активности глубинных магм и флюидов.

В компенсационных структурах рудные поля и месторождения формировались под влиянием палеофокальных зон, палеодиапиризма, мантийно-корового магматизма и метасоматизма. Рудно-метасоматические системы такого типа возникали и развивались под воздействием флюидных потоков при процессах растяжения благодаря распаду глубинной флюидной системы над мантийными палеодиапирами. Магматические процессы сопровождались метасоматическими явлениями с образованием крупных рудно-метасоматических колонн протяженностью по вертикали до 3 – 5 км. Длительно существовавшие термофлюидопотоки обеспечивали широкий фронт перераспределения, обмена и выноса компонентов боковых пород по пути продвижения флюидов. Формирование комплексных месторождений золота, платиновых металлов происходило в благоприятных структурах путем синхронного рудообразования с метасоматизмом при распаде флюидных систем благодаря смещению глубинных флюидов с трещинными водами в верхних частях земной коры [10, 11].

Размещение основных рудных полей и месторождений в орогенно-рифтогенных блоках земной коры контролировалось разломами, зонами трещиноватости, милонитизации и метасоматизма на участках проявления батолитов, штоков, дайковых свит диабазового, диорит-лампрофирового, плагиогранитного, гранит-сиенит-порфирового рядов.

На этапе формирования флюидонасыщенных магм и сопровождающих флюидов в пределах верхней мантии происходили процессы внутримантийного метасоматоза с выщелачиванием и выносом золота, платиновых металлов магмами и особенно глубинными флюидами. Вынос металлов из мантийного вещества мог достигать 50 мас.%, а насыщение ими флюидов до $K_n = 21 - 410$ [9, 10]. Можно выделить глубинные области (≥ 60 км), где преобладали процессы экстракции рудных элементов восходящими потоками глубинных флюидов и области «разгрузки» флюидов (15 – 3 км), где расплавы и гидротермы, насыщенные Au и ЭПГ, отлагали их в зонах рудолокализации.

Для рудоносных площадей свойственно распределение метасоматитов пропилитовой, альбитит-калишпатитовой, грейзеновой, березит-лиственитовой, аргиллизитовой формаций и сопряженных с ними золото-платиноидно-редкометалльных руд разного состава. Метасоматиты и комплексные руды в общей рудно-метасоматической колонне размещаются зонально: внизу колонны находятся щелочные метасоматиты или пропилиты с вкрапленной золото-платиноидной продуктивной минерализацией; в средней части – березиты-листвениты с основной вкрапленно-прожил-

ковой, штокверковой золото-платиноидной минерализацией; в верхней части – листвениты-аргиллизиты с жильно-штокверковой золото-платиноидно-редкометалльной или золотой минерализацией. Промышленно важные концентрации Au, Ag, Pt, Pd, Rh, Os (1 – 18 г/т) установлены в прожилково-вкрапленных, вкрапленных золото-сульфидных, в жильно-штокверковых кварц-золото-сульфидных, золото-кварцевых рудах.

Для структур начального рифтогенного развития свойственны сводовые поднятия, глубинные расколы в земной коре и мантии с незначительным проявлением базит-гипербазитового магматизма в форме штоков и даек гипербазит-базитового, диабаз-долерит-диорит-лампрофирового составов, умеренных метасоматических процессов и комплексного золото-платиноидного вкрапленного оруденения. Примерами могут служить месторождения Сухого Лога в черносланцевых толщах протерозоя Бодайбинского синклинория. Рудовмещающие углеродистые толщи формировались в окраинно-континентальном перикратонном морском бассейне, возникшем в результате заложения внутриконтинентальной рифтовой системы [5, 14].

Для структур полного рифтогенного развития характерны горстовые антиклинорные структуры и впадины с рудоносными терригенными толщами углеродистого типа, метаморфизованными в условиях цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций. Магматизм габбро-плагиогранитного состава. Развита продукция площадного щелочного и локального кислотного метасоматоза с продуктивной золото-платиноидно-сульфидно-теллуридной минерализацией. Типичными примерами могут служить Нежданинское месторождение, расположенное в горстообразном блоке в своде асимметрично-коробчатой антиклинали пермо-триасового возраста в Якутии, а также Бакырчикское, Боко-Васильевское, Баладжальское, Костобе-Эспинское, Миялинское месторождения Западной Калбы, образованные в горсто-грабеновых рифтогенных структурах карбона-перми.

Для структур завершенного рифтогенного развития типичны сводово-глыбовые поднятия, рифтовые горсты, впадины, проявления мантийно-корового магматизма и интенсивного метасоматизма. В компенсационных впадинах формировались черносланцевые толщи при высоких скоростях прогибания (0,183 – 0,525 мм/год) в условиях малых и умеренных водных бассейнов. Интрузивные образования обычно представлены штоками и дайками диорит-лампрофирового, плагиогранит-порфирового, сиенит-монцонитового составов [11]. Примером может служить месторождение Зун-Холбинское в Восточном Саяне, расположенное в рифтогенной структуре на контакте с Гарганской архейской глыбой. Оно приурочено к Самарта-Холбинской межкупольной синклинальной зоне на пересечении ее зоной глубинных разломов. К другим объектам относятся Балахчинское, Октябрьское, Ольховско-Чибихевское, Коммунарское, Саралинское, Васильевское месторождения Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Енисейского кряжа.

Для структур тектоно-магматической активизации свойственны структуры наложения (полихронные) складчатых регионов с активным проявлением многократного гипербазит-базитового и гранитоидного магматизма в форме батолитов, штоков и даек диабазового, диорит-лампрофирового, сиенит-монцонит-гранитного составов. Характерно проявление двухэтапного метасоматизма: скарнирования-калишпатизации-альбитизации-березитизации-лиственитизации (I этап) и пропилизации-аргиллизации-джаспероидизации (II этап). Комплексные золото-платиноидные руды также формировались в два этапа: ранние золото-платиновые в березитах-лиственитах и поздние золото-платиноидно-редкометалльные в аргиллизитах-джаспероидах.

Особенности распределения платиновых металлов в рудах разного типа

Определение платиновых металлов в пробах выполнялось инверсионно-вольтамперометрическим анализом по разработанной Н.А. Колпаковой методике [7]. Результаты геохимических исследований руд показали следующее.

В золото-сульфидных рудах скарновых месторождений Ольховско-Чибихевского рудного поля Восточного Саяна, Тарданского в Туве, Синюхинского в Горном Алтае обнаружили промышленно интересные концентрации элементов платиновой группы: 1,2 – 23,5 г/т Pt и 0,1 – 24,5 Pd. При этом максимальные содержания платины свойственны пирит-арсенопиритовым ассоциациям руд, а палладия – борнит-халькозиновым.

Вкрапленные, вкрапленно-прожилковые золото-сульфидные, кварц-золото-сульфидно-теллуридные руды в черносланцевых толщах Нежданинского, Сухоложского, Бакырчикского, Зун-Холбинского, Боко-Васильевского рудных полей содержат 1,3 – 36,6 г/т Pt и 0,01 – 0,2 г/т Pd. При этом вкрапленные золото-сульфидно-теллуридные ассоциации в лиственитизированных сланцах Сухого Лога в среднем несут 1,3 – 4,8 г/т Pt и лишь в гравеоконcentратах этих руд содержания Pt достигают значений 25 г/т. Платиновые металлы сконцентрированы в основном в зонах ранее оконтуренной промышленной золотой минерализации [14].

Кварцево-золото-сульфидно-теллуридные, золото-кварцевые жильно-штокверковые руды Зун-Холбинского, Октябрьского, Балахчинского, Коммунарковского, Саралинского, Центрального, Васильевского, Ирокиндинского рудных полей Сибири содержат 3,4 – 25 г/т Pt и 0,05 – 10,3 г/т Pd. Из них малосульфидные и убогосульфидные золото-кварцевые жилы характеризуются пониженными концентрациями Pt от 1 до 1,4 г/т и Pd от 0,01 до 0,1 г/т. Околожильные березиты-листвени-ты этих рудных полей также несут пониженные количества Pt 0,08 – 2,5 г/т и Pd 0,04 – 0,16 г/т.

Вкрапленно-прожилковые полихронные золото-сульфидные руды Олимпиадинского месторождения Енисейского края и Воронцовского на Урале отличаются умеренным и повышенными концентрациями платины (2,8 – 3,6 и 8,4 г/т) и пониженными палладия (0,03 – 0,2 г/т).

В целом в золоторудных полях орогенно-рифтогенных структур устанавливаются промышленно интересные концентрации Pt и Pd на участках гидротермального метасоматоза и сульфидизации пород. При этом устойчиво повышенные концентрации Pt свойственны Нежданинскому, Ольховско-Чибижекскому, Васильевскому, Коммунарковскому рудным полям. Выявлена общая тенденция последовательного накопления Pt в продуктах контактового метасоматоза, щелочного и кислотного окolorудного выщелачивания, окварцевания и заключительной сульфидизации с коэффициентами накопления K_n^{Pt} от 1 до 11,5 для ранних и щелочных метасоматитов до 100 – 9150 для сульфидизированных березитов-листвени-тов-аргиллизитов и золото-сульфидных руд. Тем самым устанавливается ступенчато-последовательное накопление золота и платиновых металлов в рудолокализирующих структурах.

Кратко рассмотрим отдельные примеры платиноносных золоторудных месторождений Сибири и зарубежья.

Золото-платиноидно-сульфидно-скарновая группа месторождений

Отльховско-Чибижекское рудное поле располагается в орогенно-рифтогенной структуре нижнего-среднего палеозоя на окраине салаирид Беллыкско-Базыбайского сводового поднятия Батеневско-Беллыкского антиклинория Восточного Саяна [19]. Золоторудное поле занимает западную часть Артемовской мегантиклинали, ее южное сочленение с Кизирской синклиналью кембрия, а на западе граничит с краевой зоной Минусинского межгорного прогиба девона. Артемовская мегантиклиналь соответствует внутригеосинклинальному устойчивому поднятию [13, 19]. К центральной части этой структуры приурочен Шиндинский гранитоидный pluton (E_3-O). Основной рудоконтролирующей структурой является Ольховский разлом, проходящий вдоль северного контакта Шиндинского габбро-плагиогранитного интрузива. В приконтактной зоне этого plutона развиты контактово-метасоматические золото-платиноидно-сульфидно-теллуридные залежи и кварц-золото-платиноидно-сульфидные жилы и штокверки: Ольховское, Чибижекское, Медвежье, Дистлеровское, Лысогорское месторождения.

Контактово-метасоматические руды сложены пирротинном, пиритом, халькопиритом, борнитом, блеклой рудой (10 – 70 об.%) с примесями висмутина, тетрадимита, сильванита, креннерита, калаверита, гессита, алтаита, бенжаминита, виттихенита, молибденита, петцита, арсенопирита, золота, серебра, висмута с реликтами форстерита, фассаита, шпинели, гумита, монтичеллита, пироксенов гранатов, везувиана, флогопита, скаполита, волластонита, хлорита, эпидота. Кварц-сульфидные жильно-штокверковые руды в березитах представлены кварцем, карбонатами (70 – 90 об.%), пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, блеклой рудой, сфалеритом, галенитом (10%), реже буланжеритом, аргентитом, антимонитом, киноварью, золотом [13].

Размещение разных типов руд относительно интрузива зональное: в эндоконтакте залегают жильно-штокерковые кварц-золото-платиноидно-сульфидные в березитах ($360 - 240^{\circ}\text{C}$); в контактах с мраморами – скарново-золото-медносульфидные залежи ($320 - 180^{\circ}\text{C}$); в экзоконтакте – карбонатно-золото-гематитовые комплексы ($280 - 120^{\circ}\text{C}$) [13].

Для всех типов золотых руд установлены промышленно интересные концентрации Pt и менее Pd: 1,2 – 87 г/т Pt и 0,01 – 9,4 г/т Pd. Максимальное значение среднего содержания Pt выявлены в жильных кварц-золото-сульфидных и кварц-пирит-пирротиновых рудных телах: 55 и 17 г/т. Минимальные содержания этого металла определены в окварцованных мраморах и гематит-пирит-пирротиновых ассоциациях: 1,6 – 0,2 г/т Pt. Пириты сульфидных залежей и кварцевых жил несут 30,2 и 1,9 г/т Pt, 0,01 – 5,4 г/т Pd. Борнит, халькопирит, галенит, сфалерит этих руд содержат 18,7 – 0,01 г/т Pt и 0,03 – 0,01 г/т Pd.

Золото-платиноидно-кварц-сульфидно-березито-лиственитовая группа месторождений

Нежданинское рудное поле находится в Якутии и приурочено к своду асимметрично-коробчатой антиклинали, сложенной терригенными породами пермско-триасового возраста, прорванной интрузией габбро-плагиогранитного состава [18]. Рудовмещающие черносланцевые толщи формировались в условиях рифтогенеза. В структуре горста развита серия поперечных и диагональных разрывов (по отношению к осям складок). На восточном фланге блока проходит Главный разлом, а на западном – Пограничный разлом, которые являются отражением глубинного разлома основания складчатых структур для верхнего терригенного комплекса (Р-Т). В Западной зоне блока проявлены пологие коробчатые складки, осложненные продольными разрывами и дайками диоритовых порфириров, лампрофиров. Восточная зона отличается более сложной линейной складчатостью, разрывами разной ориентировки и штоков гранитоидов, даек гранит-порфиров, аплитов, пегматитов. Рудовмещающие породы черносланцевых толщ подвержены метаморфизму пренит-пумпеллиитовой фации. Руды золота и платиноидов представлены кварц-золото-платино-сульфидными жилами и вкрапленными зонами в березитах. Сульфиды в рудах составляют до 5 об.% и сложены пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, тетраэдритом, теннантитом, буланжеритом, джемсонитом, фальхманитом, реже бурнонитом, халькопиритом, пирротином, фрейбергитом, арсеносульванитом, зандбергитом, германитом, геокронитом, плагионитом, зелигманитом, штрмейритом, фаматинитом, пираргиритом, золотом. Продуктивная минерализация формировалась после внедрения даек диоритовых порфириров, спессартитов, керсантитов.

Жильные кварц-золото-сульфидные руды содержат до 1 – 58 г/т Pt при среднем значении 27,2 г/т из 10 штучных проб. Содержания Pd обычно составляют 0,004 – 0,03 г/т. Прожилково-вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды в березитизированных углеродистых алевролитах характеризуются умеренными концентрациями Pt в пределах 1,1 – 9,1 г/т. Сульфидизированные углеродистые песчаники несут 0,35 г/т Pt, а диориты – 3,4 г/т Pt. Содержания платины в пиритах кварцевых жил колеблются от 1,4 до 6 г/т, а в арсенопиритах – от 2,4 до 52,8 г/т. Концентрации палладия в этих сульфидах не превышают 5 – 14 мг/т и 6 – 33 мг/т соответственно. Гравиоконцентраты золото-сульфидно-кварцевых руд с преобладанием арсенопирита в сульфидной фракции (1,5:1) содержат 3,8 – 52 г/т Pt и 0,016 – 0,043 г/т Pd. Гравиконцентраты с преобладанием пирита в сульфидной фракции (2:1) несут 5,4 – 20,9 Pt и 0,02 – 0,055 Pd.

Платиноносность данного месторождения связана с проявлением диапиризма и сопровождающих флюидных потоков в условиях зародившейся рифтовой структуры в верхнем палеозое-мезозое. Этот глубинный диапиризм обусловил становление гранитоидов повышенной основности и даек диорит-лампрофиров, с которыми парагенетически связано золото-платиновое оруденение.

Васильевское кварц-золото-сульфидное рудное поле находится в антиклинорной структуре центральной части Енисейского кряжа, в зоне брахиформной складчатости и рифтогенеза, между куполовидным поднятием и зоной горсто-грабен [2]. Рудное поле включает Васильевское кварц-золото-сульфидное месторождение на юге площади и Удереysкое золото-сурьмяное месторождение на севере. Рудовмещающие рифейские песчаники, алевролиты, сланцы с горизонтами углеро-

дистых пород образовали зону брахиформных складок, разбитых разрывами на блоки – грабен-синклинали, горст-антиклинали. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Золотоносные кварцевые жилы Васильевского месторождения приурочены к юго-западному центриклинальному замыканию брахиформной синклинали, к структуре второго порядка по отношению к куполовидному поднятию. Центриклинальная зона складки осложнена более мелкой складчатостью с размахом крыльев складок 10 – 300 м. Складчатые структуры разбиты на мелкие блоки северо-восточными, субмеридиональными и продольными разрывами с сопровождающими зонами трещиноватости пород.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами с убогим и бедным (5 – 7%) содержанием сульфидов и прожилково-вкрапленными золото-сульфидными зонами. Рудные тела сложены кварцем (90 – 95 об.%), пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, блеклой рудой, реже пирротинном, халькопиритом, висмутином, антимонитом, пираргиритом, золотом, серебром. В контактах жил развиты березиты. Отдельные зоны березитов несут прожилково-вкрапленную золото-сульфидную минерализацию промышленного типа.

Продуктивные на золото кварц-сульфидные жилы содержат платину и палладий в количествах от 0,01 до 55 г/т и 0,24 г/т Pd. При этом кварц-пиритовый агрегат (до 50% пирита) несет в среднем 13,6 г/т Pt и 0,36 г/т Pd; кварц-галенит-сфалеритовый агрегат – 17,7 г/т Pt и 0,24 г/т Pd; кварц-блеклорудный агрегат 7,4 г/т Pt и 0,13 г/т Pd. Жильный кварц со следовыми вкраплениями сульфидов содержит 0,4 – 4,4 г/т Pt и 0,01 – 0,4 г/т Pd. Околожилные березиты с убогой вкрапленностью сульфидов несут убогое количество платиновых металлов: 0,93 г/т Pt и 0,12 г/т Pd.

Коммунаровское золоторудное поле располагается на восточном склоне Кузнецкого Алатау среди сложнодислоцированных эффузивно-осадочных толщ верхнего протерозоя и кембрия, на стыке с Чебаковской депрессией Минусинской рифтогенной впадины девона. Рудное поле размещено на восточном крыле Коммунаровской антиклинали, разбитой разломами на мелкие блоки и прорванной Солгонской диорит-гранодиоритовой интрузией, дайками габбро-диоритов, диабазов, диоритовых порфиритов, диорит-лампрофиров, сиенито-диоритов, монзонитов, гранит-аплитов, пегматитов (C₃-O) и субщелочных диабазовых порфиритов, оливинных габбро-порфиритов (D) [8]. Рудовмещающие породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

В регионе проявлено золото-скарновое (Калиостровское месторождение), кварц-золото-сульфидное (Январская жила), золото-кварцевое жильно-штокверковое оруденение (Богомдарованная жила, Подлунный штокверк и др.). Почти все месторождения размещены в приконтактной зоне Солгонского гранодиоритового массива и пространственно приурочены к скарново-магнетитовым линзам и телам амфиболизированных габбро-диабазов рифейского возраста. Однако парагенетически золотое оруденение связано со становлением дайковой серии диорит-лампрофирового ряда [8, 9].

В различных типах руд обнаружено промышленно важное содержание платиновых металлов. Например, метасоматический магнетит Калиостровского месторождения несет 0,85 г/т Pt и 0,06 г/т Pd, а в пирите этого объекта содержится 1,9 г/т Pt и 0,35 г/т Pd. В пиритах кварцевых жил и штокверков установлено 56 г/т Pt и 0,3 г/т Pd. Жильный кварц жилы Штурмовой содержит от 0,6 до 18 г/т Pt и 0,1 г/т Pd. Кварцевый штокверк несет всего 0,02 – 5,6 г/т Pt и до 0,1 г/т Pd. Арсенопирит Январской золото-сульфидно-теллуридной кварцевой жилы содержит 1,7 – 25 г/т Pt и 0,006 – 0,025 г/т Pd. В отличие от пирит-арсенопиритового агрегата, сфалерит, галенит, блеклая руда, халькопирит из кварцевых жил и штокверков характеризуются самыми низкими содержаниями платины 0,01 г/т и умеренными палладия – 0,1 – 1,7 г/т.

Золото-платиноидно-сульфидно-березит-аргиллизитовая группа месторождений

Олимпиадинское полихронное месторождение располагается в центральной части Енисейского кряжа среди интенсивно дислоцированных рифейских кристаллических сланцев, прорванных палеозойскими гранитоидами [1, 3]. Оно приурочено к рифтоподобной структуре рифейской миогеосинклинали зоны, занимает куполовидную структуру, осложняющую крупное сводовое поднятие и ограничено Тырындиным и Татарским северо-западными разломами. Рудовмещаю-

щие карбонатно-терригенные углеродистые толщи метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации и интенсивно лиственизированы, локально аргиллизированы. Распространены золото-вольфрам-сурьмяные, золото-вольфрамовые, золото-сурьмяные рудные тела вкрапленно-прожилкового типа. Рудные тела контролируются складчато-разрывными структурами северо-восточного простирания по отношению к общему северо-западному направлению региональной складчатости. Руды тяготеют к замкам складок. Здесь породы скарнированы, грейзенизированы, березитизированы и аргиллизированы. Руды сложены кварцем (30 – 35 об.%), карбонатами (30 – 40%), биотитом, мусковитом, хлоритом, цоизитом, каолинитом, гидрослюдами (13 – 18%) с вкрапленностью и прожилками (5 – 9%) пирита, пирротина, арсенопирита, антимонита, бертьерита, халькопирита, сфалерита, шеелита, реже гудмундита, тетраэдрита, пентландита, висмутита, ауристита, виоларита, бурнонита, брейтгауптита, кубанита, молибденита, джемсонита, золота [3].

Промышленно важные концентрации платиновых металлов установлены в сульфидоносных березитах, аргиллизитах, углеродистых сланцах: 0,2 – 18 г/т Pt и 0,18 г/т Pd. В отдельных сечениях рудных тел мощностью в десятки метров средние содержания платины достигают значений 2,5 – 3,6 г/т из 61 керновой пробы, при колебаниях частных проб от 1 до 35 г/т. Рудовмещающие углеродистые сланцы, не содержащие сульфидов, несут фоновые содержания платины и палладия: 0,003 – 0,008 г/т Pt и 0,004 – 0,029 г/т Pd, при средних значениях из 120 проб 0,005 г/т Pt и 0,013 г/т Pd. Березитизированные бессульфидные сланцы имеют более значимые содержания ЭПГ: 0,0068 г/т Pt, 0,018 г/т Pd. В коре выветривания, развитой по сульфидоносным сланцам, на отдельных участках зафиксировано содержание платины от 1 до 11 г/т, при средних содержаниях из 36 керновых проб 1,4 и 2,04 г/т. В отдельных пробах содержание Pt иногда достигает значений 15 – 23 г/т. Отмечается пространственное совмещение промышленных контуров руд Au и ЭПГ. Лишь на флангах контуры ЭПГ выходят за пределы золоторудных тел.

Медно-золото-платиноидно-сульфидно-порфировая группа месторождений

Платиноносное золото-сульфидное месторождение Рябинового щелочного массива [6, 15]

Месторождение находится в Центрально-Алданском районе Якутии, в Рябиновом многофазном щелочном массиве мезозойского интрузивного комплекса. Интрузив прорывает гнейсы, гранито-гнейсы архея, фенитизированные в контактовой зоне. Магматические породы массива относятся к фонолит-щелочносиенитовой, шошонит-щелочнопикритовой и трахит-сиенитовой группам. Широко распространены продукты щелочного автометасоматоза: фениты, магнезиальные скарны, микроклиниты и серицитолиты. С ними связана в основном золото-сульфидная минерализация. Основные рудные залежи участка Мусковитового приурочены к телу мусковитовых апо-сиенитовых метасоматитов. Микроклиновые, кварц-микроклиновые метасоматиты соседствуют с дайками щелочных минетт и пикритоидов [15].

В пределах Рябинового щелочного массива выделено несколько участков с молибденовым, медным и золотым оруденением. Рудная минерализация характеризуется повышенными содержаниями Ag, Pb, Zn, Bi, Te, Pd, Pt. В золото-сульфидных рудах обнаружены повышенные концентрации Pt до 0,68 г/т и Pd – 0,06 – 0,13 г/т. Главными минералами золото-полисульфидной ассоциации являются пирит, халькопирит, борнит. Второстепенные минералы представлены галенитом, дигенитом, сфалеритом, тетраэдритом, эрлихманитом, электрум, золотом, серебром, карролитом. Из минералов платиновой группы установлены дисульфид осмия (эрлихманит) и дителлурид платины (мончеит). Эрлихманит в виде кристаллов ромбовидной формы располагается в борните. Размер выделения – 0,04 мм. Мончеит образует мельчайшие округлые выделения в борните или образует прерывистую кайму вокруг зерна эрлихманита. Наиболее высокие содержания Pt и Pd выявлены в борнитовых рудах – 80 – 350 и 70 – 150 мг/т соответственно. В сульфидном концентрате, обогащенном борнитом, содержание платины составляет 0,9 г/т.

Золото установлено в позднем пирите, борните, в лимонитовых псевдоморфозах по пириту, в жильных минералах. Размеры золотин составляют 0,01 – 1 мм, форма их каплевидная, амёбовид-

ная, комковидная и кристаллическая. Пробы золота от 910 до 935‰. В монофракциях пирита содержание Au составляют 10 – 150 г/т; в борните – 80 г/т. Обнаружено серебристое золото пробы 630 – 750‰ с примесью Hg 10 – 26%.

Однако в отличие от типичных порфировых месторождений в Рябиновом массиве отсутствует характерная метасоматическая зональность с проявлением пропилитов, аргиллизитов, калишпатитов, кварцевого ядра. Поэтому данный рудный объект следует относить к золото-редкометалльной группе, сформированной в полевошпатовых метасоматитах.

Золото-платиноидно-сульфидные в медистых песчаниках и сланцах

Месторождение Любина располагается в углеродистых сланцах медистых отложений Польского цехштейна пермского возраста в Нижней Силезии [21]. Рудоносные медистые песчаники цехштейна располагаются среди красноцветных песчаников мощностью 300 м в нижней части толщи, сложенной белыми песчаниками. Выделяется горизонт в четыре метра, состоящий из тонкого переслаивания черных медистых, фосфоритоносных доломитовых сланцев, органогенных известняков. Черные сланцы делятся на доломитовые вверху и битуминозные внизу разреза. Горизонт медистых сланцев мощностью 20 см обогащен органикой и Cu, Mo, Ni, Ag, Au, Pt, Pd. Содержания благородных металлов составляют: Au: 3 – 5, Ag: 5 – 700, Pt: 20 – 340, Pd: 30 – 1000 г/т. Фосфорсодержащие сланцы содержат до 10 – 50 г/т Au, Pt, Pd. Органогенные известняки, обогащенные керогеном, несут Au до 100 г/т, 700 Pt, 400 Pd, 1000 Se. В нижней части прослоя этих известняков концентрации золота составляют 110 г/т, платины – 30, палладия – 6. В пересчете на всю мощность четырехметрового горизонта пород содержание платины и палладия составляет 2 г/т.

В нижней части горизонта черных сланцев проявлены тухолитовые сланцы, обогащенные благородными металлами. Они образуют тонкие (до 10 см) прослои. Эти тухолитовые сланцы содержат (г/т): Au до 3000, Pt от 10 до 370, Pd от 10 до 120, Bi от 100 до 2000, Ag от 10 до 5780, Mo от 260 – 4800, Hg от 200 до 1500, V от 10 до 5200, Co от 60 до 17500, Ni от 40 до 4000. Золото фиксируется в самородном состоянии в органических сульфидах, в тиоауритах, тиолах. Парагенезис минералов благородных металлов в сланцах представлен дигенитом, ковеллином, халькозином, электрумом, Pd_3As_5 , $Pd(AsP)_2$, медно-молибденовыми, медно-висмутовыми сульфидами и фосфатом кальция [21]. Pt и Pd находятся также в форме органометаллических соединений, а Au и Pd, кроме того, в самородном состоянии и в виде примеси в разных минералах. Тяжелые платиноиды обнаруживаются только в связи с органикой и отсутствуют там, где распространен халькозин. Х.Куха полагает, что ураганная концентрация благородных металлов в цехштейновых отложениях возникла при самоокислении органического вещества под воздействием гамма-радиации и коагулирующих свойств фосфатов и боратов на границе смены сред окислительной на восстановительную. Это оруденение обнаружено бурением на глубине 800 м.

Район находится в краевой части Западно-Европейской эпигерцинской платформы, нижний структурный ярус которой сложен складчатыми раннепалеозойскими образованиями. В основании платформенного чехла расположены грубозернистые терригенные отложения нижней перми и трансгрессивные верхнепермские осадки цехштейнового бассейна рифтогенного типа.

Выводы

1. Комплексные золото-платиноидно-редкометалльные месторождения размещаются в орогенно-рифтогенных структурах разного возраста на площадях активного проявления палеодиапиризма и мантийно-корового метасоматизма.

2. Разломная тектоника, базит-гипербазит-плагиогранитный, диорит-гранодиорит-гранитный, щелочно-гранитный магматизм, сопровождающий метасоматизм, контролирующее оруденение, активно проявлялись в орогенной и особенно в рифтогенной геодинамической обстановках. Глубинные разломы рифтогенного типа, проникая в верхнюю мантию, дренируют ее и способствуют проникновению глубинного вещества в верхние слои земной коры. Различные типы магматитов, метасоматитов и руд формировались в начальный, незавершенный и заверченный этапы рифтоге-

неза. В этом направлении намечается эволюция магматизма от основного-ультраосновного через андезитовый к щелочно-кремнекислому.

3. Рудоносные геологические формации тяготеют к внутригеосинклинальным поднятиям, горсто-грабеновым структурам, к рифтогенным впадинам, прогибам, зонам глубинных разломов на участках активного гидротермального разуплотнения рудовмещающих пород.

4. В рудно-метасоматических колоннах проявилась следующая зональность метасоматитов и руд: внизу щелочные метасоматиты с вкрапленной золото-платиноидно-вольфрамовой минерализацией; в средней части – березиты-листвениты с штокверковой золото-платино-молибден-висмут-теллуридной минерализацией; сверху – кварцево-жильные с золото-сульфидно-платино-палладиевой ассоциацией.

5. Платиновые металлы в золоторудных месторождениях выявляются в ранних скарновых (1 – 7,2 г/т Pt), в альбитит-калишпатитовых метасоматитах (0,1 – 1,3 г/т Pt), в поздних березитах-лиственитах, аргиллизитах (1 – 9,3 г/т Pt) и особенно в мышьяково-сульфидно-теллуридных ассоциациях. Для них устанавливается ступенчато-последовательная природа накопления платиновых металлов в зонах рудолокализации в периоды седиментогенеза, метаморфизма, метасоматизма и рудоотложения: $K_n^{ЭПГ}$ изменяется от 0,5 до 410 и 9150 [11].

6. Исследования показали, что платиновые металлы находятся в рудах в форме самородных металлов, их сплавов, теллуридов, мышьяково-сернистых соединений, селенидов. Размер таких минералов ЭПГ обычно составляет 0,01 – 0,1 и 0,1 – 6 мкм. Такие ультратонкие выделения платиновых металлов, называемые кластерами, существенно затрудняют их диагностику и последующее извлечение из комплексных руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранова Н.Н., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф. и др. // Геохимия. - 1997. - №3. С.282-293.
2. Бетхер М.Я., Ананьев А.А., Чечулин Р.И. // Геологические и геохимические критерии золотого оруденения. - Новосибирск: Наука, 1990. - С.108-14.
3. Генкин А.Д., Лопатин Б.А., Савельев Р.А. и др. // Геология рудных месторождений. - 1994. - Т.36. - № 2. - С.111-136.
4. Глухманчук Е.Д. // Геология и геофизика. - 1992. - №6. - С.32-36.
5. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. // Геология рудных месторожд. - 1996. - Т.38. - №6. - С.467-486.
6. Коваленкер В.А., Мызников И.К., Кочетков А.Я., Наумов В.Б. // Геология рудных месторождений. - 1996. - Т.38. - №4. - С.345-356.
7. Колпакова Н.А., Шифрис Б.С., Швеи Л.А., Кропоткина С.В. // Журнал аналит. химии. - 1991. - Т.46. - № 10. - С.1910-1913.
8. Коробейников А.Ф. // Геология золоторудных месторождений Сибири. - Новосибирск: Наука, 1970. - С.65-75.
9. Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - 177 с.
10. Коробейников А.Ф. // ДАН СССР. - 1988. - Т.299. - № 1. - С.1233-1237.
11. Коробейников А.Ф. Закономерности образования, размещения и прогнозная оценка нетрадиционных комплексных золото-платиноидных месторождений. - Томск: ТПУ, 1995. - 87 с.
12. Коробейников А.Ф. // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1998. - № 2. - С.82-89.
13. Коробейников А.Ф., Ерофеев Л.Я., Номоконова Г.Г. // Геология рудных месторождений. - 1987. - Т.29. - № 2. - С.58-79.
14. Коробейников А.Ф., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Колпакова Н.А. // Геология и геофизика. - 1998. - Т.39. - №4. - С.432-444.
15. Кочетков А.Я. // Отечественная геология. - 1993. - № 7. - С.50-57.
16. Ли Л.В., Круглов Г.П., Шохина О.И., Вербицкий Б.П. // Геология рудных месторождений. - 1984. - № 1. - С.83-88.
17. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез в подвижных поясах). - М.: Недра, 1987. - 297 с.
18. Силичев М.К. // Геология рудных месторождений. - 1970. - Т.12. - № 2. - С.96-102.
19. Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Недра, 1973. - 114 с.
20. Щеглов А.Д. // Геология рудн. месторождений. - 1997. - Т.39. - № 2. - С.115-126.
21. Kucha H. // Econ. Geol. - 1992. - V.77. - №6. - P.1578-1591.