

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
ПРИКОЛЫМСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) И ЕЕ СВЯЗЬ СО  
СТРУКТУРОЙ И СОСТАВОМ ВМЕЩАЮЩИХ КОМПЛЕКСОВ**

*А.Н. Глухов, А.А. Бирюков*

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,  
ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000; e-mail: [gluhov76@list.ru](mailto:gluhov76@list.ru)*

Поступила в редакцию 22 марта 2021 г.

В работе на примере Приколымского террейна пассивной континентальной окраины (Северо-Восток Азии) рассмотрен вопрос зависимости вещественного состава гидротермального оруденения от структуры и состава вмещающих структурно-вещественных комплексов. Показано, что длительная история геологического развития террейна отразилась в геохимической специализации и закономерностях размещения золото-редкометалльной и медно-порфировой минерализации. Рудовмещающие протерозойские комплексы Приколымья повлияли на геохимическую специализацию и изотопный состав руд. Чешуйчато-надвиговая структура террейна, сформированная в докембрии и пережившая неоднократную активизацию в фанерозое, способствовала неоднократной реювенации рудного вещества.

**Ключевые слова:** гидротермальное оруденение, геохимическая специализация, эволюция, унаследование, перераспределение вещества, Приколымский террейн.

**ВВЕДЕНИЕ**

Рудные месторождения образуются в результате процессов перераспределения вещества земной коры и мантии, сопровождающихся длительной тектонической, магматической, флюидной активностью и проявленных в осадочном, магматическом и метаморфическом циклах [30, 36]. Так как рудообразующие процессы тесно связаны с породообразующими, рудная специализация структурно-вещественных комплексов может иметь индикаторную роль для понимания механизмов такого перераспределения при изменении геодинамической обстановки. В этом контексте актуальным становится рассмотрение металлогенической эволюции региональных тектонических структур; наибольший интерес при этом представляет изучение структур длительного развития – начиная с архея и раннего протерозоя.

Проблеме многократного перераспределения рудного вещества в геологической истории посвящены работы Г. Шнейдерхена [43], Д.В. Рундквиста [34], А.А. Сидорова [35]. Первый впервые ввел в научный оборот применительно к рудным месторождениям термин «регенерация», под которым он понимал процессы переотложения рудного вещества на более высоких стратиграфических уровнях в результате

возобновлявшихся эндогенных процессов [43]. Предложенный им же термин «реювенация» нес близкое значение, но применительно к уровню минеральной ассоциации. Д.В. Рундквист развивает представления о «реювенации» как совокупности процессов омоложения ранее сформированной континентальной коры в результате периодически возобновляемых проявлений магматизма, метаморфизма и рудогенеза [34]. При этом происходит как регенерация ранее возникших рудных концентраций, так и образование новых с ростом разнообразия их генетических типов. Первичная неоднородность вещества литосферы, с этих позиций, рассматривается как главная причина формирования рудных концентраций различного масштаба в ходе тектоно-магматического развития, а размещение областей и зон реювенации определяется прежде всего структурными факторами. По мнению Е.А. Радкевич, древние рудные концентрации являются источником рудного вещества для более молодых месторождений [33]. Детально, применительно к стратиформным полиметаллическим месторождениям, процесс перераспределения и ступенчатого концентрирования рудного вещества изучен А.Н. Ермолаевым с коллегами [19]. А.А. Сидоров предложил концепцию «базовых формаций» [35], которая отражает геохимическую

дифференциацию рудного вещества от первичных комплексных образований к сравнительно простым по составу монометалльным «вторичным» месторождениям. Разнообразие геолого-генетических типов рудных проявлений конкретного блока земной коры при этом объясняется составом рассеянной минерализации в коровом субстрате [35]. Существующие генетические модели перераспределения рудного вещества были резюмированы В.И. Шпикерманом [45]: 1) регенерационная (переотложение из древних месторождений в молодые без изменения состава руд), 2) дифференциального развития, 3) концентрационная или латераль-секретионная (извлечение металлов из пород с повышенным относительно кларка содержанием и переотложение в виде руд), 4) рассеяния (разубоживание богатых руд древних эпох), 5) независимого развития (независимый источник вещества древних и молодых месторождений), 6) смешанные модели.

С другой стороны, уже много десятилетий развивается парадигма эндогенного глубинного источника рудного вещества [21, 24, 26, 28, 36]. В наиболее полном виде она сформулирована А.А. Маракушевым с коллегами: «...общие особенности магматизма и металлогении и направленная глобальная эволюция флюидов, вулканизма и рудообразования связаны с потоком рудного вещества и энергии из недр Земли [27, с. 246]. Однако там же отмечается, что «...металлогеническая специализация... зависит не только от флюидного режима, но и от геохимической специализации фундамента и мантии» [27, с. 241]. В несколько модернизированном виде подобная модель «мантийных корней рудных формаций» предложена И.И. Абрамовичем [1], который утверждает, в частности, что «...отделение рудных растворов от остывающих интрузивов, выщелачивание рудных компонентов... их мобилизация из вмещающих толщ играют сугубо второстепенную роль» [1, с. 128]. Некоторые исследователи ставят под сомнение саму возможность регенерации оруденения и унаследования его состава [46].

Попытаемся проследить взаимосвязи между геохимическим и изотопным составом руд и вмещающих комплексов длительно развивавшихся региональных структур на примере Приколымского террейна – одной из наиболее древних региональных тектонических структур Северо-Востока Азии. Наиболее древние U-Pb датировки комплексов террейна составляют 2.36 млрд лет [3]. Рудные концентрации здесь формировались в течение длительного времени и связаны с широким спектром породо- и рудообразующих процессов. Выявление и прослеживание таких зависимостей может позволить изучить эволюцию рудогенетических процессов и установить взаимоотношения

различных источников вещества и их относительную роль на разных этапах геологического развития.

Как следует из названия статьи, она посвящена гидротермальному оруденению [36] двух наиболее распространенных на Приколымье геолого-генетических типов: золото-редкометалльного [13, 14] и медно-порфирирового [10, 45]. Многочисленные стратиформные рудопроявления меди [45] и железа [32], которые, в соответствии с существующими геолого-генетическими моделями [38], образовались при диа- и катагенетических процессах, здесь не рассматриваются.

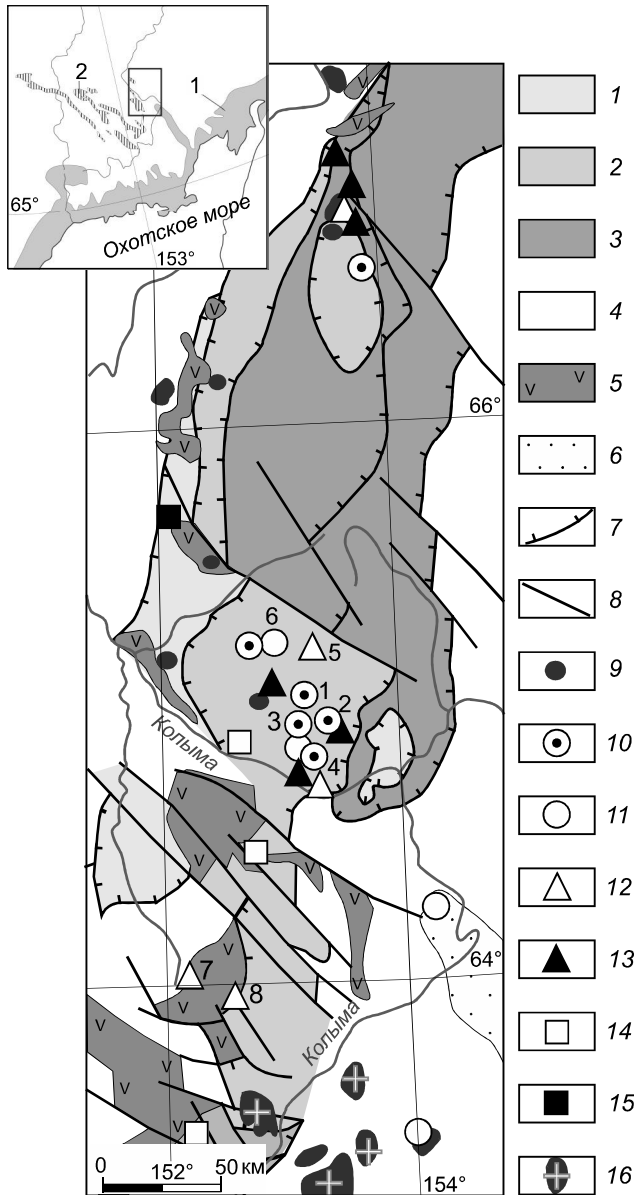
#### КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Приколымский террейн является составной частью аккреционной структуры Северо-Востока Азии (рис. 1) и протягивается в субмеридиональном направлении на 450 км. Литогеодинамические комплексы террейна (рис. 2) группируются в три яруса: довендский, венд-палеозойский и мезозойский. В его структуре выделяются три субтеррейна (с запада на восток): Спиридоновский, Шаманихинский и Ярходонский [45]. Из них первые два сложены преимущественно довендскими комплексами; а Ярходонский – исключительно позднепалеозойскими.

Нижнепротерозойский метаморфический комплекс представлен амфиболитами, плагиогнейсами, метабазитами, перидотитами с абсолютным возрастом (Pb-Pb метод по циркону) 2.03–2.36 млрд лет; с метаморфическим комплексом ассоциируют гнейсограниты (Pb-Pb возраст по циркону 1.7–1.9 млрд лет) [3, 47]. По петрографическому составу и строению входящие в состав комплекса базиты и гипербазиты близки к офиолитам [2].

Раннепротерозойский рифтогенный вулканогенно-терригенный комплекс (Худолей и др., 2006) представлен хакдонской серией контрастного риолит-базальтового состава и вулканомиктовыми песчаниками уянканской серии. С ним ассоциируют внутриплитные субщелочные граниты [4], традиционно относимые к шаманихинскому комплексу [39].

Разрез рифейского терригенно-карбонатного комплекса начинается ороевской свитой, сложенной кварцитами, хлоритовыми и хлоритоидными сланцами. Ее перекрывает чебукулахская серия, включающая известняки, доломиты, глинистые сланцы. Венчает разрез юкагирская серия, сложенная хлорит-серицитовыми и графит-хлорит-серицитовыми сланцами с прослоями кварцитов. Довендский ярус характеризуется широким развитием динамотермального метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Терригенно-карбонатный комплекс венда-кембрия с несогласием перекрывает рифейские

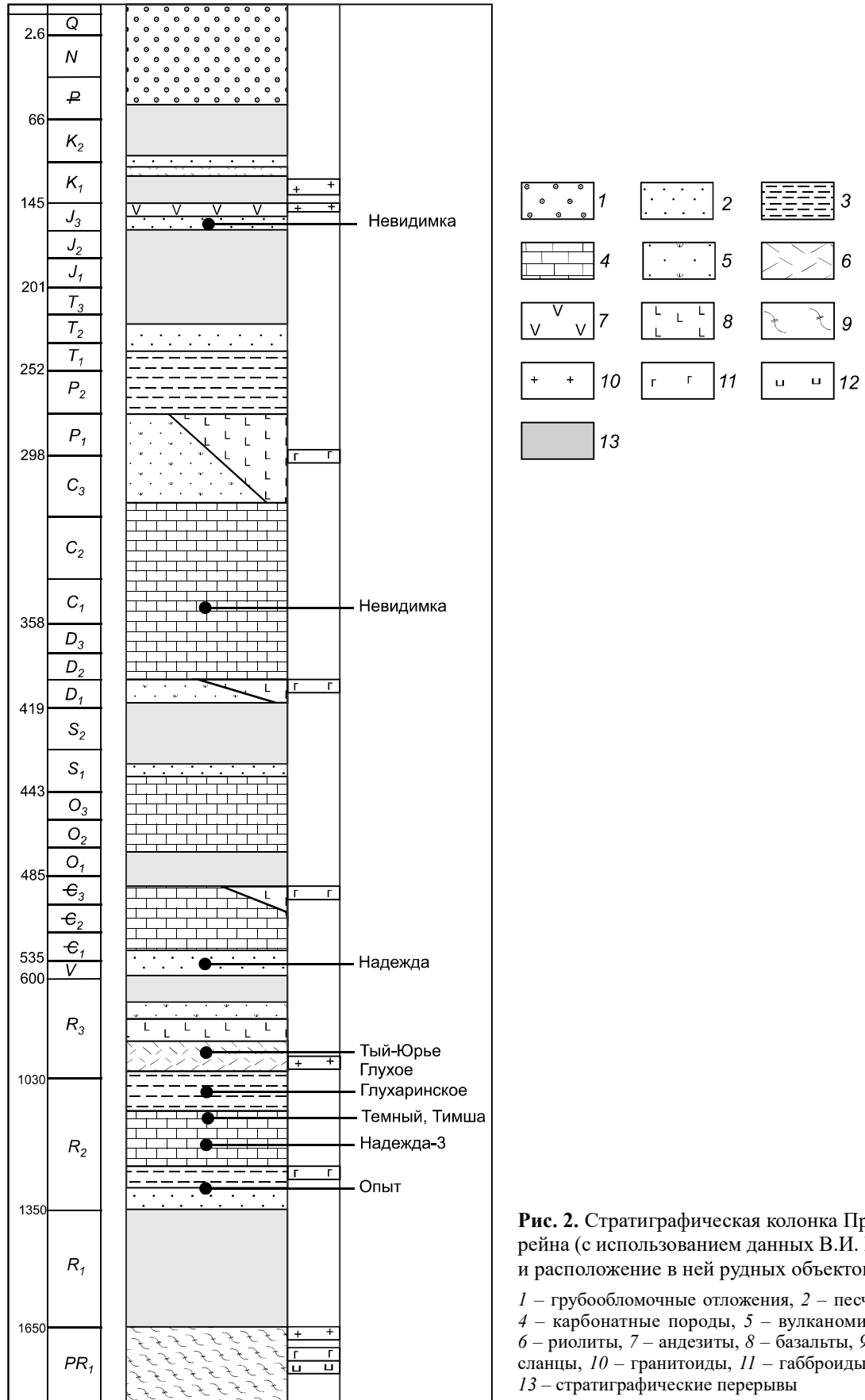


**Рис. 1.** Тектоно-минерогеническая схема Приколымского террейна и смежных структур [45], с изменениями.

1–3 – Приколымский террейн, субтеррейны: 1 – Спиридоновский, 2 – Шаманихинский, 3 – Ярхондонский; 4 – прочие террейны Яно-Колымского орогенного пояса; 5 – Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс; 6 – Балыгычано-Сугойский рифтогенный прогиб; 7 – надвиги; 8 – крутопадающие разломы; 9 – позднепалеозойские и мезозойские гранитоиды; 10–16 – месторождения и рудопроявления различных геолого-генетических типов: 10 – золото-редкометалльные, 11 – золото-серебряные, 12 – медно-порфировые, 13 – стратиформные полиметаллические в карбонатных толщах, 14 – медистые песчаники, 15 – стратиформные руды железа, 16 – касситерит-силикатные.

Номера на схеме соответствуют упоминаемым в тексте объектам: 1 – Глухаринское; 2 – Надежда, Надежда-3; 3 – Темный; 4 – Тый-Юрь; 5 – Глухое; 6 – Тимша; 7 – Опыт; 8 – Невидимка. На врезке: 1 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 – Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс

толщи. Его нижняя часть сложена песчаниками сяпякинской свиты венда, которые перекрываются доломитами, красноцветными песчаниками, субщелочными базальтами с остатками раннекембрийской фауны и абсолютным возрастом (К-Аг метод)  $546 \pm 26$  млн лет [48]. Строение девонских отложений западного и восточного флангов Приколымского террейна различается. На западе в раннем девоне формировался рифтогенный вулканогенно-осадочный комплекс, представленный красноцветными песчаниками, субщелочными базальтами и комагматичными им интрузиями пикритов, габбро и долеритов. В среднем девоне рифтогенные образования сменились терригенно-карбонатным комплексом открытого шельфа, в разрезе которого песчаники сменяются известняками и доломитами. Старт очередного цикла рифтогенеза в позднем карбоне проявился излияниями в субаквальных условиях толеитовых и субщелочных базальтов, с которыми ассоциировали расслоенные пластовые интрузии перидотитов, габбро и сиенитов. Рифтогенные образования сменяются терригенно-карбонатным комплексом пассивной окраины (аргиллиты и известняки верхней перми – среднего триаса). На востоке, в пределах Ярхондонского субтеррейна, нижнедевонские отложения выпадают из разреза, а вулканогенно-осадочная моласса среднего-верхнего девона представляет коллизионный геодинамический комплекс. Пестроцветные базальные конгломераты в его основании сменяются чередованием красноцветных песчаников, алевролитов, доломитов с прослоями трахибазальтов. Фрагментарно развитые на юге Приколымья терригенно-карбонатные отложения среднего-верхнего ордовика и нижнего силура с разрывом залегают на кембрийских [6] и представлены известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами. В позднем девоне-карбоне формировался вулканогенно-терригенно-карбонатный комплекс пассивной окраины, осложненной так называемым «рассеянным рифтогенезом» [6]. Слагающие его толщи характеризуются переслаиванием известняков, аргиллитов, алевролитов, мергелей, песчаников с прослоями туфов и туффитов основного состава. Верхнеюрско-нижнемеловой надсубдукционный комплекс Уяндино-Ясачненского пояса (УЯВП) с несогласием залегают на докембрийских и палеозойских образованиях и представлен базальтами, андезитами, риолитами илиньгасской свиты и малыми интрузиями гипабиссальных гранитов и гранодиоритов. Изверженные породы известково-щелочного состава по составу соответствуют островодужным [31, 40]. Грубообломочные отложения выполняют задуговые грабены рифтовой природы. Интрузивные комплексы



**Рис. 2.** Стратиграфическая колонка Приколымского террейна (с использованием данных В.И. Шпикермана [45]) и расположение в ней рудных объектов.

1 – грубообломочные отложения, 2 – песчаники, 3 – сланцы, 4 – карбонатные породы, 5 – вулканические отложения, 6 – риолиты, 7 – андезиты, 8 – базальты, 9 – кристаллические сланцы, 10 – гранитоиды, 11 – габброиды, 12 – гипербазиты, 13 – стратиграфические перерывы

представлены мелкими телами позднеюрских (U-Pb возраст 150–154 млн лет) и позднемеловых (85 млн лет) гранитов (М.М. Свириденко, В.И. Шпикерман, 2019 г.), а также дайками позднемеловых базитов. В осевой части Шаманихинского субтеррейна отдельные мелкие поля слагают риолиты и игнимбриты раннемелового рифтогенного комплекса [48].

Таким образом, состав вещественных комплексов Приколымского террейна и их эволюция во времени отражают существовавшую здесь, начиная с рифея, обстановку пассивной континентальной окраины с циклически проявленным «рассеянным» рифтогенезом (поздний рифей, кембрий, средний палеозой), изредка осложнявшейся субдукционными (поздний рифей, поздняя юра, поздний мел) и коллизионными (поздний рифей, ранний мел) событиями.

В структурном отношении Приколымье представляет собой составной террейн надвигового строения, формирование и подновление структуры которого происходило на всем протяжении его геологической истории, начиная с раннего протерозоя. Эпизоды сжатия, сопровождавшиеся складко- и надвигообразованием, разделялись длительными эпохами медленного растяжения [9]. Все этапы формирования тектонической структуры Приколымского террейна параллелизуются с главными этапами развития северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона (САК) – позднепалеозойским и мезозойским [45, 53].

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Распределение рудогенных химических элементов в позднепротерозойских структурно-вещественных комплексах Приколымского террейна и вмещаемых ими рудных объектах было изучено нами ранее [9]. Кратко повторим, что для изучения геохимической специализации руд и вмещающих их протерозойских структурно-вещественных комплексов использовались результаты анализов проб из керна структурно-поисковых скважин. Основным методом анализа проб являлась оптическая спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES) на 40 элементов с растворением навески в царской водке. Анализы выполнялись в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» (г. Москва). Всего использованы результаты 300 анализов руд и 1065 анализов неизмененных пород. Концентрации литофильных элементов (Ba, Zr, Nb, Y), а также петрогенных оксидов определялись рентгеноспектральным флуоресцентным методом по отобранному с поверхности образцам в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН (аналитик Т.Д. Борходоева). Всего использован 21 анализ. Далее для каждого руд-

ного объекта и литостратиграфического подразделения определялись кларки концентрации (КК) путем нормирования на средние содержания элементов в соответствующей горной породе верхней части континентальной коры, рассчитанные Н. А. Григорьевым [18]. По полученным КК строились геохимические спектры. Для выявления геохимических ассоциаций производились факторный (методом главных компонент) и корреляционный анализы.

Изотопный состав кислорода исследовался (11 анализов по 4 пробам) в образцах кварца рудоносных прожилков, отобранных из горных выработок и керна скважин. Пробы кварца очищались от примесей и следов изменений вручную под бинокляром. Изотопный анализ кислорода в образцах кварца и серы сульфидов выполнены в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому измерению изотопного состава кислорода проведена лазерным методом фторирования. Лазерная система MIR 10-30 (New Wave Research, USA) использована для разогрева проб и выделения кислорода из образцов в атмосфере пентафторида брома (BrF<sub>5</sub>). Очистка выделенного кислорода произведена методом криогенного разделения, химическим методом с использованием KBr и хроматографическим методом на капиллярной колонке MOLSIV (длина 25 мм, внутренний диаметр 0.32 мм, рабочая температура 40°C). Изотопный состав кислорода измерен на изотопном масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Scientific, Germany), работающем в режиме постоянного потока гелия. Измерения выполнены относительно лабораторного стандартного газа O<sub>2</sub>, калиброванного по международному стандарту NBS-28 и стандарту гранат UWG-2. Результаты измерений представлены в общепринятой форме:  $\delta^{18}\text{O} = (R_{\text{образец}}/R_{\text{стандарт}} - 1)$  и выражены в (‰), где  $R_{\text{образец}}$  и  $R_{\text{стандарт}}$  – отношение <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O в образце и стандарте, соответственно. Воспроизводимость результатов  $\delta^{18}\text{O}$  составляла ± 0.1 ‰ для стандартов (n = 10). Вес анализируемых образцов ~1 мг. Результаты измерений  $\delta^{18}\text{O}$  даны в отношении к международному стандарту VSMOW.

Образцы с сульфидами отбирались из горных выработок и керна скважин. Предпочтение отдавалось пробам из пород в коренном залегании. Присутствие неразрушенных и неокисленных сульфидов контролировалось визуально в полевых условиях. Образцы измельчались до 0.25 мм, в бромформе выделялась тяжелая фракция, которая дополнительно разделялась с помощью магнита, после чего под бинокляром отбирались мономинеральные пробы. Серу сульфидов окисляли до SO<sub>2</sub> с

Таблица 1. Геохимические спектры докембрийских вещественных комплексов Приколымского террейна.

Возраст	Свита, толща, комплекс	Породы	Спектры						
			(по убыванию слева направо)						
V	сяпякинская	песчаники субаркозовые	Zr	Sb	Mo	Ba	As	Nb	
R <sub>2-3</sub>	юагирская	сланцы хлорит-серицитовые	Sb	Co	Fe	Mn	Mo	As	
R <sub>2-3</sub>	чебукулахская	известняки	Sb	Mo	Co	Fe	Ni	V	
R <sub>2-3</sub>	чебукулахская	доломиты	Sb	Mo	Mn	Pb	Fe	Ni	
R <sub>2</sub>	ороекская	сланцы хлоритоидные	As	Co	Mn	Sb	Zn	Zr	
R <sub>2</sub>	ороекская	кварциты	As	Mn	Sb	Co	Zr	Nb	
PR <sub>1</sub>	уянканская	песчаники вулканомиктовые	Co	Sb	Fe	Mn	Mo	Zn	
PR <sub>1</sub>	хакдонская	метабазальты	Mn	Sb	Ba	Nb	Zr	Y	
PR <sub>1</sub>	хакдонская	метариолиты	Zr	Sb	Nb	Ba	Y	Fe	

использованием оксида меди как окислителя. Реакцию окисления проводили в вакууме при температуре 900°C. Полученный SO<sub>2</sub> был очищен от остальных продуктов реакции на терморегулируемой криогенной ловушке; очищенный SO<sub>2</sub> вымораживали в отдельную ампулу для измерения δ<sup>34</sup>S. Измерение изотопных соотношений серы проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (ThermoFinnigan, Bremen, Germany) с использованием двойной системы напуска. Измерения изотопного состава проведены относительно лабораторного рабочего стандарта, калибровка которого выполнена с использованием международных стандартов IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-123. Вес анализируемых образцов составил 10 мг. Погрешность определения δ<sup>34</sup>S (1σ) составляет 0.1 ‰, n = 5. Всего использованы результаты 12 определений изотопного состава сульфидной серы, выполненные по 12 пробам.

Измерение изотопного состава Pb в галенитах выполнялось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ с использованием системы абляции DUV-193 Ar-F лазера COMPEX-102 (длина волны 193 нм) и многоколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICPMS) Neptune. Коррекция масс-дискриминации выполнялась с использованием нормализации измеряемых отношений по известному отношению <sup>203</sup>Tl/<sup>205</sup>Tl, которое получали при измерении стандарта (международный стандарт стекло NIST-611). Стандартная ошибка измерений составила: <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 0.02, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 0.016, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 0.04.

#### ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Вещественные комплексы Приколымского террейна вмещают разнообразные по составу рудные проявления (рис. 1, 2). Достаточно широко распространены жильные и штокверковые медно-полиметаллические рудопроявления, относящиеся к мед-

но-порфировой формации [10, 45], стратиформные рудопроявления меди и железа (не рассматриваются в данной работе). Наиболее многочисленные месторождения и рудопроявления золота, сопровождающиеся россыпями, принадлежат к золото-редкометалльной формации и сгруппированы в два рудно-россыпных района – Шаманихо-Столбовской и Каменский. Они тесно ассоциируют с позднемеловыми гранитоидами, и в минерагеническом отношении они принадлежат к постааккреционной Охотско-Чаунской металлогенической провинции [42], связанной с ОЧВП. На всех них рудовмещающими структурами являются пологие надвижки, разделяющие литологически разнородные тектонические пластины.

Рудное поле месторождения Надежда сложено раннепротерозойскими риолитами и перекрывающими их песчаниками венда. Продуктивная минерализация сосредоточена в двух рудных зонах – Главной и Северной, различающихся составом рудовмещающих пород (песчаники и риолиты, соответственно). Рудные тела представлены линзовидно-пластообразными зонами сульфидно-кварцевого прожилкования мощностью 2–5 м, которые полого (0–20°) погружаются на северо-восток. Руды малосульфидные, сложены кварцем, полевыми шпатами, мусковитом, гематитом и пиритом; к редким минералам относятся халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, шеелит, блеклые руды, кобальтин, кубанит, тетрадимит, теллурувисмутит, галеновисмутит, гессит, самородное золото [13]. Содержания золота 3–20 г/т, серебра до 10 г/т. Золото крупностью менее 0.1 мм; по пробности выделяются две его группы: умеренно высокопробное (828–897 ед.) и высокопробное (900–950 ед.). Руды Северной и Центральной зон различаются по геохимическому спектру (табл. 1) и пробности самородного золота – на севере она несколько выше (табл. 2). Они формировались из среднеконцентрированных (3.0–9.5 мас. % экв. NaCl) углекислотно-водно-солевых растворов в закрытой системе при температурах 140–340°C и дав-

Таблица 2. Геохимические ассоциации рудных объектов и вмещающих их вещественных комплексов.

Месторождение, рудопроявление	Рудная формация, геолого-генетический тип	Рудовмещающие толща, комплекс	Геохимический спектр		Геохимические ассоциации	
			руд	вмещающих пород	руд	вмещающих пород
Надежда, Главная рудная зона	золото-редкометаллическая	Саянская свита. Песчаники	Pb-As-Cu-Zn-Co-Mo	Zr-Sb-Mo-Ba-As-Nb	1) Co, Ni, Zn, Mn, V, Pb, Sb 2) As, Cu, Mo	1) Co, Ni, Mo, Cu, Zn, Mn 2) Pb, Sb
Надежда, Северная рудная зона	золото-редкометаллическая	Хакдонская серия. Метариолиты	Mo-Co-Cu-As	Zr-Sb-Nb-Ba-Y-Fe	1) Cu, Zn, Mn, V 2) As, Co, Mo 3) Pb, Sb	1) Ni, Mo, Sb
Тый-Юрье	золото-редкометаллическая	Хакдонская серия. Метариолиты	Mo-Co-Cu-As-Sb	Zr-Sb-Nb-Ba-Y-Fe	1) Cu, Zn, Mn, V 2) As, Co, Mo 3) Pb, Sb	1) Ni, Mo, Sb
Глухаринское	золото-редкометаллическая (1), золото-серебряная (2)	Юкагирская серия. Хлорит-серцитовые сланцы	Pb-Sb-As-Cu	Sb-Co-Fe-Mn-Mo-As	1) Co, Ni, Zn, V Pb, Sb 2) As, Cu, Mo	1) Co, Ni, Zn, Pb, Mn, V 2) Cu, Mo
Темный	золото-редкометаллическая (1), золото-серебряная (2)	Чебукулахская серия. Известняки	Pb-As-Sb	Sb-Mo-Co-Fe-Mn-Mo-As	1) Co, Ni, Cu, Mo, Mn, Zn, V 2) As, Sb 3) Pb, Mo	
Тимша	золото-серебряная	Чебукулахская серия. Известняки	As-Mo-Sb	Sb-Mo-Co-Fe-Mn-Mo-As	1) Co, Ni, Cu, Mo, Mn, Zn, V 2) As, Sb 3) Pb, Mo	Co, Ni, Cu, Zn, Mn
Опыт	медно-порфировый	Ороеская свита. Филлиты	Cu-Pb-Zn-Au	As-Co-Mn-Sb-Zn-Zr	1) As, Co 2) Cu, Zn, Pb, Sb	1) Cu, Pb, Mn, Sb 2) Co, Ni, Zn
Глухое	медно-порфировая	Хакдонская серия. Метариолиты (1), метабазалты (2)	Cu-Pb-As-Mo-Sb	Zr-Sb-Nb-Ba-Y-Fe (1) Mn-Sb-Ba-Nb-Zr-Y (2)	1) Co, Mn 2) Cu, Ni 3) As, Pb, Zn, Sb	1) Zn, Mn 2) Co, Mo, V 3) Ni, Cu 4) Pb, Sb
Надежда-3	стратиформный полиметаллический в карбонатных толщах	Чебукулахская серия. Долмиты	Pb-Zn-As-Mn-Co	Sb-Mo-Mn-Pb-Fe-Ni	1) Co, Ni, Mo, Mn, Zn, V 2) Pb, Cu, As	1) Fe, Co, Ni, Mn 2) As, Cu 3) Pb, Zn

лениях 0.6–1.1 кБар [13]. Минерализацию можно отнести к висмут-сульфотеллуридно-кварцевому типу золото-редкометалльной формации [56].

Месторождение Тый-Юрье сложено риолитами нижнего протерозоя. Как и на Надежде, рудные тела представлены полого (10–30°) падающими на восток зонами сульфидно-кварцевого прожилкования мощностью 1–5 м. Содержания золота 2–10 г/т, серебра до 10 г/т. Рудные минералы представлены гематитом, пиритом, пирротинном, арсенопиритом, галенитом, халькопиритом, тетрадимитом, гесситом, петцитом, теллуrowисмутитом, самородным золотом [14]. Золото крупностью менее 0.1 мм – умеренно высокопробное и высокопробное (813–977 ед.). Геохимический спектр руд идентичен таковому Северной зоны месторождения Надежда.

Глухаринское рудопроявление характеризуется совмещением в рудах минеральных парагенезисов, свойственных золото-редкометалльной и золото-серебряной формациям. Рудопроявление вмещается рифейскими хлорит-серицитовыми сланцами и кварцитами; морфология рудных тел аналогична месторождениям Надежда и Тый-Юрье. Содержания золота до 20 г/т. В рудах установлено около 60 минералов; главными являются кварц, серицит, мусковит, кальцит, гематит, пирит; менее распространены анкерит, доломит, пирротин, турмалин, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, арсенопирит, висмутин, самородный висмут, станнин, самородное золото, акантит, агвиларит, ютенбогардит, киноварь, электрум, кюстелит [14]. Золото мелкое, менее 0.1 мм. Присутствуют две его генерации: умеренно-высокопробное золото (802–953) и низкопробное (361–683), содержащее включения акантита и сульфосолей серебра.

Рудопроявление Темный вмещается рифейскими мраморизованными известняками, которые вмещают полого (10–20°) падающие на северо-восток кварцевые прожилки и маломощные (менее 1 м) жилы. Содержания золота 1–7 г/т, серебра до 118 г/т. Количество рудных минералов составляет 1–5 %; они представлены гематитом, пиритом, пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой, алтаитом, теллуrowисмутитом, ютенбогардитом, самородным золотом [14]. В составе руд обособляются два парагенезиса. Первый характеризуется преобладанием галенита, который содержит включения теллуrowисмутита. Самородное золото мелкое (до 0.015 мм), умеренно-высокопробное (850–900 ед.), образует сростания с блеклой рудой, галенитом, тетрадимитом и теллуrowисмутитом, а также включения в алтаите. Второй парагенезис содержит Ag-содержащую блеклую руду в ассоциации с халькопи-

ритом; самородное золото представлено электрумом (пробность 700–75 ед.), который местами обрастает каймами ютенбогардита.

Золото-серебряная минерализация, как отмечалось выше, присутствует на рудопроявлениях Глухаринское и Темный и представлена серебросодержащей блеклой рудой, акантитом, агвиларитом, ютенбогардитом, киноварью, электрумом (пробность 361–750), кюстелитом; электрум содержит включения акантита и сульфосолей серебра [12]. Содержания золота в отдельных пробах достигают 39 г/т, серебра 2512.7 г/т. На рудопроявлении Тимша золото-серебряное оруденение приурочено к залежи окварцованных тектонических брекчий среди рифейских известняков и сланцев. Содержания золота достигают 13 г/т, серебра 300 г/т.

Медно-порфировая формация Приколымья представлена, в первую очередь, рудопроявлениями Невидимка и Опыт, образующими Право-Дуксундинский рудный узел (рис. 1). Рудопроявление Невидимка слагают гранит-порфиры и гранодиориты с U-Pb возрастом 150 млн лет (М.М. Свириденко, В.И. Шпикерман, 2019 г.). Они прорывают терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона и верхней юры. Пропилиты серицит-хлорит-кварцевого состава образуют изометричные ореолы, в осевых частях которых обособляются штокверки сульфидно-серицит-кварцевого состава, сульфидно-карбонат-кварцевые жилы, а также залежи скарнов. Содержания меди достигают 10 %, цинка 13 %, свинца 1 %, серебра 240 г/т, золота 0.3 г/т. Рудная минерализация представлена пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, борнитом, энаргитом [10]. Рудопроявление Опыт сложено кварцитами и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами ороеской свиты рифея. Рудные тела представляют собой жилы и жильные зоны сульфидно-карбонат-кварцевого состава мощностью до 15 м. В штучных пробах содержания меди достигают 47 %, цинка 6 %, свинца 19 %, серебра 878 г/т, золота 0.2 г/т. В рудах установлено более 30 минеральных видов [10], среди которых преобладают пирит, халькопирит и халькозин, образующие сплошные массивные агрегаты с содержанием сульфидов до 95 %.

Рудопроявление Глухое в северной части Шаманно-Столбовского района представляет собой серию крутопадающих жил сульфидно-карбонат-кварцевого состава мощностью 1–5 м, протяженностью до 800 м среди рифейских риолитов. Рудные минералы (5–10 %) – халькопирит, пирит, магнетит, галенит, сфалерит, халькозин, электрум [8]. В штучных пробах содержания достигают: золота 32 г/т, серебра 521 г/т, меди 10 %, свинца 17 %, цинка 27 %.



**Таблица 3. Изотопный состав серы сульфидов и кислорода кварца Приколымского террейна.**

Месторождение, рудопроявление	Рудная формация, геолого-генетический тип	Интервал значений (кол-во анализов), минерал	
		$\delta^{34}\text{S VCDT, ‰}$	$\delta^{18}\text{O SMOW (‰)}$
Надежда	дорудные «альпийские» прожилки	9.1–9.9 (2), пирит	15.9–16.1 (2), кварц
Надежда, Главная рудная зона	золото-редкометалльная	8.6–9.9 (3), пирит	13.9–14.9 (5), кварц
Надежда, Северная рудная зона	золото-редкометалльная	9.9–10.6 (2), пирит	
Тый-Юрье	золото-редкометалльная		15.1, кварц
Темный	золото-редкометалльная		12.5–14.0 (3), кварц
Надежда-3	стратиформный полиметаллический	9.6–10.4 (2), пирит, галенит	
Невидимка	медно-порфировая	5.7, пирит	
Опыт	медно-порфировая	13.0, пирит	
Глухой	медно-порфировая	4.2, пирит	

Известные до настоящего времени проявления стратиформной свинцово-цинковой минерализации в карбонатных толщах сосредоточены на восточном фланге Приколымского террейна и объединены в составе ярходонского рудного комплекса [46]. Нами изучена вмещаемая рифейскими карбонатными породами минерализация в центральной части Приколымского террейна [12]. Рудовмещающая чебукулахская серия среднего рифея сложена здесь мраморизованными известняками и доломитами с прослоями пелитов. Свинцово-цинковая минерализация представлена пологими залежами интенсивно окварцованных тонкослоистых доломитов, содержащих послонную вкрапленность сульфидов: пирита, пирротина, галенита, сфалерита, халькопирита, блеклой руды. Содержания свинца достигают 0.36 %, цинка 0.47 %, бария 0.3 %, марганца – 5 %.

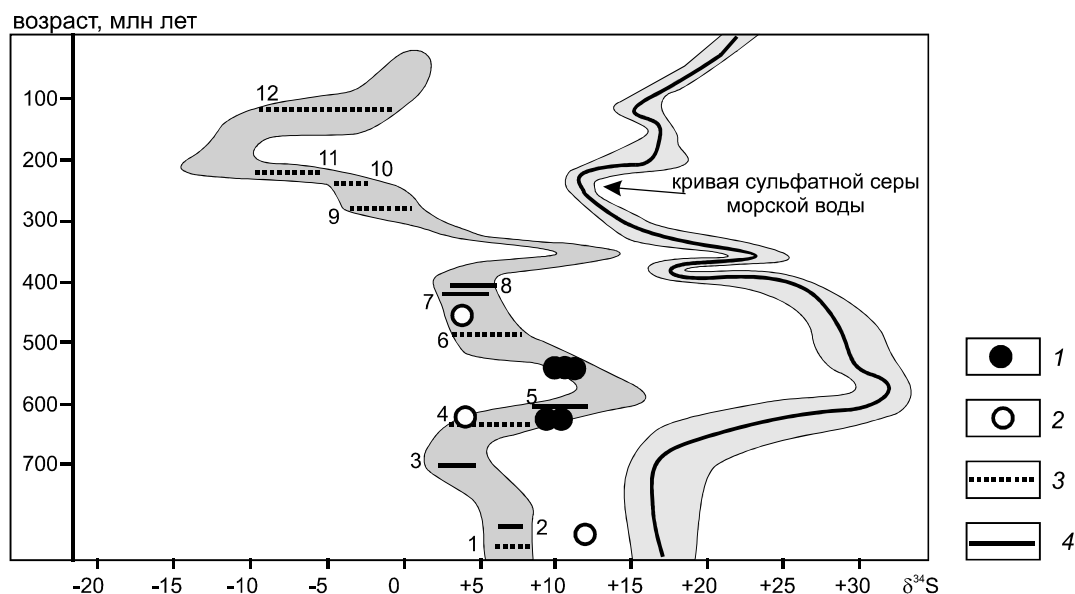
### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ КОМПЛЕКСОВ

Общей чертой геохимической специализации всех докембрийских структурно-вещественных комплексов Приколымья (табл. 3) является тенденция к накоплению Sb. Различия между разновозрастными образованиями выражаются в постепенном снижении роли Co и Mn и возрастании – Mo и Sb. Это, вероятно, отразило формирование у комплексов позднего протерозоя халькофильной сиалической геохимической специализации. Метаэффузивы раннепротерозойской хакдонской серии обогащены Ba, Nb, Zr, Y, что типично для вулканитов бимодальных ассоциаций эпиконтинентальных рифтов [49].

Геохимическая специфика нижнерифейских отложений ороевской свиты проявляется в накоплении As, а также элементов сидерофильной ассоциации (Co и Mn), что отражает наличие офиолитов в составе нижнепротерозойского метаморфического комплекса,

послужившего источником терригенного материала. Метапелиты юкагирской серии рифея профилированы на широкий спектр элементов, что сближает их с черносланцевыми формациями. Сидеро-литофильная геохимическая ассоциация Fe, Mn, (Co, Ni) является «сквозной» и наблюдается во всех изученных толщах. Преобладание в верхнепротерозойских толщах Приколымского террейна сиалических элементов и дефицит фемических указывают на зрелый характер континентальной коры региона в эпоху их накопления и участие при этом, главным образом, корового вещества. Тренд изменения геохимической специализации, выраженный в закономерном увеличении роли лито- и халькофильных элементов и снижения – сидерофильных (табл. 1) закономерно прослеживается начиная с раннего протерозоя.

Геохимическая специализация рудных систем может определяться составом вмещающих комплексов [29, 35]. Ранее нами отмечалось, что критериями рудоносности горных пород и слагаемых ими формаций, помимо коэффициентов концентрации, являются состав геохимических ассоциаций, а также неравномерность распределения рудогенных элементов [11]. Распределение химических элементов в эпигенетических рудах Приколымья, их геохимические спектры и ассоциации (табл. 2) отражают состав субстрата. К примеру, вмещаемые вендскими песчаниками рудные тела Главной рудной зоны месторождения Надежда характеризуются накоплением единственного из рассматриваемых элементов – As, – ассоциирующего с Cu и Mo; все геохимические ассоциации (за исключением «сквозной» сидеро-литофильной) здесь являются новообразованными. Напротив, рудные тела Северной зоны характеризуются концентрацией Sb, Mo, Co, что коррелирует с геохимической ассоциацией вмещающих риолитов. Геохимический спектр рудопроявления Глухой и состав геохимических ассоциаций



**Рис. 3.** Изотопный состав сульфидной серы рудных объектов Приколымского террейна (с использованием данных [50]).

1 – золото-редкометалльная минерализация; 2 – медно-порфировая и ассоциирующая минерализация; 3–4 – интервалы составов  $\delta^{34}\text{S}$  золоторудных месторождений различных типов: 3 – орогенных, 4 – связанных с гранитоидами: 1 – Хоумстейк, 2 – Олимпиада, 3 – Телфер, 4 – Сухой Лог, 5 – Кумтор, 6 – Бендиго, 7 – Мурунтау, 8 – Чармитан, 9 – Нежданское, 10 – Наталка, 11 – Аляска Джуно, 12 – Вальдез Крик.

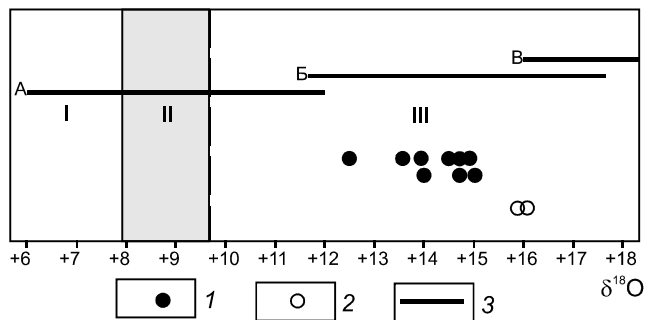
в его рудах отражают специализацию вмещающих рифтогенных базальтов (Ni, Co, Cu, Zn) и риолитов (Pb, Sb, Mo) на Cu, Zn, Ni, Mo. В наибольшей степени влияние геохимии вмещающих пород характерно для стратиформной полиметаллической минерализации, наследующей специализацию и состав геохимических ассоциаций доломитов. В то же время, практически стерильные в отношении рудогенных элементов известняки не оказывают никакого влияния на состав вмещаемых ими рудопроявлений Темный и Тимша.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Нами изучен состав стабильных изотопов минерализации различных геолого-генетических типов (табл. 3). Все они характеризуются преобладанием «тяжелой» метеорной сульфидной серы (рис. 3), что характерно для месторождений, вмещаемых протерозойскими толщами, вне зависимости от их геолого-генетического типа [50]. Однако известны примеры, когда золото-редкометалльная минерализация, вмещаемая теми же комплексами, что и орогенная, и входящая в состав тех же рудных узлов, характеризуется значительно более легкой серой [7]. Применительно к Верхне-Колымскому региону Е.Э. Тюкова и С.В. Ворошин установили, что наследование изотопного состава сульфидной серы характерно как для золото-кварцевой, так и для золото-редкометалльной минерализации [41]. В этой связи характерно сход-

ство состава изотопов руд Приколымья и дорудных «альпийских» прожилков. «Тяжелая» сульфидная сера рудопроявлений Опыт и Невидимка необычна для медно-порфировых систем. Так, «классические» медно-порфировые месторождения Аризоны (Моренси) и Кавказа (Дастакерт) характеризуются значениями  $\delta^{34}\text{S}$  от -0.5 до -2.0 ‰, а Филиппин (Лепанто) [51] –  $\delta^{34}\text{S}$  от -2.0 до -5.0 ‰, Урала [15] от 0 до 2.7. Эту особенность, по нашему мнению, можно объяснить докембрийским возрастом сиалического корового субстрата Приколымья, в отличие от более молодого, существенно фемического субстрата большинства других известных медно-порфировых провинций.

Изотопный состав кислорода кварца золото-редкометалльных руд Приколымского террейна (рис. 4) характеризуется сравнительной однородностью, значения  $\delta^{18}\text{O}$  находятся в узком диапазоне от 12.5 до 15.1 ‰, что характерно для минерализации данного типа на Северо-Востоке Азии [56]. В целом, он близок безрудному кварцу из метаморфогенных прожилков и соответствует осадочным породам [54]. Приблизительно оцененные теоретические значения величин  $\delta^{18}\text{O}$  для водного компонента флюидной фазы, полученные исходя из температур рудообразования [22], составляют от +3 до +12 ‰. По данным О.В. Викентьевой с соавторами [56], значения  $\delta^{18}\text{O}$  кварца из гранитов, аплитов и пегматитов колеблются от +8 до



**Рис. 4.** Изотопный состав кислорода в кварце Глухаринского рудного узла.

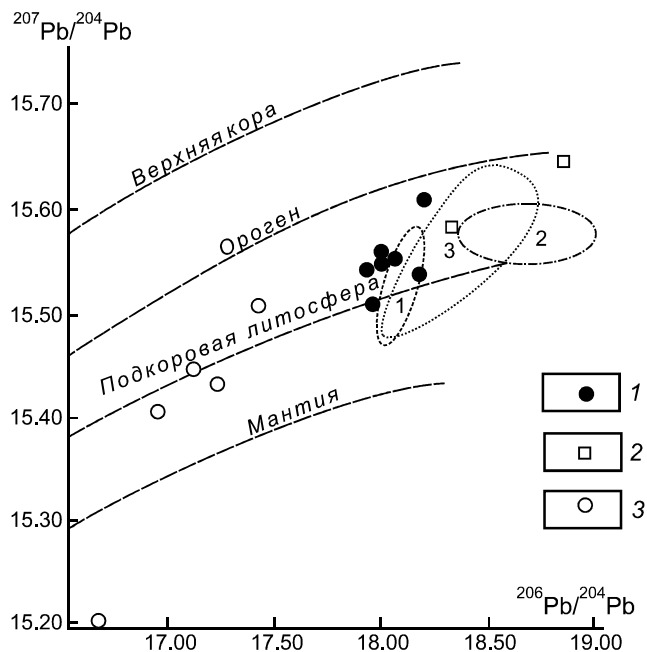
1 – рудный кварц из прожилков с золото-редкометалльной минерализацией, 2 – кварц из дорудных «альпийских» прожилков, 3 – интервалы значений  $\delta^{18}\text{O}$  из кварца месторождений различных геолого-генетических типов (А – медно-порфировые [54]; Б – золото-редкометалльные месторождения провинции Тинтина [52]; В – орогенные месторождения золота Ленского рудного района [22, 25])

Римскими цифрами обозначены поля изотопного состава пород различного происхождения, по [55]: I – магматические породы мантийного происхождения, II – область взаимодействия магматических и осадочных пород, III – осадочные породы

+11 ‰. С учетом этого, изотопный состав кислорода жильного кварца золото-редкометалльной минерализации Приколымья указывает на преимущественно метаморфогенный источник флюида. Добавим, что, по данным Н.А. Горячева [16], золотоносный кварц месторождения Надежда характеризуется низкой естественной термолуминесценцией, близкой к безрудным метаморфогенным прожилкам.

Спецификой золото-редкометалльных руд Приколымья являются низкие концентрации мышьяка, кобальта и редкая встречаемость их основных минеральных форм. По нашему мнению, это определяется составом докембрийских рудовмещающих комплексов, которые обогащены Fe и Cu, вплоть до образования сингенетичной минерализации. Это принципиально отличает их от терригенных толщ верхоянского комплекса, содержащих аномально высокие концентрации As [23]. Зависимость состава руд орогенных золоторудных месторождений от состава вмещающих пород детально рассмотрена Э. П. Спиридоновым и П. А. Плетневым [37].

Эволюционный характер металлогенического развития Приколымского террейна проявлен также в изотопном составе радиогенного свинца (рис. 5). Стратиформные полиметаллические и более молодые золото-редкометалльные и медно-порфировые руды характеризуются близкими отношениями  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , соответствующими подкорковой литосфере и близкими к таковым стратиформной Pb-Zn минерализации



**Рис. 5.** Изотопный состав свинца сульфидов рудопроявлений и месторождений Северо-Востока Азии.

1–2 – Приколымский террейн: 1 – стратиформные полиметаллические и медно-порфировые [20], 2 – золото-редкометалльные; 3 – Омолонский террейн [20]

Цифрами показаны поля: 1–2 – рудопроявления Омулевского террейна (1 – стратиформные полиметаллические, 2 – медно-порфировые и ассоциирующие скарновые и жильные полиметаллические); 3 – золото-кварцевые и золото-редкометалльные месторождения Яно-Колымского пояса [20].

Омулевского террейна [44] и золотых месторождений Яно-Колымского пояса [17]. Аномальные свинцы Приколымского террейна относятся к экзогенным J-типа [20]. Для сравнения, иная картина наблюдается в рудах другого докембрийского террейна – Омолонского. Здесь разновозрастные руды характеризуются составом  $^{207}/^{204}\text{Pb}$ , соответствующим подкорковой литосфере и мантии; аномальные свинцы принадлежат к полигенным B-типа [20]. То есть, в данном случае, коровый субстрат не оказал существенного влияния на состав эпигенетической минерализации.

Таким образом, полученные данные могут указывать на значительную роль метаморфогенного флюида в формировании гидротермального оруденения различных геолого-генетических типов Приколымья. Вмещающие породы существенно повлияли также и на состав руд, унаследовавших их геохимическую специализацию и изотопный состав. Многократно подновляющаяся, мобильная, структура террейна с преобладанием пологих надвигов способствовала неоднократной реювенации рудного вещества. Это легко объяснимо, с учетом того, что в основе меха-

низма образования рудоносных гидротерм в зонах глубинных разломов лежит разность давлений между стволовыми частями последних, с одной стороны, и в оперяющих трещинах и пластового давления – с другой [26], что приводит к притоку минерализованного флюида из вмещающих пород [5]. Тектонически обусловленное горизонтально-расслоенное (чешуйчато-надвиговое) строение субстрата обусловило значительное количество поступающего минерализованного флюида. В отсутствие крупных магистральных рудоконтролирующих структур минерализация концентрировалась на множестве «частных» структурных и литологических барьерах, таких как надвиговые пластины, формируя разрозненные скопления. Каждое из них в отдельности могло обладать высоким кларком концентрации, однако в сколь-нибудь значимом объеме геологического пространства средние содержания полезного компонента оказываются низкими. Рудоконцентрирование при таком сценарии уступало место диссипации, а формирование богатого оруденения было маловероятно [1]. Это объясняет отсутствие на Приколымском террейне промышленных рудных месторождений крупного и среднего масштаба.

Длительная история геологического развития нашла отражение в составе и закономерностях размещения рудных объектов Приколымского террейна, металлогения которого характеризуется закономерной сменой сингенетической минерализации вначале эпигенетической стратиформной и далее жильно-прожилковой. Вмещающие комплексы служили источником рудообразующего флюида и повлияли на состав руд, унаследовавших их геохимическую специализацию и изотопный состав. Подобная унаследованность характерна для активных в тектоническом отношении структур [34]; в пределах Приколымья она проявлена на значительном хронологическом интервале – от рифея до позднего мезозоя.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович И.И. Геодинамика и мантийные корни рудных формаций. М.: МПР, Геокарт, 1998. 140 с.
2. Архипов Ю.В., Волкова И.Г. Офиолиты и олистостромы Верхояно-Колымской складчатой системы // Тектоника Сибири. Т. XI. Строение земной коры Востока СССР в свете современных тектонических концепций. Новосибирск: Наука, 1983. С. 177–185.
3. Беус В.А., Миледин А.К. Новые данные о возрасте метаморфического комплекса Приколымского поднятия // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 4. С. 925–928.
4. Беус В.А. Дорифейские гранитоиды Приколымского поднятия // Отеч. геология. 1993. № 10. С. 62–68.
5. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 2. С. 3–18.
6. Булгакова М. Д. Ранний–средний палеозой Северо-Востока СССР (седиментологический анализ). Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 104 с.
7. Вагина Е.А. Изотопный состав серы сульфидов золотого месторождения Чертово Корицо (Патомское нагорье) // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2011. № 353. С. 195–198.
8. Глухов А.Н. Золото-серебряное оруденение Центрального Приколымья // Отеч. геология. 2009. № 1. С. 35–43.
9. Глухов А. Н., Гладков А. С., Кошкарев Д. А., Лунина О. В. Тектонофизические критерии геодинамической эволюции Приколымского террейна (Северо-Восток России) // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3, № 4. С. 361–375.
10. Глухов А. Н., Тюкова Е. Э. Перспективы развития минерально-сырьевой базы меди Магаданской области // Руды и металлы. 2013. № 5. С. 21–33.
11. Глухов А. Н. Геохимическая специализация верхнепротерозойских комплексов Приколымского террейна // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 3. С. 29–38.
12. Глухов А.Н., Фомина М.И. Новые данные о стратиформной полиметаллической минерализации в карбонатных толщах Приколымского террейна // Отеч. геология. 2015. № 3. С. 37–44.
13. Глухов А.Н., Савва Н.Е., Колова Е.Е. Вещественный состав и генезис золотых руд месторождения Надежда, Магаданская область // Руды и металлы. 2016. № 4. С. 60–71.
14. Глухов А.Н., Савва Н.Е., Буляков Г.Х., Фомина М.И., Бирюков А.А. Самородное золото в рудах и россыпях Глухаринского рудно-россыпного узла, Магаданская область // Руды и металлы. 2018. № 2. С. 55–65.
15. Грабежев А.И., Сотников В.И., Чашухина В.А. Изотопный состав серы сульфидов медно-порфировых месторождений Урала // Геохимия. 1989. № 10. С. 1508–1511.
16. Горячев Н. А. Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 136 с.
17. Горячев Н. А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.
18. Григорьев Н. А. О кларковом содержании химических элементов в верхней части континентальной коры // Литосфера. 2002. № 1. С. 61–71.
19. Ермолаев А.Н., Перелыгин В.П., Стеценко С.Г., Флициян Е.С. Новый аспект процесса становления стратиформных свинцово-цинковых руд // Геохимия. 1990. № 2. С. 195–205.
20. Зайцев А.И., Костин А.В. Источники свинца серебряных и серебросодержащих месторождений основных геолого-промышленных типов Северо-Востока России // Серебряное оруденение Якутии / Сб. науч. статей). Якутск. Изд-во СО РАН, 1999. С. 13–27.
21. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. М.: Недра, 1988. 254 с.
22. Иконникова Т.А., Дубинина Е.О., Сароян М.Р., Чугаев А.В. Изотопный состав кислорода жильного кварца и вмещаю-

- щих пород на месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51, № 6. С. 560–567.
23. Кокин А. В. Мышьяковская Южно-Верхоянская геохимическая провинция // Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 74–81.
  24. Котляр В.Н., Яковлев П.Ф. Вулканизм и оруденение. М.: Недра, 1984. 108 с.
  25. Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 10. С. 1110–1117.
  26. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 166 с.
  27. Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Тарарин И.А. Рудно-петрологические комплексы Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2005. 296 с.
  28. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1977. 304 с.
  29. Наумов Г.Б., Ермолаев Н.П., Моторина З.М., Никитин А.А., Соколова Н.Т., Цимбал Л.Ф. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эпигенетического рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1983. С. 34–42.
  30. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.
  31. Орлов Ю.С., Трунилина В.А., Роев С.П. Палеозойский магматизм Восточной Якутии: геодинамические аспекты // Отеч. геология. 2002. № 4. С. 50–54.
  32. Потапова Э.П. О железорудном месторождении Победное // Геология руд. месторождений. 1959. № 3. С. 89–102.
  33. Радкевич Е.А. Региональная металлогения. М.: Недра, 1987. 256 с.
  34. Рундквист Д. В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35, № 6. С. 467–492.
  35. Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 246 с.
  36. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
  37. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая гора (о «золото-родингитовой» формации). М.: Науч. мир, 2002. 220 с.
  38. Справочное пособие по стратиформным месторождениям / Под ред. Л.Ф. Наркелюна, А.И. Трубачева. М.: Недра, 1990. 391 с.
  39. Ткаченко В.И., Щербакова И.П. О строении и метаморфизме докембрия Приколымья // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 74–87.
  40. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулканоплутонического пояса и его геодинамическая природа // Отеч. геология. 2004. № 4. С. 61–67.
  41. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Изотопный состав серы в сульфидах руд и вмещающих пород Верхне-Колымского региона // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 1. С. 27–43.
  42. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). М.: Наука, 1986. 273 с.
  43. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: Изд-во иностран. лит-ры. 1958. 503 с.
  44. Шпикерман В.И., Чернышев И.В., Агапова А.А., Троицкий В.А. Геология изотопов рудного свинца центральных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1989. 67 с.
  45. Шпикерман В.И. Домеловая минералогия Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
  46. Щеглов А.Д. К проблеме рудных районов: некоторые теоретические и прикладные аспекты // Зап. Санкт-Петербургского гос. горного института. 1997. Т. 143. С. 7–15.
  47. Щербакова И.П., Березнер О.С., Беус В.А., Ткаченко В.И. Дорифейский метаморфический комплекс в Приколымье // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 75–76.
  48. Шульгина В.С., Кузнецов В.М., Нефедова И.Я., Ичетовкин Н.В. Государственная геологическая карта СССР. 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-56, 57. Средне-Колымск. Полез. ископаемые: Объясн. зап. Л.: ВСЕГЕИ, 1993. 64 с.
  49. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
  50. Chang Z., Ross L.R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // Geol. 2008. V. 36, N 12. P. 971–974.
  51. Hedenquist J.W., Garcia Jr. Sulfur isotope systematics in the Lepanto mining district, Northern Luzon, Philippines // Mining Geol. 1990. V. 40. P. 67.
  52. McCoy D., Newberry R.J., Layer P. Plutonic-related gold deposits of Interior Alaska // Econ. Geol. Monograph 9: Mineral Deposits of Alaska. 1997. P. 191–241.
  53. Nokleberg W.J. (ed.) Metallogenesis and tectonics of Northeast Asia: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1765, 2010. 624 p.
  54. Shepard S.M.F., Nielsen R.L., Taylor H.P. Hydrogen and oxygen isotope ratios in Minerals from Porphyry Copper Deposits // Economic Geol. 1971. V. 66, N 4. P. 515–542.
  55. Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in mineralogy / Ed. J.W. Valley, H.P. Taylor, J.R. O'Neil // Mineral. Soc. America. 1986. V. 16. 570 p.
  56. Vikent'eva O.V., Prokofiev Y.V., Gamyarin G.N., Goryachev N.A., Bortnikov N.S. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // Ore Geol. Rev. 2018. V. 102, November P. 240–259.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым  
после доработки 07.10.2021 г.  
принята к печати 11.11.2021 г.

*A.N. Glukhov, A.A. Biryukov*

**The influence of structure and composition of the lithotectonic units on geochemical specialization of hydrothermal mineralization of the Kolyma terrane in Northeast Russia**

This study focused on the relationship between the mineralogical composition of hydrothermal mineralization and the structure and lithology of host units with specific reference to the Kolyma passive continental-margin terrane (Northeast Asia). The long geologic history of the terrane was shown to be reflected in the geochemical specialization and distribution patterns of gold-rare metal and porphyry copper mineralization. The Proterozoic host rock units of the Kolyma region influenced the geochemistry and isotopic composition of the granitoid-related gold and porphyry copper mineralization. The imbricate-thrust structure of the terrane was formed in the Precambrian and underwent several episodes of reworking in the Phanerozoic thus contributing to the repeated rejuvenation of the ores.

***Key words:* hydrothermal mineralization, geochemical specialization, evolution, recycling, impact, Kolyma terrane.**