

Золотоносные литолого-стратиграфические уровни и условия локализации прожилково-вкрапленных руд в Хакчанском и Верхне-Хатыннах-Олботском рудных узлах (Магаданская область)

С.Х.АРИФУЛОВ, С.Г.КРЯЖЕВ, И.В.АРСЕНТЬЕВА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1),

М.А.ИМАМЕНДИНОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского» (ФГБУ «ВИМС»); 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 31),

Н.В.ЦЫМБАЛЮК (ООО «СТАННОЛИТ»; 686135, Магаданская обл, Хасынский р-н, пос. Хасын, ул. Геологов, д. 16)

Рассматриваются условия локализации золотого оруденения черносланцевого типа на объектах Хакчанского и Верхне-Хатыннах-Олботского рудных узлов (Магаданская область). В качестве ведущего фактора образования крупнообъемных месторождений предлагается комбинация крутопадающих прожилковых зон с золотополисульфидно-кварцевой минерализацией со стратиформными залежами вкрапленных золотосульфидных руд гидротермально-осадочного генезиса ($\delta^{34}\text{S} = -3,8 \pm 1\%$). Рассмотренные золоторудные объекты, применительно к Центрально-Колымскому региону (ЦКР), представляют собой единый вертикальный ряд полигенно-полихронной рудно-метасоматической системы черносланцевого типа, включающий как стратиформные (донорные) образования, так и наложенные прожилковые зоны золотополисульфидно-анкерит-альбит-кварцевого состава, сформированные при температуре $300^{\circ}\text{--}260^{\circ}\text{C}$ в условиях повышенных значений давления (1200 и 1450 бар). Прожилковые зоны являются сквозными, они связаны с позднеюрскими малыми интрузиями и коллизионными гранитоидами и проявлены как на уровне атканских, так и перекрывающих нерючинских отложений.

Ключевые слова: Центрально-Колымский регион, черносланцевые месторождения золота, рудоносный литолого-стратиграфический уровень, золото-пирит-арсенопиритовая вкрапленность, гидротермально-осадочные руды, изотопы серы, флюидные включения.

Арифупов Чингиз Хайдарович
Кряжев Сергей Гаврилович
Арсентьева Ирина Викторовна
Имамендинова Мария Александровна
Цымбалюк Николай Владимирович



arif-chin@yandex.ru
s34@mail.ru
metallogeny@yandex.ru
imamendinova@vims-geo.ru
stan@online.magadan.su

Gold-bearing lithological-stratigraphic levels and localization conditions for veinlet-disseminated ores in Khakchan and Verkhne-Khatynakh-Olbot ore clusters (Magadan region)

Ch.N.ARIFULOV, S.G.KRYAZHEV, M.A.IMAMENDINOVA, I.V.ARSENTIEVA, N.V.TSYMBALYUK

The paper reviews localization conditions for black shale-type gold mineralization at targets of Khakchan and Verkhne-Khatynakh-Olbot ore clusters (Magadan region). A combination of high-dipping veinlet zones and gold-polysulfide-quartz mineralization with stratiform deposits of disseminated gold-sulfide ores of hydrothermal-sedimentary genesis ($\delta^{34}\text{S} = -3,8 \pm 1\%$) is suggested as a major factor of large-tonnage deposit formation. The reviewed gold targets, specific to Central Kolyma region (CKR), represent a single vertical series of black shale-type polygenic-polychronous ore-metasomatic system including both stratiform (donor) formations and superimposed gold-polysulfide-ankerite-albite-quartz zones formed at $300^{\circ}\text{--}260^{\circ}\text{C}$ and higher pressure (1200 and 1450 bar). Veinlet zones are cross-cutting, they are associated with Late Jurassic minor intrusions and collisional granitoids occurring at both Atkan and overlying Neryuchin deposits.

Key words: Central Kolyma region, black shale gold deposits, ore-bearing lithological-stratigraphic level, gold-pyrite-arsenopyrite dissemination, hydrothermal-sedimentary ores, sulfur isotopes, fluid inclusions.

Центрально-Колымский регион – крупнейшая черносланцевая провинция России, обладающая уникальной рудно-россыпной золотоносностью. Золоторудные месторождения прожилково-вкрапленных золотосульфидных руд, локализованные в углеродисто-терригенных и терригенно-карбонатных отложениях, относятся к черносланцевому типу и, как правило, характеризуются значительными запасами металла. В мировом балансе золота эти месторождения занимают одно из ведущих положений.

В разработке коллектива авторов ЦНИГРИ [17] эти месторождения были объединены в золотоуглеродистую сидерофильно-халькофильную формацию полигенно-метаморфогенных месторождений. В ряду последних, в соответствии с минеральным составом руд были выделены: золотосульфидная, золотосульфидно-кварцевая, золотокварцевая и золото-серебро-кварц-сульфидная субформации. В других работах, посвященных формационной группировке золоторудных месторождений [16], эти образования рассматривались в качестве самостоятельных рудных формаций с различными вариантами их названий.

Общим правилом для месторождений «черносланцевого семейства» является их локализация в объеме рудоносной формации и приуроченность рудных залежей к определенным литолого-стратиграфическим уровням. При выделении рудоносных литолого-стратиграфических уровней в приложении к черносланцевым месторождениям золота авторы придерживаются представлений М.Б.Бородаевской, разработанных для медно-колчеданных месторождений [18]. Образование рудоносных литолого-стратиграфических уровней в черносланцевых отложениях связывается с периодами активизации тектонических процессов и подводного вулканизма. Вследствие этого осадки рудоносных уровней представлены продуктами гидротермально-осадочных процессов, перемешанными с зерновыми и мутьевыми потоками подводных оползней, турбидитами и углеродисто-терригенными микститамы с примесью вулканического материала.

Образование сингенетичной золотосульфидной минерализации связывается с проявлением гидротермально-осадочных процессов [1, 2]. В большинстве случаев на черносланцевых объектах сингенетичные руды сохраняются в реликтовой форме. Эти образования были выявлены авторами ранее на объектах Кировско-Каменского рудного поля (Южный Урал), месторождении Амантайтау (Центральные Кызылкумы), Бакырчик (Восточный Казахстан), Кумтор (Южная Киргизия). Плохая сохранность сингенетичных форм золотосульфидной минерализации связана с динамическими условиями седиментации и проявлением эпигенетических процессов (дислокационный метаморфизм, метасоматоз). Оползневые и турбидитные потоки разрушают первичные сульфидные горизонты и гидротермальные постройки. Происходит перемешивание сульфидных

осадков с терригенным материалом, разубоживание золотосульфидной минерализации и ее перераспределение в объеме новообразованной осадочной линзы. Это приводит к образованию мощных линз (до нескольких сотен метров) черносланцевых осадков с повышенным фоном золотоносности. Первичные сингенетичные прослои и горизонты с золотосульфидной минерализацией сохраняются в виде фрагментов.

При прогнозных построениях рудоносные осадки соотносят с различными осадочными формациями: глинисто-сланцевой (аспидной), терригенной песчано-сланцевой, терригенно-карбонатной, песчано-алевролитно-сланцевой (флишоидной), флишевой, молассовой, олигостромовой, туфогенно-обломочной и др.

Более информативными для целей прогноза являются классификации терригенных отложений, основанные на анализе динамических режимов седиментации; выделяются различные типы гравититов (отложений кинетических потоков): осадков подводных селевых потоков, турбидитов и контуритов [12]. Хаотические грубокластические терригенные отложения, выделяемые в качестве олигостромовых, диамиктитовых или гравитационно-микститовых отложений [11], характеризуют обвально-оползневые процессы, связанные с периодами активизации тектонической, вулканической и гидротермальной активности. В зависимости от режима и обстановок седиментации можно выделить «холодные» и «горячие» (гидротермально активные) малые черносланцевые бассейны. Последние авторы рассматривают в качестве рудоносных черносланцевых бассейнов с сульфидоносными золотосодержащими осадками, включающими продукты гидротермальной и биогенно-осадочной деятельности. Этим объясняется локальность распространения золоторудных концентраций в осадочно-породных бассейнах при том, что в целом в различных черносланцевых провинциях преобладают не золотоносные отложения. Этим определяется сложность прогноза и определения металлогенического потенциала территорий с черносланцевыми комплексами.

Главный фактор, определяющий уровень золотоносности черносланцевых осадков, – фактор давления в системе, который определяется глубиной бассейна и мощностью осадков, перекрывающих область разгрузки гидротерм [2]. Мощность столба воды и осадков регулируют давление и температуру вскипания рудоносных флюидов. Поступление глубинных субкритических и надкритических флюидов в придонную часть бассейна седиментации возможно только для обстановок глубоководных впадин с батиметрическими отметками, приближающимися и превышающими глубину 2 км (с учетом нескольких сотен метров илистых осадков). В малоглубинных условиях возможны только низкотемпературные термы с невысокими концентрациями растворенных металлов, которые даже при наличии высокотемпературных газовых струй могут создать только

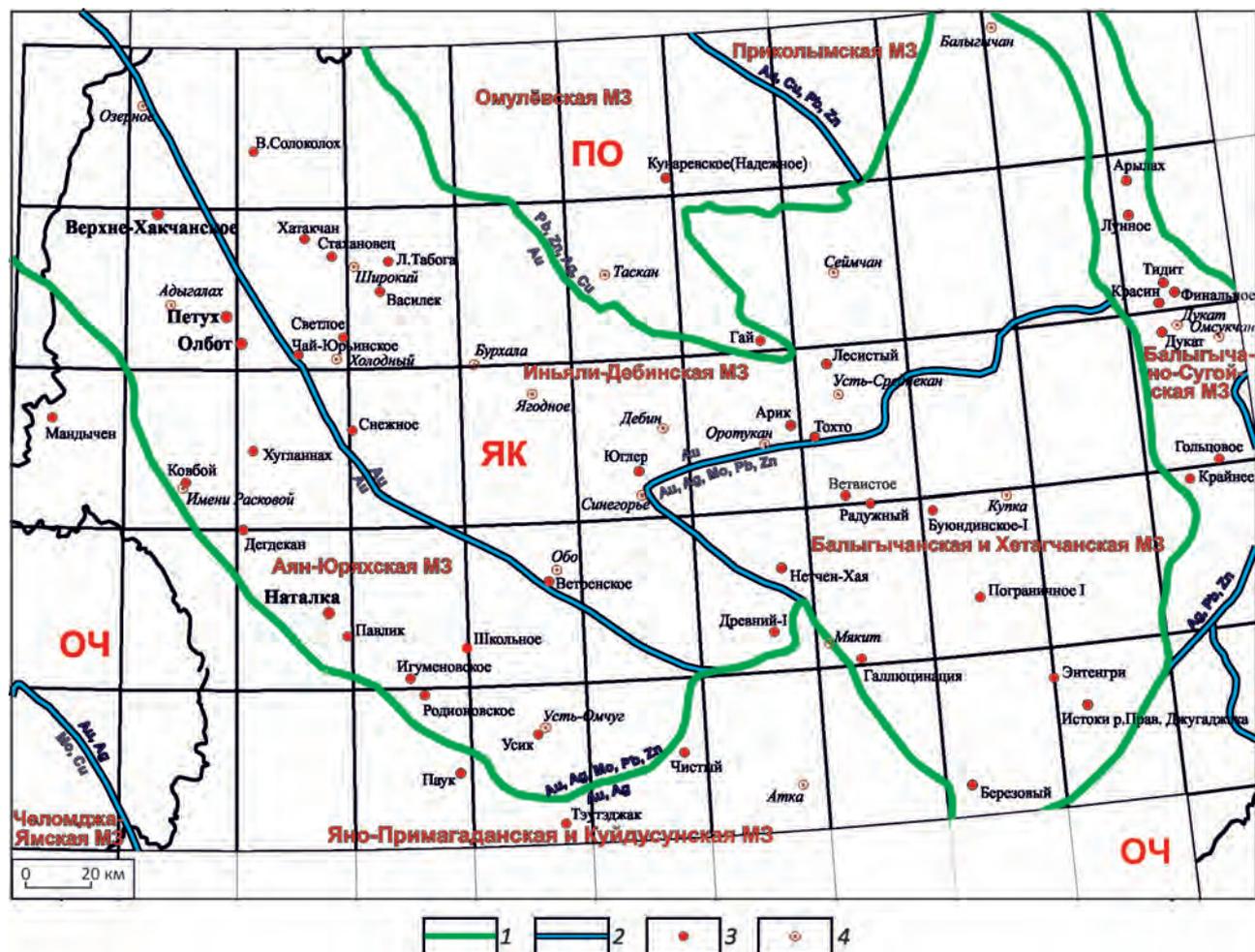


Рис. 1. Схема районирования и размещения золоторудных и золотосодержащих месторождений и проявлений ЦКР:

1 – металлогенические провинции: ОЧ – Охотско-Чукотская, ЯК – Яно-Колымская, ПО – Приколымо-Омолонская; 2 – границы и специализация металлогенических зон; 3 – золоторудные и золотосодержащие месторождения и проявления; 4 – населенные пункты

ореолы с рассеянным типом минерализации или рудные залежи незначительных масштабов. Примеры подобных образований многочисленны и обычно они квалифицируются как зоны рассеянной минерализации (ЗРМ).

Центрально-Колымская черносланцевая субпровинция представляет собой юго-восточный фланг Яно-Колымской геосинклинально-складчатой системы (ЯКГСС), рассеченной на южном окончании Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (ОЧВП). Сочленение этих мегаструктур определяет сложный металлогенический профиль территории. В составе Центрально-Колымского региона выделен ряд металлогенических зон (рис. 1). Основные золоторудные районы локализованы в Аян-Юряхской, Бальгычанской и Хетагчанской зонах. Золоторудные месторождения Яно-Колымского складчатого пояса образуют

протяженный пояс, совпадающий с размещением гранитоидов и представленный двумя типами – золото-кварцевым (жильным и штокверковым) и золотосульфидно-кварцевым (типа минерализованных зон) [8].

Золоторудные объекты черносланцевого типа размещены в южной части золотоносного пояса, в Аян-Юряхском антиклинории. Они локализованы в верхнепермских отложениях атканской свиты, а также в подстилающих (пионерская свита) и перекрывающих (нерючинская свита) отложениях. Здесь в черносланцевых комплексах установлена стратоидная золотосульфидная минерализация и локализованы крупнообъемные месторождения, такие как Наталка, Дегдекан и ряд других. Сводный разрез терригенных отложений и уровни локализации золоторудных объектов показаны на рис. 2.



Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка Верхне-Хатыннах-Олботского и Хакчанского рудных узлов

Рис. 3. Схема геологического строения Верхне-Хатыннах-Олботского рудного узла. По А.И.Иванову, С.С.Вартаняну, А.И.Черных и др., 2016:

1 – неоген-четвертичные отложения (Q); 2–9 – отложения поздней перми: 2–5 – омчакская свита: 2 – верхняя подсвита (P_3om_3): массивные аргиллиты, углеродистые алевролиты с прослоями полимиктовых и известковистых песчаников, мергелей, 3 – средняя подсвита (P_3om_2): песчаные и алевритистые углеродистые аргиллиты с прослоями полимиктовых песчаников, 4 – нижняя подсвита (P_3om_1): углеродистые алевритистые и песчаные аргиллиты, алевролиты с прослоями песчаников и кислых туфов, 5 – нерасчлененные отложения (P_3om): углеродистые алевролиты, песчаники, часто с примесью туфогенного материала, глинистые алевролиты, аргиллиты, прослои и линзы конгломератов, гравелитов, мелко- и среднеобломочных диамиктитов; 6–9 – атканская свита: 6 – первая подсвита (P_3at_1) – рудоносные отложения: сульфидоносные алевролиты и алевропесчаники с редкой галькой силицитов, прослои песчаников и мелкообломочных диамиктитов, повсеместно признаки оползневых явлений, 7 – вторая подсвита (P_3at_2), мелко- и грубообломочные диамиктиты с прослоями и линзами алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов, характерны крупные олистолиты метасоматически измененных песчаников и андезитовых порфиринов, признаки обвальнo-оползневой седиментации, 8 – третья подсвита (P_3at_3), флишоидное переслаивание алевролитов и тонкозернистых песчаников, 9 – четвертая подсвита (P_3at_4): песчано-гравийные диамиктиты с мощными прослоями песчаников, гравелитов и конгломератов; 10–11 – интрузивные образования: 10 – дайки гранодиоритов, гранодиорит-порфиринов басугуньинского комплекса (J_3b), 11 – нера-бохапчинский комплекс (J_3nb): а – малые интрузии гранодиорит-порфиринов, б – дайки диоритов, диорит-порфиринов, микродиоритов; 12 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 13 – ось антиклинали; 14 – золоторудные участки с детальными поисковыми работами: 1 – Петух, 2 – Верхний, 3 – Становой, 4 – Рыбный, 5 – Водораздельный, 6 – Олбот

Для отложений атканской свиты были установлены повышенные содержания золота [3]. Обогащенные золотом горизонты представлены умеренно углеродистыми ($C_{орг}$ до 2,5%) гравитационно-микститовыми отложениями – диамиктитами, галечно-гравийными алевролитами и углеродисто-глинистыми сланцами.

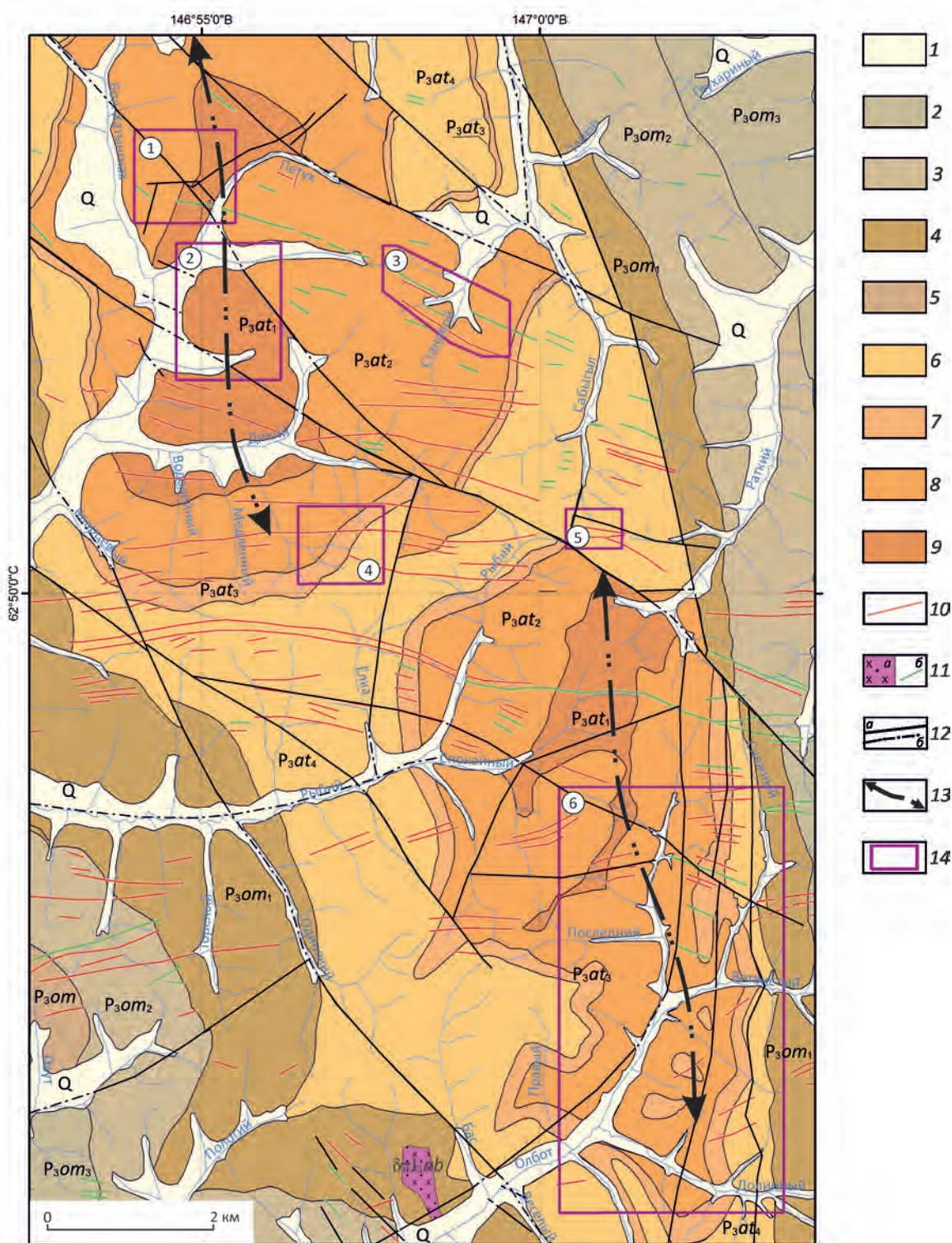
Диамиктиты представляют собой хаотическую смесь углеродистого алевропелитового матрикса и светлых несортированных включений псаммитовой и псефитовой размерности различного состава в количестве от первых процентов до 50% объема породы, обычно 2–5%. Рудоносный диамиктитовый комплекс отложений в основном соответствует верхнеатканской подсвите и представлен обвальнo-оползневыми отложениями с пестрым составом обломков от песчано-гравийно-мелкогалечных до валунных и крупноглыбовых. Галечные, валунные и крупноглыбовые образования сложены обломками метасоматически измененных сульфидизированных песчаников, силицитов, вулканитов среднего и кислого состава, туфов, реже тонкослоистых карбонатно-песчанисто-алевролитовых ритмитов с сульфидной вкрапленностью, иногда крупными (до 0,5 м) слабоокатанными обломками риодацитов. Встречается также сульфидная рудокластичка. В диамиктитах присутствует кластогенная рудная минерализация. Нижние части разреза атканских отложений (нижнеатканская подсвита) сложены углеродистыми алевропелитами, алевропесчаниками и туфами с сингенетичной золотоносной пирит-арсенипиритовой вкрапленностью, что наиболее характерно для изученных авторами разрезов Верхне-Хатыннах-Олботского рудного узла. Эти отложения авторы рассматривают в качестве основного литолого-стратиграфического уровня.

Образование диамиктитов связано с периодами вулканической активности и сопровождается поступлени-

ем в бассейн значительного количества пирокластички и других продуктов вулканических извержений. При этом необходимо отметить, что продукты вулканизма поступали в эвксинные (застойные) бассейны, что способствовало осаждению рудного вещества из кислотных вулканических эманаций при буферирующей и осаждающей роли органического углерода. Уровень эвксинности малых бассейнов седиментации можно косвенно оценить по содержаниям органического углерода в породах. По данным И.Л.Ведерникова [4] среднее содержание $C_{орг}$ в разрезах Аян-Юряхского антиклинория 0,94%. Встречаются единичные высокоуглеродистые слои ($C_{орг}$ до 23%). Максимальной изменчивостью содержания углерода характеризуется пионерская свита ($C_{орг}$ 0,4–1%). Атканская свита отличается более низкими содержаниями (среднее 0,45%). Нижняя пачка омчакской свиты содержит минимальную концентрацию $C_{орг}$ 0,35%, породы средней и верхней подсвит обогащены органикой. В нижнестарательской подсвите среднее содержание $C_{орг}$ 1,2%.

Эталон для черносланцевых объектов ЦКР – Наталкинское месторождение, которое расположено в Омчакском рудном узле, включающем также месторождения Омчак и Павлик. Характеристики месторождения Наталка приводятся в многочисленных широко известных статьях и монографиях [13–15]. В данной статье с целью сопоставления с объектами Верхне-Хатыннах-Олботского и Хакчанского рудных узлов отметим главное.

Наталкинское месторождение локализовано в краевой части скрытого плутона в зоне влияния Тенькинского регионального разлома северо-западного простирания. Основная рудовмещающая структура – Наталкинская брахисинклиналь, являющаяся структурой 2-го порядка относительно Тенькинской антиклинали. Длина рудоносной пликвативной структуры около



4,5 и ширина 2,5 км. Золоторудная минерализация контролируется продольными и диагональными тектоническими зонами, осложняющими юго-западное крыло Наталкинской синклинали. Рудоконтролирующие разломы – Главный и Северо-Восточный [15]. Главный разлом мощностью 20–50 м северо-западного прости-

рания представлен субпараллельными тектоническими швами с зеркалами скольжения, чередующимися с участками брекчирования и милонитизации. Амплитуда перемещений по разломам – первые сотни метров.

По данным Н.А.Горячева с соавторами [14] в разрезе рудовмещающей толщи общей мощностью 2,5 км

выделяются три свиты: пионерская, атканская и омчакская. Рудные тела сосредоточены в основном в атканской свите.

Атканская свита сложена диамикритами, галечно-гравийными алевролитами с пластами и линзами глинистых сланцев, тонкослоистых алевролитов, песчаников и гравелитов. Мощность 350–650 м.

На месторождении выделено 120 локальных рудных тел, образующих единую минерализованную зону протяженностью более 7 км [14]. Структурно-морфологические типы рудных тел: метасоматические прожилково-вкрапленные, прожилково-жильные, жильные и минерализованные зоны смятия-дробления. При оконтуривании по бортовому содержанию 0,4 г/т все рудные зоны представляют единую рудную залежь северо-восточного падения, расположенную между Главным и Северо-Восточным разломами. По данным С.А.Григорова и других авторов [15] протяженность рудоносной зоны около 5 км, ширина до 1 км, вертикальный размах оруденения 900–1200 м. Рудная залежь с глубиной выполаживается до субгоризонтального положения вдоль границы зоны дробления с глинистыми породами. Как отмечалось выше, основная часть залежи (около 400 м) приурочена к атканской свите, которая рассматривается в качестве основного рудоносного литолого-стратиграфического уровня. Относительно этого уровня проявлена вертикальная зональность: в верхней части развиты мощные (до 1–2 м) стволые жилы кварцевого состава, на глубине с горизонта 600 м развито штокверковое окварцевание и тонкая пирит-арсенопиритовая вкрапленность.

Промышленные запасы в контуре карьера по Наталкинскому месторождению составляют около 1500 т золота со средним содержанием 1,7 г/т. По данным ревизионных работ часть запасов была отнесена к некондиционным.

Рудообразование по В.И.Гончарову [13] связано с активизацией магматической деятельности и образованием гидротермальной рудно-магматической системы, связанной с разгерметизацией системы при формировании интрузивно-купольной структуры.

Верхне-Хатыннах-Олботский рудный узел приурочен к северо-восточному крылу Аян-Юряхского антиклинория, вблизи сочленения по Чай-Юрьинской зоне разломов с Иньяли-Дебинским синклинорием. Главная рудовмещающая структура – Лево-Аян-Юряхская брахиантиклиналь протяженностью около 30 и шириной около 8 км. Ось антиклинали под влиянием разломов северо-восточного и субширотного простираний образует флексурный изгиб (рис. 3). Комбинация продольных северо-западных, поперечных и диагональных разломов, определяющих поперечный изгиб антиклинали, создает блоковое строение рудного узла, а ундуляция шарнира антиклинали определяет погружение и воздымание основного рудоносного литолого-стратиграфического уровня атканских отложений и, соответственно, дискретное распределение рудных

объектов на площади рудного узла. В северо-западной части рудовмещающей антиклинали (Верхне-Хатыннахское рудное поле) локализовано месторождение Петух, а в юго-восточной (Олботское рудное поле) – рудопроявление Олбот. Между этими объектами на площади рудного узла вдоль оси антиклинали выявлен ряд рудопроявлений прожилково-жильного типа: Становой, Верхнее, Водораздельное (см. рис. 3).

Утвержденные прогнозные ресурсы для указанных объектов составляют: месторождение Петух: $P_1=73$ т, $C_{cp.Au}=3,1$ г/т; Становой: $P_1=18$ т, $C_{cp.Au}=6,8$ г/т; Верхнее: $P_1=14$ т, $C_{cp.Au}=3,3$ г/т; Водораздельное: $P_1=6$ т, $C_{cp.Au}=2,0$ г/т. Для Олботского участка (рудного поля) по результатам поисковых работ 2013–2015 гг. локализованы прогнозные ресурсы золота категории $P_2=100$ т, $C_{cp.Au}=1,55$ г/т.

В пределах рудного узла распространены рудоносные отложения атканской свиты и надрудные – омчакской свиты (см. рис. 3).

Атканская свита в пределах рудного узла расчленена на четыре подсвиты (пачки).

Первая пачка (P_{3at_1}) рассматривается в качестве рудоносного литолого-стратиграфического уровня. Она характеризуется фациальной неоднородностью, сильной изменчивостью мощностей отдельных горизонтов. Пачка сложена массивными и слоистыми алевролитами и алевропесчаниками с галькой силицитов и метасоматически измененных дацитов. В верхней части разреза отмечаются линзы и маломощные горизонты мелко-обломочных диамиктитов и мелкозернистых песчаников. В нижней части разреза преобладают алевролиты и реже аргиллиты с послойной желвачково-конкреционной пиритовой минерализацией. В средней и верхней частях разреза пачки отмечаются мощные горизонты и линзы алевропесчаников с золотоносной арсенопирит-пиритовой метавкрапленностью; присутствуют слюди-сто-кремнисто-альбитовые тонкозернистые метаспороиды (стратоидные метасоматиты). Повсеместно в алевролитах развиты оползневые микроскладки с линзочками и колобками пиритсодержащих мелкозернистых песчаников. Неполная мощность подсвиты не менее 400–600 м.

Во второй пачке (P_{3at_2}) преобладают мелко-, реже грубообломочные диамиктиты и песчано-гравийные алевролиты, присутствуют песчаники и гравелиты с прослоями алевролитов и конгломератов. Галечные и валунные обломки нередко представлены метасоматически измененными и сульфидизированными силицитами, дацитами, их туфами; нередко находки пиритовых и арсенопирит-пиритовых рудокласт. Мощность отложений сильно варьирует от 250 до 650 м.

Отложения первой и второй пачек (подсвит) слагают ядерную часть Лево-Аян-Юряхской брахиантиклинали – площади Верхне-Хатыннахского и Олботского рудных полей.

Третья пачка (P_{3at_3}) представлена флишоидным переслаиванием темно-серых тонкослоистых алевролитов

и светло-серых тонкозернистых песчаников. Часто отмечаются колобки и оползневые микроскладки, линзы известковистых песчаников мощностью 10–20 см. Мощность пачки варьирует в пределах 60–150 м.

В составе четвертой пачки (P_3at_4) преобладают грубо-обломочные диамиктиты и песчано-гравийные алевролиты. Присутствуют слои алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов мощностью от первых метров до 60 м. Верхняя граница пачки устанавливается по появлению массивных алевролитов омчакской свиты. Мощность пачки колеблется в пределах 500–700 м.

Общая мощность отложений атканской свиты составляет около 2200 м. При этом основной рудоносный уровень с золотоносной арсенопирит-пиритовой вкрапленностью соответствует низам разреза – отложениям первой подсвиты (пачки) атканской свиты.

Надрудные отложения омчакской свиты (P_3om) распространены на западе и востоке площади. Свита сложена алевролитами и песчаниками, часто ритмично чередующимися между собою. В подчиненном количестве присутствуют гравелиты, конгломераты, аргиллиты, диамиктиты. Для пород характерна отчетливая параллельно-волнистая слоистость, но встречается также косая и градационная слоистость. Свита разделена на три подсвиты, отличающиеся по количеству песчаников в разрезе и характеру переслаивания. Взаимоотношения с подстилающей атканской свитой согласные. Мощность отложений составляет 1500–1800 м. Отложения омчакской свиты на объектах Верхне-Хатыннах-Олботского рудного узла в основном сэрродированы, но являются рудовмещающими для объектов Хақчанского рудного узла, где они выделены как нерючинская свита.

Изученная территория характеризуется широким развитием россыпей золота, большинство из которых к настоящему времени полностью отработано. В качестве источника россыпной золотоносности Верхне-Хатыннах-Олботского рудного узла могут рассматриваться жильно-прожилковые зоны, локализованные на уровне омчакской свиты.

Месторождение Петух локализовано в близосевой части брахиформной антиклинальной складки второго порядка и представлено рудными залежами комбинированного типа. Это сочетание секущих золотополисульфидно-кварцевых прожилково-жильных зон и стратонидных залежей прожилково-вкрапленных пирит-арсенопиритовых руд. Ось складки ориентирована в запад–северо-западном направлении. Длина складки составляет 1100 м, размах крыльев 800 м.

В ядре складки обнажаются породы нижнеатканской подсвиты (P_3at_1). Крылья сложены перекрывающимися атканскими отложениями второй, третьей и четвертой подсвит. Углы наклона крыльев – от 10° до 30°. Характер разреза и положение полигенной золоторудной минерализации показаны на разрезе через центральную часть месторождения (рис. 4).

Выделенный предшественниками рудоносный диамиктитовый комплекс (вторая подсвита, P_3at_2), представлен обвально-оползневыми отложениями с пестрым составом обломков и размерностью от гравийно-мелкогалечных до валунных и крупноглыбовых. Матрикс отложений углеродисто-глинистый (алевропелитовый) с «мусорной» несортированной примесью песчано-гравийного и галечного материала. Как отмечалось выше, крупноглыбовые (до нескольких метров) образования представлены обломками метасоматически измененных и сульфидизированных терригенных и вулканогенных пород. В составе песчано-гравийной и галечной примеси диамиктитов часто встречаются обломки метасоматически измененных пиритизированных силицитов и дацитов, обломки кварцевых жил, пиритовые и арсенопирит-пиритовые рудокласты. Эти образования авторы относят к кластогенной рудной минерализации. Можно предположить, что обломки оруденелых вулканогенных и терригенных пород, включая крупные олистолиты с рудно-метасоматической и жильной минерализацией, образовались путем сейсмического разрушения пород основания и сбросом обломков в оползневые потоки, с транспортировкой их из субаэральной области в глубоководные эксинные впадины. То есть в бортах «атканского» рудоносного бассейна могли находиться локальные вулканические поднятия с центрами гидротермальной активности.

На месторождении Петух переход обвально-оползневых отложений в подстилающую рудоносную пачку алевролитов, исходя из данных, полученных при документации керна и естественных обнажений, – согласный. Однако характер разреза меняется на коротких интервалах (первые метры). При этом в матриксе уменьшается количество песчано-гравийной и галечной примеси. Разрез нижней пачки представлен отложениями мутьевых потоков алевропелитовой размерности с существенным обогащением осадков рассеянным органическим веществом.

По данным документации керна скважин в алевролитах отмечается развитие арсенопирит-пиритовой вкрапленности, распределенной в объеме пород равномерно или с послонным пятнисто-плотчатый обогащением, подчеркивающим структуру мутьевых вихревых потоков. Нередки фрагменты оползневых микроскладок, сложенные тонкой пиритовой вкрапленностью и разорванными прослоями пирититов. По разрезу одной из глубоких скважин стволовая мощность рудоносной алевропелитовой пачки с арсенопирит-пиритовой вкрапленностью превышает 400 м (см. рис. 4). Сульфидная минерализация в ней представлена в основном пылевидным и тонкозернистым пиритом в количестве от 1 до 5%. Арсенопирит присутствует в виде отдельных кристаллов и сростков, его количество варьирует от 0,5 до 5%. Распределение метавкрапленности сульфидов не зависит от интенсивности более поздней (наложенной) полисульфидно-анкерит-альбит-кварце-

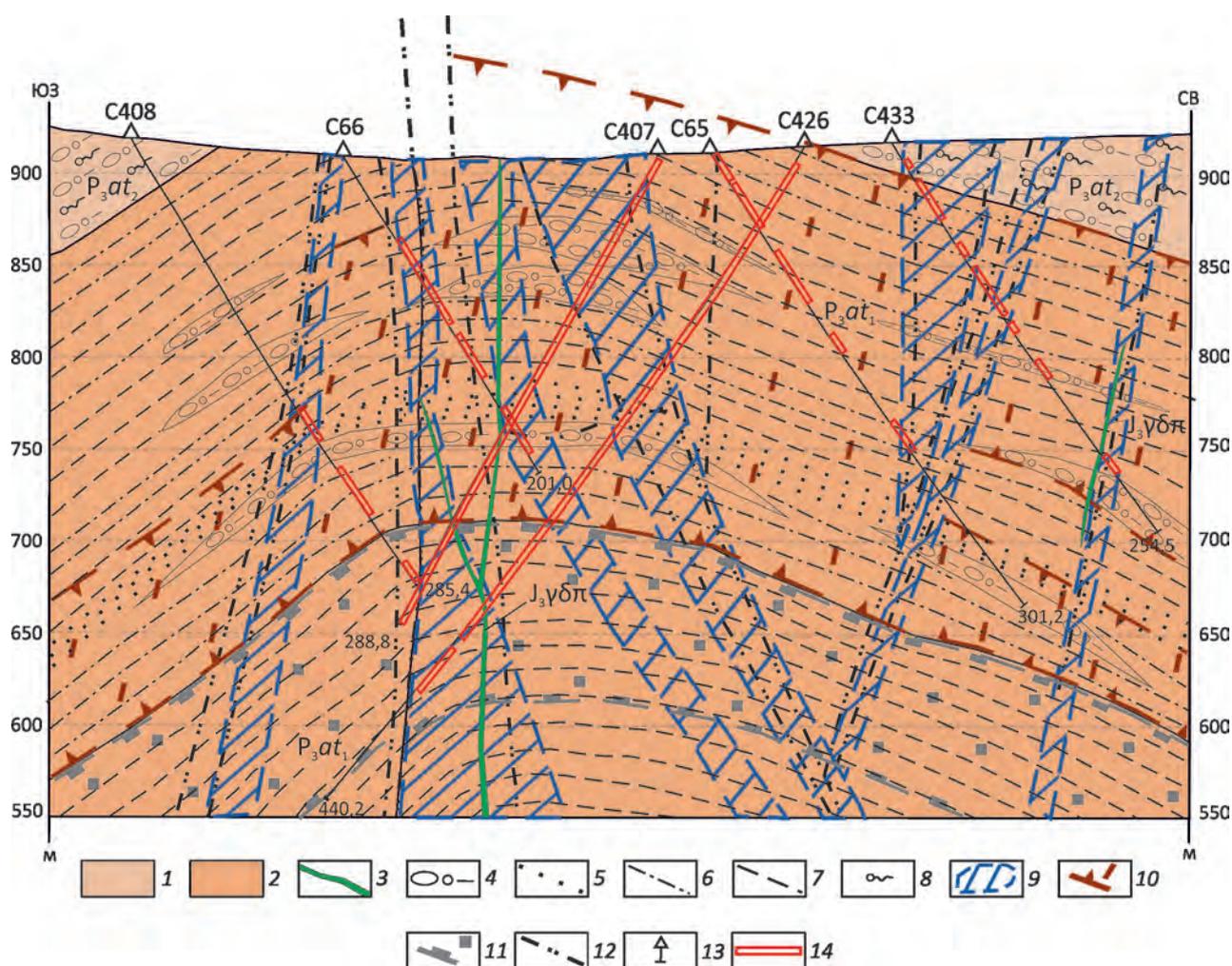


Рис. 4. Геологический разрез месторождения Петух:

стратифицированные образования: пермская система, верхний отдел, атканская свита: 1 – вторая подсвита (P_3at_2), 2 – нижняя подсвита (P_3at_1); интрузивные образования поздней юры: 3 – дайки гранодиоритовых порфиров нерабохалчинского комплекса ($J_3ubл$); литологические различия пород: 4 – диамиктиты, 5 – песчаники, 6 – алевропесчаники, 7 – алевролиты, 8 – следы биотурбации в глинистых отложениях; 9 – ореолы прожилковой минерализации золотополисульфидно-альбит-кварцевого состава, сопряженной с серицит-анкерит-альбит-кварцевыми метасоматитами; ореол: 10 – стратоидной золотоносной пирит-арсенопиритовой вкрапленности и 11 – стратоидной пиритовой минерализации; 12 – разломы; 13 – скважины и их номера; 14 – интервалы по скважинам с содержаниями золота $>0,1$ г/т

вой прожилковой минерализации. При пересечениях прожилками пород с сульфидной вкрапленностью, нередко в контактах последних отмечаются каймы метасоматитов (шириной до 2 см), лишенные сульфидной вкрапленности, что может быть связано с растворением сульфидной вкрапленности и переотложением ее в составе прожилков в виде поздних генераций арсенопирита и пирита.

В средней части разреза рудоносной алевропелитовой пачки установлены мощные (десятки метров) горизонты, сложенные углеродистыми тонкозернистыми

альбитовыми породами с существенной примесью Mg-Fe карбонатов и тонкой вкрапленностью золотоносных сульфидов (пирита и арсенопирита). Эти породы предположительно идентифицированы авторами как альбитизированные и карбонатизированные туфы основного состава. Стратоидная альбитизация заслуживает дальнейшего специального изучения, так как имеет признаки метасоматических изменений, связанных с гидротермально-осадочными процессами, что отмечалось в частности в разрезах месторождения Кумтор (Южная Киргизия) и Амантайтау (Западный Узбекистан), где

подобные образования ассоциировали с высоко золотосодержащими сульфидными ритмитами [2].

Околотрещинные (околожилльные) метасоматические изменения – анкеритизация, окварцевание, серицитизация, максимально проявлены в горизонтах грубообломочных диамиктитов. Анкеритизация, проявленная вдоль трещинных зон, образует каркасную структуру и иногда мощные зоны объемных изменений. Наиболее интенсивно анкеритизация проявлена в телах олистолигов известковистых песчаников. Проявленные по разрезу сульфидоносной алевропелитовой пачки кварцевые (анкерит-доломит-кварцевые, анкерит-альбит-кварцевые и альбит-кварцевые) прожилки относятся к двум возрастным группам – додайковым и постдайковым. Наиболее ранние альбит-кварцевые и анкерит-альбит-кварцевые прожилки сопровождаются слабыми метасоматическими изменениями, имеют шестоватую или гребенчатую структуру и в эндоконтактах содержат пирит-арсенопиритовые сростки. Позднерудные анкерит-доломит-кварцевые прожилки сопровождаются интенсивной околотрещинной анкеритизацией и содержат редкую пиритовую и полисульфидную минерализацию.

На флангах месторождения Петух, в горизонтах грубообломочных диамиктитов установлены также субпараллельные пологие слабо золотосодержащие кварцевые жилы выполнения пустот. Они приурочены к контактам крупных олистолигов песчаников и сопровождаются каркасно-прожилковым окварцеванием в теле самих олистолигов. Эти жилы также отнесены к додайковым образованиям, приуроченным к участкам концентраций хрупких деформаций в компетентных породах.

Золотосодержащие пирит-арсенопирит-анкерит-альбит-кварцевые прожилки связаны с разломами северо-западного и северо-восточного простирания. Мощность прожилковых зон составляет десятки метров. Мощность прожилков от нескольких миллиметров до 3 см, преобладают прожилки мощностью 0,5–1,5 см. Доминирует параллельно-прожилковое окварцевание, реже развиты прожилки нескольких направлений, образующие каркасную структуру с переходами в участки гидроразрыва (микробрекчирования). Интенсивность прожилкования варьирует от весьма насыщенной (30–50% от объема) до умеренной (5–10% от объема). Малые мощности прожилков, шестоватое строение, преобладание параллельного прожилкования и высокая интенсивность насыщения ими пород – индикатор увеличенной золотосодержаемости. Это может быть объяснено повышенным давлением в области рудоотложения, связанным со слабым приоткрыванием капиллярных трещин и наличием сланцевых флюидоупоров. Как будет показано ниже, эти представления подтверждаются результатами термобарогеохимических исследований. Развитые в небольшом количестве мощные кварцевые жилы выполнения мощностью до 20 см обычно характеризуются низкими содержаниями золота.

В контактах прожилков при пересечении ими алевропелитов с рассеянной сульфидной вкрапленностью отмечается образование сульфидных (пирит-арсенопиритовых) сростков до 3 мм, иногда отмечаются их сростания с мелкими выделениями галенита и блёклых руд. По всему разрезу рудоносной пачки с пирит-арсенопиритовой вкрапленностью отмечаются повышенные содержания золота в пределах 0,3–1,5 г/т, что в комбинации с секущими золотополисульфидно-анкерит-альбит-кварцевыми прожилками создает эффект крупнообъемной золоторудной залежи комбинированного типа со средними содержаниями золота на месторождении Петух на уровне 3–5 г/т.

Изотопно-геохимические исследования показали, что в отличие от «фоновых» пермских отложений ЦКР сера золотосодержащих сульфидов во всем объеме месторождения Петух имеет весьма гомогенный изотопный состав и может быть охарактеризована средним значением $\delta^{34}\text{S} = -3,8 \pm 1\%$ (рис. 5). При этом не установлено значимых различий в изотопном составе серы сульфидов из секущих прожилковых и стратиформных вкрапленных образований во вмещающих породах. Практически идентичные значения $\delta^{34}\text{S}$ показали сульфиды из прослоев и линз пиритов из нижней–средней части разреза и сульфиды рудокластов из перекрывающих отложений. Указанные факты позволяют сделать три главных вывода:

- 1) стратиформная золотосодержащая сульфидная минерализация сингенетична вмещающим породам нижней–средней части разреза атканской свиты;
- 2) источником серы для стратиформной сульфидной минерализации вероятнее всего служил гомогенный высокотемпературный источник, что коррелируется с выводом о гидротермально-осадочном генезисе «донорной» сульфидной минерализации;
- 3) для наложенной прожилковой минерализации источником серы и, очевидно, позднего золота, служили сульфидсодержащие породы «донорной» формации.

Как следует из рис. 5 по среднему значению изотопный состав серы сульфидов месторождения Петух ($\delta^{34}\text{S} = -3,8 \pm 1\%$) значительно отличается от месторождения Наталка ($\delta^{34}\text{S} = -6,0 \pm 1\%$), что указывает на различные источники поступления этого элемента в рудообразующие системы.

С целью уточнения вопроса об источниках рудного вещества авторы определили изотопные отношения свинца (TIMS, ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитик Р.Ш.Крымский) в золотосульфидных концентратах, полученных при обогащении технологических проб из руд месторождения Петух ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,375$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,593$) и Наталка ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,374$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,544$). Результаты анализов однозначно свидетельствуют о существенном различии среднего изотопного состава рудного свинца названных месторождений и о поступлении этого элемента в руды из разных источников. Модельный свинцовый возраст золотосодержащей минера-

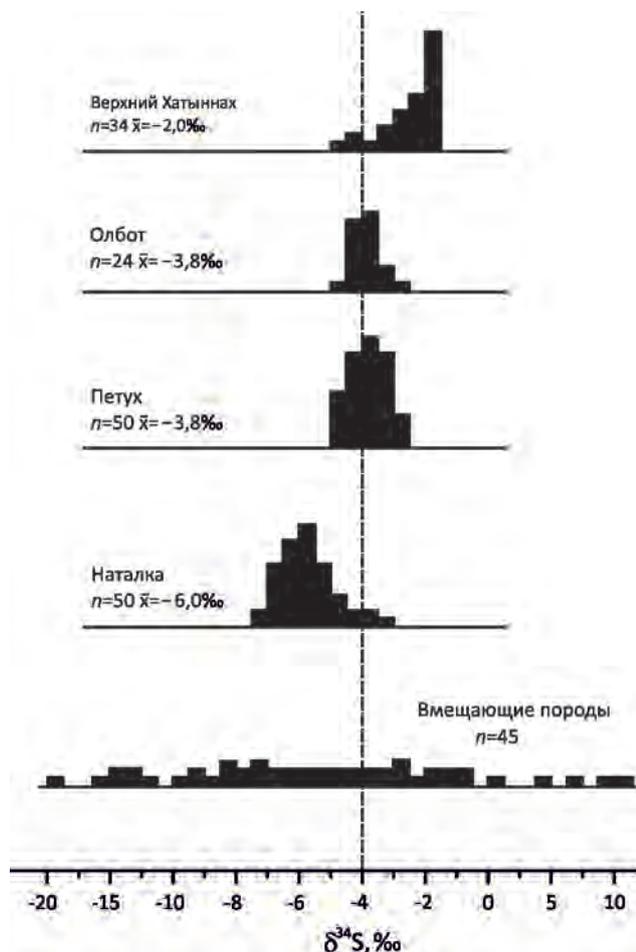


Рис. 5. Изотопный состав серы сульфидов из руд месторождений ЦПР и вмещающих углеродисто-терригенных пород пермского возраста (с использованием данных [20, 22])

лизации, рассчитанный в соответствии с эволюционной моделью Стейси-Крамерса [24], для месторождения Петух составляет 170 млн. лет ($\mu=9,66$) и указывает на вероятное завершение рудообразования в период среднеюрской коллизии и метаморфизма. Свинец в рудах Наталки имеет значительно более молодой модельный возраст (70 млн. лет при $\mu=9,45$), позволяющий предполагать определенное влияние ОЧВП при формировании этого месторождения.

При существенном различии во времени проявления гидротермальных процессов на рассматриваемых рудных объектах для них характерна общая особенность, заключающаяся в существенном обогащении сульфидов легким изотопом серы относительно «метеоритного» уровня. Наиболее вероятное объяснение этой закономерности – частичная контаминация рудогенерирующих очагов серой осадочно-диагенетических сульфидов как в конседиментационных, так и в пост-коллизивных системах.

В то же время не исключено, что основным источником серы в гидротермально-осадочной системе служил морской сульфат. В этом случае пониженные значения $\delta^{34}\text{S}$ могут быть обусловлены аномально низким содержанием тяжелого изотопа серы в пермских морях [5, 7]. Для решения этого вопроса необходимы более обширные исследования.

Рудопроявление Олбот локализовано в южном замыкании Лево-Аян-Юряхской брахиантиклинали. На участке рудопроявления ось складки имеет субмеридиональное простирание (см. рис. 3). Она вытянута вдоль долины ручья Олбот, размах крыльев достигает 4–5 км. Ядро сложено породами нижнеатканской подсвиты (P_3at_1), крылья – верхнеатканскими отложениями второй (P_3at_2), третьей (P_3at_3) и четвертой (P_3at_4) подсвит атканской свиты и породами омчакской (P_3om) свиты. Углы наклона крыльев – 30° – 50° . Крылья складки осложнены складками более высоких порядков.

Складчато-разрывная структура участка имеет сложный блоковый характер, который определяется сочетанием разломов субмеридиональной, северо-западной, субширотной и восток-северо-восточной ориентировок. Наиболее распространены на участке продольные разрывные нарушения субмеридионального простирания. Продольные разломы носят преимущественно сбросовый характер. Они представлены зонами дробления и сопровождаются мощными зонами расланцевания. В северо-западном направлении от участка Олбот к месторождению Петух, в соответствии с изгибом складчатой структуры, продольные разломы приобретают север-северо-западное простирание. Дугообразный изгиб продольной складчато-разрывной структуры определяется влиянием диагональных и поперечных разломов. Углы падения смесителей субвертикальные, амплитуда перемещения не превышает 200–300 м.

Северо-западная и субширотная системы сбросо-сдвигов развиты в северной и южной частях участка. Мощность зон разломов составляет первые метры. Углы падения крутые субвертикальные, вертикальная амплитуда перемещений не превышает первые десятки метров, горизонтальная амплитуда составляет от первых десятков до первых сотен метров.

Разломы северо-западной и субширотной систем смещают более раннюю субмеридиональную систему. К ним приурочены позднеюрские дайки нерабохапчинского и басугунынского комплексов. Восток-северо-восточная система сбросо-сдвигов является опережающей к северо-западной и субширотной и распространена преимущественно в центральной и северной частях участка. Залегание даек крутое (70° – 90°), но иногда они выполаживаются до 40° – 50° . Их протяженность составляет первые сотни метров. Мощность даек меняется от 0,5 до 4,0 м.

Дайки нерабохапчинского интрузивного комплекса (J_3nb) представлены метасоматически измененными

микродиоритами и диоритовыми порфиридами. Дайки пересечены сетью трещин, вмещающих полисульфидно-анкерит-кварцевые прожилки. Дайки басугуньинского интрузивного комплекса (J_3b) представлены гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритами и гранит-порфирами. Метасоматические изменения в дайках интенсивные. По данным документации канав (канавы 3) на участке Олбот установлено, что дайки диоритоидов пересекают жильно-прожилковые образования золотосульфидно-альбит-кварцевого состава и в свою очередь импрегнированы прожилками анкерит-полисульфидно-кварцевого состава, то есть являются внутрирудными.

На рис. 6 приведен типовой разрез через центральную часть месторождения, отражающий комбинированный характер рудной залежи с сочетанием крутопадающих жильно-прожилковых зон золотополисульфидно-кварцевого состава и слабо проявленной стратоидной золотоносной арсенопирит-пиритовой вкрапленности. На участке Олбот, в отличие от месторождения Петух, доминирует жильно-прожилковый тип. Вместе с тем изотопные данные указывают на то, что основным источником рудного вещества на этом участке также служили стратоидные золотосульфидные образования «донорной» формации (см. рис. 5), предположительно залегающие ниже по разрезу.

Специализированные исследования на месторождении Петух и рудопоявлении Олбот позволили установить полигенный и многоэтапный характер золоторудной минерализации. Был выделен ряд структурно-вещественных комплексов, в том числе: биогенно-хемогенный, гидротермально-осадочный, кластогенный и прожилково-жильный.

Биогенно-хемогенный минеральный комплекс. В этот комплекс входят тонкозернистый пылевидный и землистый пирит (мельниковит), оолиты и фрамбоиды пирита, а также органические остатки, представленные антраксолитом, часто с сохранением структуры растительной ткани. В цементе осадочных пород часто наблюдается субмикронная тонкая вкрапленность, хлопьевидные, землистые агрегаты, оолиты (глобули) и фрамбоиды пирита («оруденелые бактерии»). Размеры фрамбоидов обычно составляют 5–15 мкм. Их отличает полигональное внутреннее строение. В оолитах пирита внутреннее строение хлопьевидно-глобулярное, что подчеркивает их коллоидное происхождение. Размеры оолитов составляют обычно десятки мкм. Коллоидные шарики (оолиты) образуют агрегатные комковидные скопления размером до 100–200 мкм и часто включают в себя выделения фрамбоидального пирита. В отдельных случаях отмечается обрастание фрамбоидов блёклой рудой с тонкой вкрапленностью халькопирита или цементация их метакристаллами арсенопирита. Осадочно-биогенное происхождение пирита подтверждается широкими вариациями изотопного состава серы (см. рис. 5) в области отрицательных значений $\delta^{34}S$ (до -20%).

Гидротермально-осадочный минеральный комплекс образует стратиформные залежи вкрапленных руд. Данный минеральный комплекс в основном проявлен на месторождении Петух, в меньшей степени на участке Олбот. По мере перехода грубообломочных диамиктитов в подстилающие алевролиты и алевропесчаники (турбидитовые отложения) в матрике появляется золотоносная пирит-арсенопиритовая вкрапленность от 0,5 до 3%. Алевролиты переслаиваются с тонкими плочками сульфидоносных тонкозернистых песчаников. Наряду с арсенопирит-пиритовой метавкрапленностью отмечаются микроконкреции пирита и маломощные линзочки массивных пирититов.

Минеральный состав комплекса: золотоносный пирит (Pу II) различных кристаллических форм (кубические, пентагондодекаэдрические, реже октаэдрические гранные формы, аллотриоморфные зерна, скелетные кристаллы), идиоморфный золотоносный арсенопирит (Ars I). Золотоносность сульфидов связывается с тонкодисперсным субмикронным золотом. В виде микровключений (микрорагенезис) в пирите и арсенопирите присутствуют: халькопирит, пирротин, сфалерит, реже блёклые руды и галенит. Состав микрорагенезиса сходен для руд обоих участков (Петух и Олбот). Изотопный состав серы гидротермально-осадочных сульфидов постоянен в пределах рудного узла (см. рис. 5) и соответствует узкому интервалу значений $\delta^{34}S = -3,8 \pm 1\%$.

Кластогенный рудный минеральный комплекс, как отмечалось выше, содержится в основном в гравийно-галечной фракции диамиктитов, реже в виде пиритовых и арсенопирит-пиритовых рудокласт. В обломках вулканитов заключена сульфидная вкрапленность, сходная по составу с гидротермально-осадочным минеральным комплексом. В обломках метасоматически измененных дацитов, их туфах и силицитах отмечается пиритовая вкрапленность с микровключениями халькопирита, блёклых руд, пирротина и сфалерита. Встречаются единичные рудные обломки пиритового и пирит-арсенопиритового состава, иногда с микровключениями золота размером до 16 мкм. В пирите в ассоциации с золотом присутствуют микровключения пирротина, халькопирита и марказита. В арсенопирите – сфалерита, теннангита и халькопирита. Часто границы гравийно-галечных обломков содержат каймы, обогащенные мелкокристаллическим агрегатом пирита и арсенопирита, что указывает на реакционное взаимодействие обломков с водонасыщенным углеродисто-глинистым матриксом диамиктитов.

В обломках терригенных пород присутствует пиритовая минерализация, типичная для *биогенно-хемогенного минерального комплекса.* Это тонкая пылевидная вкрапленность, фрамбоидальный и тороидальный (по органическим остаткам) пирит, сростки несовершенных кубических кристаллов с ситовидным внутренним строением.

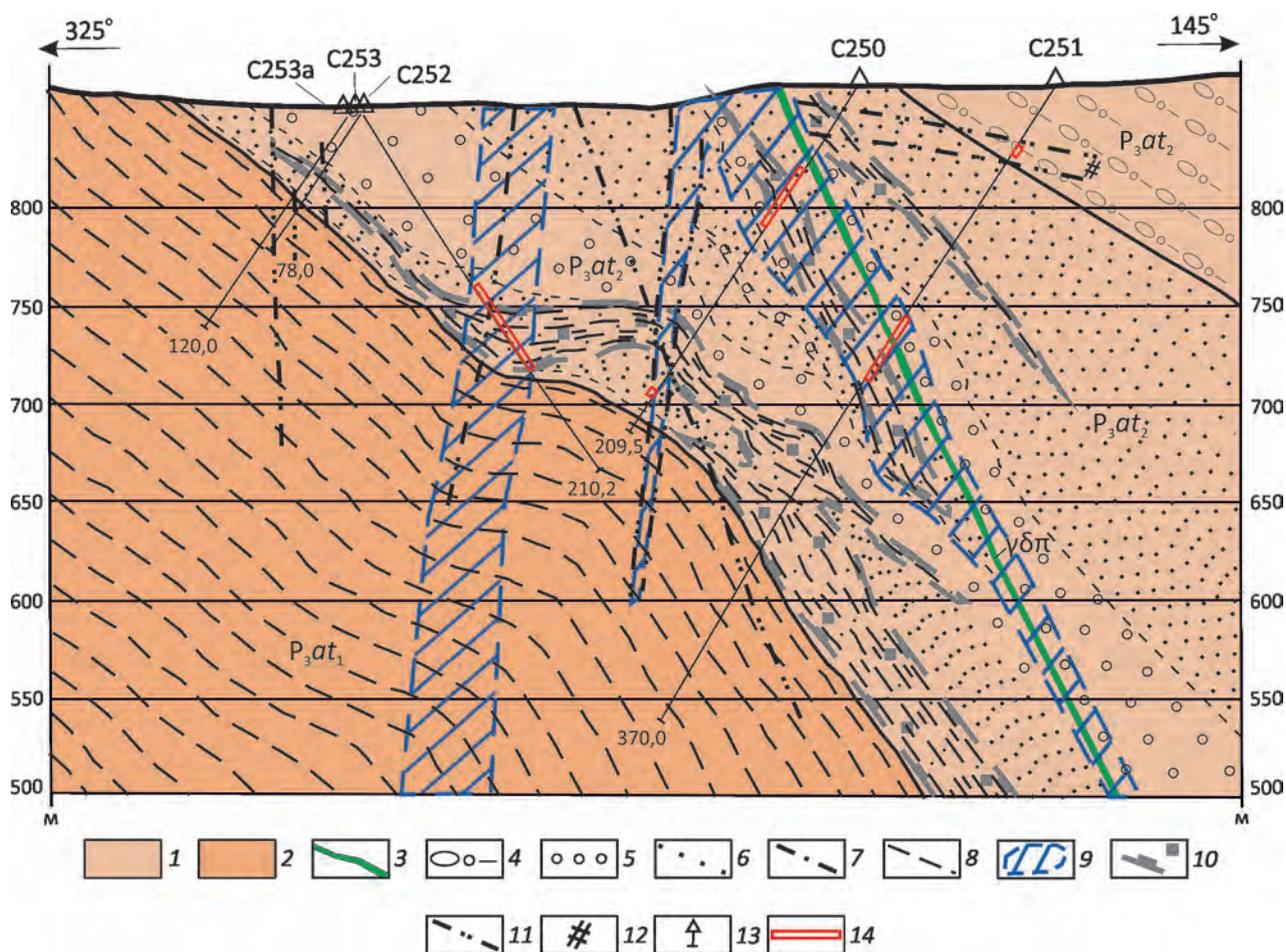


Рис. 6. Геологический разрез рудопоявления Олбот:

стратифицированные образования: пермская система, верхний отдел, атканская свита: 1 – вторая подсвита (P_3at_2), 2 – первая подсвита (P_3at_1); интрузивные образования поздней юры: 3 – дайки диоритовых порфиров нера-бохапчинского комплекса (J_3nb); литологические разности пород: 4 – диамиктиты, 5 – гравелиты, 6 – песчаники, 7 – алевропесчаники, 8 – алевролиты; 9 – ореолы прожилковой минерализации золотополисульфидно-альбит-кварцевого состава, сопряженной с серицит-анкерит-альбит-кварцевыми метасоматитами; 10 – граница горизонтов с интенсивной стратоидной пиритовой вкрапленностью; 11 – разломы; 12 – катаклазиты; 13 – скважины и их номера; 14 – интервалы с содержаниями золота более $>0,1$ г/т

Матрикс диамиктитов сложен углеродисто-глинистым веществом с непостоянной и переменной примесью новообразованного (кристаллобластического) пирита и арсенопирита.

Присутствие оруденелых вулканитов и силицитов в диамиктитах, как уже отмечалось, свидетельствует о разрушении вулканических центров гидротермальной активности в бассейне седиментации. Нахождение сходной по составу сульфидной минерализации в обломках пород и в матриксе диамиктитов связано с вовлечением в лавинную седиментацию как литифицированных пород, так и рыхлых осадков. Неравномерная литификация осадков – дополнительный косвенный

признак наличия субмаринных гидротермальных полей, в пределах которых, как известно (по аналогии с современными океаническими рифтами), процессы литификации и диагенеза происходят с более высокими скоростями, чем за их пределами.

Прожилково-жильные образования полисульфидно-анкерит-альбит-кварцевого состава, как отмечалось выше, представлены двумя возрастными группами, разделенными внедрением даек и, по-видимому, парагенетически связанными с ними. Прожилковые зоны сопровождаются метасоматическими изменениями и формируют секущие рудные зоны с жильно-прожилково-вкрапленным типом минерализации.

В составе ранних альбит-кварцевых прожилков в переменных количествах присутствуют (в порядке убывания): арсенопирит (As_2S_3), пирит (FeS_2), блёк-лые руды (теннантит), сфалерит, халькопирит. Минералы полисульфидной группы образуют сростания с арсенопиритом и пиритом, а также присутствуют в них в виде микровключений. Для месторождения Петух, по сравнению с Олботом, характерно большее разнообразие минеральных видов в составе микровключений в пирите и арсенопирите. Сростки сульфидов приурочены к контактам прожилков. Их количество зависит от интенсивности прожилкования, которая изменяется от нескольких процентов до 50% от объема пород. Мощность прожилков от нескольких миллиметров до 2–3 см, обычно 0,5–1,0 см. Обогащение прожилков полисульфидно-пирит-арсенопиритовыми сростками обычно отмечается в участках пересечения прослоев, обогащенных ранней (сингенетичной) арсенопирит-пиритовой вкрапленностью. При этом достаточно крупные (до 3–5 мм) кристаллы сульфидов прорастают границы прожилков и затрагивают 2–3 мм части экзоконтакта с ориентировкой вершинных форм кристаллов кубического пирита перпендикулярно контакту прожилка с метасоматитом. Это может служить признаком притока рудного вещества как по микротрещинам, так и из порового пространства породы (в том числе переотложенного из ранних гидротермально-осадочных сульфидов). В сростках кристаллов арсенопирита и пирита устанавливаются редкие интерстициальные микровыделения самородного золота. Есть и микровыделения золота в кварце. Размерность золота варьирует от 1×2 до 6×12 мкм. Их форма неправильная, вытянутая. Изотопный состав серы сульфидов из метавкрапленников и прожилков близок, что свидетельствует о переотложении сульфидов из пород в прожилки без привноса серы из другого источника.

Постдайковые прожилки полисульфидно-анкерит-доломит-кварцевого состава содержат сростки мелкокристаллического пирита (FeS_2), тонкоигльчатого арсенопирита (As_2S_3) и минералы полисульфидной группы (халькопирит, сфалерит, галенит). На участке Олбот в арсенопирите в виде самостоятельной вкрапленности, а также в сростании с халькопиритом и сфалеритом иногда отмечается петцит (Ag_3AuTe_2).

Метасоматические изменения – альбитизация, серицитизация, анкеритизация и окварцевание приурочены к прожилковым зонам. Они распределены неравномерно в зависимости от литологического состава пород. Наиболее интенсивно они проявлены в наиболее пористых грубообломочных диамиктитах.

Выделяются две возрастные группы метасоматитов, тесно связанные с дайками неро-бохапчинского комплекса. Раннерудные (додайковые) изменения – альбит-кварцевые. Они представлены тонкозернистыми точечными и пятнистыми агрегатами новообразованных «чистых» зерен кварца и альбита. При замещении

пород происходит «отгонка» углеродистого вещества на периферию этих новообразований с переотложением органики в виде ветвящихся жгутиков, линзовидных полосок и др. Околожилковые альбит-кварцевые изменения проявлены слабо.

Серицит-анкерит-пиритовые метасоматиты являются более поздними (постдайковыми) образованиями. Они развиты как в трещинных (прожилковых) зонах в осадочных породах, так и в дайках неро-бохапчинского комплекса. В целом для участка Олбот характерна высокая степень анкеритизации; количество анкерита достигает 20%. Количество серицита в измененных терригенных породах колеблется в пределах 2–5%, а в дайках достигает 30%. Количество пирита в этих метасоматитах варьирует от 1–2% до 10%. Пирит встречается в различных кристаллических формах – кубической, пентагондодекаэдрической, реже октаэдрической. Кроме пирита в измененных породах наблюдается арсенопирит (ромбический, игльчатый), однако развитие арсенопирита более локально по сравнению с пиритом. Мощность зон метасоматических изменений соответствует мощностям прожилковых зон и составляет от нескольких метров до 50 м.

Перечисленные минеральные комплексы и метасоматические образования в Верхне-Хатыннах-Олботском рудном узле образуют комбинацию двух структурно-морфологических типов рудных зон:

Первый тип – мощные стратиформные залежи вкрапленных золото-арсенопирит-пиритовых руд с содержаниями золота до 1 г/т, развитые в нижнеатканских отложениях.

Второй тип – крутопадающие секущие жильно-прожилковые зоны с золотополисульфидно-анкерит-альбит-кварцевой минерализацией, сопряженные с ореолами метасоматических изменений и приуроченные к разломам северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания; средние содержания золота на уровне 3–5 г/т.

Комбинация этих типов на уровне нижнеатканских отложений определяет образование крупнообъемных залежей прожилково-вкрапленных золотосульфидных руд с содержаниями на уровне 2–3 г/т. Комбинированный тип залежей характерен для месторождения Петух и в меньшей степени для участка Олбот, где доминируют крутопадающие жильно-прожилковые зоны в ореолах метасоматических изменений, что определяется более высоким стратиграфическим уровнем участка. При этом основной рудоносный уровень рудопроявления Олбот с комбинированным типом рудных залежей можно предполагать на глубине более 300 м, соответствующей нижним уровням нижнеатканских отложений. Это косвенно подтверждают результаты электрофизического профилирования (ВП, ЕП, АМТЗ), проведенные А.В.Тарасовым с коллегами (ВИРГ «Рудгеофизика»).

На участках Петух и Олбот были выявлены крупные ореолы с низким удельным электрическим сопротивле-

нием (10–100 Ом×м), соответствующие сульфидоносным горизонтам и зонам с прожилково-вкрапленной минерализацией [21]. На месторождении Петух проводящий горизонт образует крупную сводовую структуру. Верхний уровень проводящего уровня расположен на глубине около 200 м от дневной поверхности и соответствует уровню развития нижнеатканских отложений. На участке Олбот в осевой части антиклинали выделяется проводящая зона с удельным электрическим сопротивлением 10–100 Ом×м. При этом проводящая зона (ореол) имеет крутое погружение и небольшую мощность, что говорит о ее локальном характере и связи с выявленными крутопадающими прожилковыми зонами. Расширение ореола повышенной проводимости отмечается на глубинах 300–500 м, что можно соотносить с положением сульфидоносных горизонтов нижнеатканских отложений. Соответственно, на глубоких горизонтах рудопоявления Олбот можно предполагать наличие комбинированного крупнообъемного золотого оруденения, аналогичного месторождению Петух. Вместе с тем, относительно слабое по интенсивности проявление стратоидной сульфидной минерализации в нижнеатканских отложениях на участке Олбот может быть и следствием флангового положения участка относительно основных зон разгрузки субмаринных гидротермальных полей атканского рудоносного бассейна.

Хакчанский рудный узел находится на северном фланге Центрально-Колымского региона, на границе Магаданской области и Саха-Якутии. Он приурочен к северо-западному замыканию Аян-Юрхского антиклинория и располагается в зоне влияния одной из ветвей рудоконтролирующего Чай-Юрьинского разлома. Золотое оруденение рудного узла является примером вкрапленно- жильно-прожилкового типа, приуроченного к трещинным зонам глубокого заложения с протяженной на глубину жильно-прожилковой золотополисульфидно-кварцевой минерализацией, которая проявлена непрерывно как в нерючинских, так и подстилающих их верхнеатканских отложениях. Стратиформная золоторудная минерализация в настоящее время не выявлена и предполагается на более глубоком стратиграфическом уровне, соответствующем нижнеатканским отложениям.

Рудный узел локализован в крупной антиклинальной складке первого порядка. В пределах рудного узла выделяются два рудных поля: Средне-Хакчанское и Верхне-Хакчанское, а также многочисленные рудопоявления и точки минерализации. Известны россыпи золота.

Рудное поле приурочено к области пересечения Верхне-Хакчанского сбросо-сдвига, являющегося оперяющей ветвью Чай-Юрьинского регионального разлома и крупных рудолокализирующих субмеридиональных сбросов. Главная рудолокализирующая структура – Хакчан-Некусахчанская антиклиналь запад-северо-западного простирания с размахом крыльев 4–5 км.

Верхне-Хакчанское месторождение локализовано в клиновидном тектоническом блоке в ядерной части и южном крыле асимметричной антиклинальной складки второго порядка. Размах крыльев превышает 1 км, углы падения южного крыла достигают 60°–70°, северное крыло – более пологое до 45°. Продольные зоны смятия и приразломные складки высоких порядков с размахом крыльев в первые метры вмещают локальные зоны прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации.

В пределах рудного поля развит комплекс верхнепермских углеродисто-терригенных пород [6].

Породы верхней перми образуют непрерывный разрез и представлены (снизу–вверх): атканской, нерючинской и кулинской свитами. Рудные залежи локализованы в основном в низах нерючинской свиты, то есть непосредственно над потенциально рудоносными атканскими отложениями, которые на месторождении лишь частично вскрыты единичными скважинами.

Отложения *атканской свиты* (P_{2at}) вскрыты в ядрах локальных антиклиналей на глубине от 280 до 400 м. Породы представлены диамикритами с редкими маломощными прослоями массивных алевролитов с туфогенной примесью, по составу отвечают верхней подсвите атканских отложений. Граница между нерючинской и атканской свитой проводится по кровле крупногалечных диамикритов. Полный разрез атканской свиты и распределение в нем стратиформной сульфидной минерализации на настоящий момент не изучены.

В составе *рудовмещающей нерючинской свиты* (P_{2nr}) выделено три подсвиты.

Нижняя подсвита (P_{2nr_1}) – основная рудовмещающая, слагает ядра антиклиналей и делится на 4 пачки, общей мощностью 300 м. Первая пачка ($P_{2nr_1^1}$) представлена массивными углеродистыми алевролитами с туфогенной примесью. Вторая пачка ($P_{2nr_1^2}$) сложена преимущественно песчанистыми алевролитами с туфогенной примесью с прослоями мелкозернистых песчаников. Третья пачка ($P_{2nr_1^3}$) близка по составу первой пачке. Четвертая пачка ($P_{2nr_1^4}$) сложена массивными мелкозернистыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, мелкогалечных диамикритов и алевролитов.

Средняя подсвита (P_{2nr_2}) слагает крылья складок. Разделена на 3 пачки общей мощностью 250 м, в составе которых преобладают алевролиты.

Верхняя подсвита (P_{2nr_3}) слагает как крылья антиклиналей, так и ядра синклинальных складок. Делится на 4 пачки общей мощностью около 200 м. Первая пачка ($P_{2nr_3^1}$) сложена преимущественно мелкозернистыми песчаниками и песчанистыми алевролитами с прослоями алевролитов. Вторая пачка ($P_{2nr_3^2}$) – темно-серые массивные алевролиты с прослоями светло-серых мелкозернистых песчаников. Третья пачка ($P_{2nr_3^3}$) представлена песчанистыми алевролитами с

туфогенной примесью и линзами светло-серых мелкозернистых песчаников. Четвертая пачка ($P_2nr_3^4$) сложена алевролитами с туфогенной примесью и редкими прослоями темно-серых песчаных алевролитов.

Интрузивные образования в пределах рудного поля представлены дайками позднеюрского нера-бохапчинского комплекса. Они представлены диабазовыми порфиритами, диоритами, диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами и спессартитами. Присутствуют также дайки сиенит-порфиров позднемелового билириканского комплекса. Протяженность даек от сотен метров до первых километров, мощность достигает 30 м. Простираются даек в основном субширотное, реже – северо-западное. Падение крутое, в южных и северных румбах.

На месторождении выделяются три золотоносные зоны: Основная, Южная и Северная [6]. Наиболее перспективными на крупнообъемное золотое оруденение являются Основная и Южная зоны. По геофизическим данным они прослеживаются по простиранию на 4500–5000 м, при ширине от 400–500 м в восточной и около 1000 м в западной части месторождения.

Наиболее изученная – рудная зона Основная, представленная минерализованной зоной дробления. Она прослежена поверхностными горными выработками на 3 км и охарактеризована скважинами колонкового бурения до глубины 400 м.

Рудные тела месторождения локализованы в пределах Верхне-Хакчанского сбросо-сдвига на отрезке протяженностью 2,5 км, где между его северо-восточным и юго-западным швами широко развиты субширотные разломы. Разлом представлен зонами дробления с блоками интенсивно катаклазированных пород. В зоне разлома развиты мощные полосы вязкой черной глины с обломками кварцевых жил и прожилков. Общая мощность зон дробления колеблется от 2–3 м до 40 м, в среднем составляя около 20 м. Угол падения сдвиговых нарушений составляет 65° , на глубине наблюдается их выполаживание до 40° – 45° . В пределах зоны дробления развиты каркасно-сетчатые и параллельные кварцевые прожилки. Они пересекаются позднерудными анкерит-кварцевыми жилами (мощностью более 10 см).

По результатам поисково-оценочных работ, проведенных ООО «Станнолит» в 2007–2009 гг., прогнозные ресурсы золота категории P_1 оценены в 135 т (среднее содержание золота 2,15 г/т). Литолого-структурные условия локализации и морфология рудной залежи показаны на типовом разрезе Верхне-Хакчанского месторождения (рис. 7).

Рудная залежь зоны Основная включает в себя минерализованную зону дробления, содержащую прожилки и стержневые жилы золотополисульфидно-анкерит-альбит-кварцевого состава. В целом рудная залежь крутопадающая (80°), иногда выполаживается до 50° . В верхней части сопровождается серией маломощных (до 10 м) субвертикальных апофиз, образующих струк-

туру «конского хвоста». Наиболее мощная апофиза представлена Южной рудоносной зоной. Морфология залежи сходна с морфологией залежи верхнего уровня Наталкинского месторождения [6]. Мощность рудной залежи варьирует от 1 м (восточная часть зоны) до 30 м (западная часть зоны).

Метасоматические изменения пород на Верхне-Хакчанском рудном поле и месторождении проявлены широко и интенсивно. Ведущую роль играют альбит-кварцевые метасоматиты, содержащие в переменном количестве карбонат и серицит. В меньшей степени проявлена серицитизация и анкеритизация пород.

В составе альбит-кварцевых метасоматитов выделяются средне-крупнозернистые и тонко-мелкозернистые разновидности. Первые приурочены к контактам жил и прожилков и сопровождают брекчиевидные альбит-кварцевые образования – брекчии метасоматического замещения. Мелкозернистые метасоматиты расположены на удалении от жил и характеризуются точечной и пятнистой неоднородностью распределения кварцевых и альбитовых новообразований. Для слабо проявленных форм этих образований характерно развитие локальных (точечных) скоплений чистых мелких зерен кварца и альбита, которые по мере разрастания сливаются в крупные пятна альбит-кварцевого состава. Эти изменения сходны с таковыми Олботского рудопроявления и также характерны для верхних уровней Наталкинского месторождения, что подчеркивает перспективы глубоких горизонтов рассматриваемых объектов.

Кварц-альбитовые метасоматиты в серицит- и карбонатсодержащих породах имеют более сложный состав – серицит-альбит-кварцевый или серицит-карбонат-альбит-кварцевый с широкими вариациями минерального состава. Альбит-кварцевые метасоматиты сопровождают золотоносные жилы и содержат сульфидную вкрапленность (пирит, арсенопирит, халькопирит и др.). В метасоматических ореолах развита прожилковая минерализация карбонатного и кварцевого составов.

В составе прожилковой кварцевой минерализации выделено три генерации. Кварц (Q-I) образует жилы и прожилки выполнения с шестоватой, гребенчатой столбчатой и «книжной» текстурами. Прожилки кварца (Q-II) развиты в кварц-альбитовых брекчиях метасоматического замещения; индивиды кварца обладают ярко выраженным волнистым угасанием, часто катаклазированы с интенсивной перекристаллизацией и новообразованиями микроиндивидов в межзерновых границах. Прожилки кварца (Q-III) сложены мелкозернистым агрегатом (сотые и тысячные доли миллиметра). Кварц ассоциирует с калишпатом и альбитом, присутствует также карбонат (Ca-III), крупночешуйчатый серицит и пирит.

В составе золоторудной минерализации установлены: раннерудная золотоносная кварц-анкерит-альбит-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация,

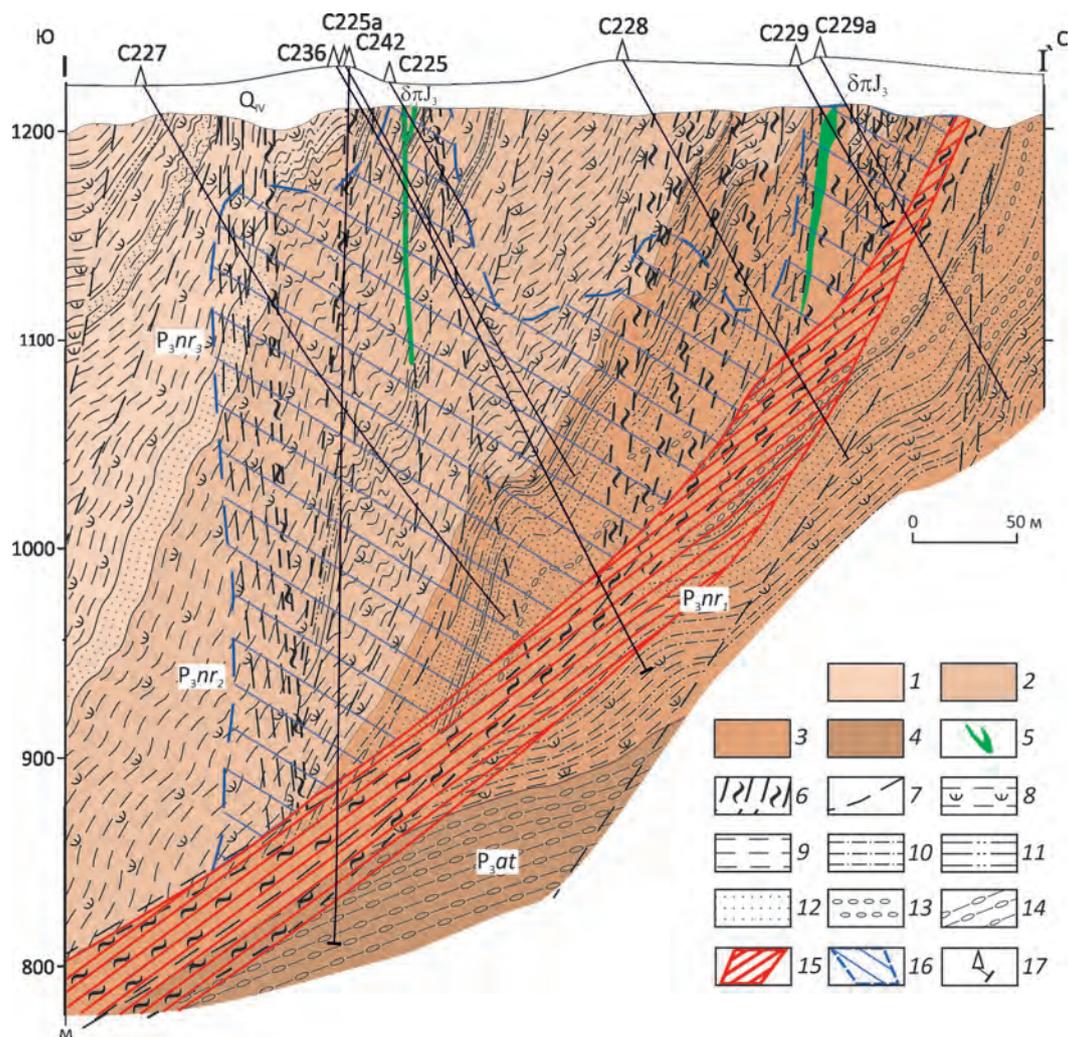


Рис. 7. Геологический разрез через западную часть Верхне-Хакчанского месторождения:

стратифицированные образования: пермская система, верхний отдел (1–4), нерючинская свита (1–3): 1 – верхняя подсвита (P_3nr_3), 2 – средняя подсвита (P_3nr_2), 3 – нижняя подсвита (P_3nr_1); 4 – атканская свита (P_3at); 5 – дайки позднеюрских диоритовых порфировых неро-бохапчинского комплекса (J_3nb); разрывные нарушения: 6 – зоны милонитизации и дробления; 7 – сколовые трещины; 8–14 – литологические различия пород: 8 – алевролиты с туфогенной примесью, 9 – алевролиты, 10 – песчаные алевролиты, 11 – алевропесчаники, 12 – песчаники, 13 – гравелиты, 14 – диамиктиты; 15 – рудная зона Основная, представленная зоной дробления с интенсивной жильно-прожилковой кварц-анкерит-альбит-пирит-арсенопиритовой минерализацией, сопряженной с ореолами серицит-анкерит-альбит-кварцевых метасоматитов; 16 – ореол верхнерудно-надрудной (слабо золотосной) прожилковой пирит-анкерит-кварцевой минерализации; 17 – скважины

составляющая доминирующий объем минеральных образований, и позднерудная высокозолотосодержащая – золотосульфидно-полиметаллическая (сфалерит, блёклая руда, галенит, халькопирит) ассоциация, проявленная в виде мелко- и микровкрапленных выделений среди минеральных образований ранней ассоциации [6]. Метасоматические изменения углеродистых песчаников и алевролитов с повышенными содержаниями сингенетичного глобулярного и фрамбоидального пирита сопровождаются его перекристаллизацией и образова-

нием тонкой вкрапленности идиоморфного пентагон-додекаэдрического пирита.

Ранняя рудная кварц-карбонат-альбит-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация представлена арсенопиритом, пиритом, шеелитом и герсдорфитом. Содержания золота в тонкокристаллическом арсенопирите по данным ICP-MS анализа варьируют от 11,8 до 45,5 г/т. Считается, что золото в арсенопирите ранней генерации находится в тонкодисперсном состоянии. Уровень золотосодержания руд при учете средних содер-

жаний арсенопирита (3–4%), связанный с раннерудной ассоциацией, может составить до 1,0 г/т.

Золотосульфидно-полиметаллическая ассоциация образует тонковкрапленные и микроскопические включения в кварце, арсенопирите и пирите и представлена самородным относительно высокопробным золотом, маложелезистым сфалеритом (клеюфан), тетраэдритом, галенитом и халькопиритом.

Самородное золото образует микровыделения размером от нескольких микронов до 0,5 мм (в среднем первые сотые доли миллиметра) в кварце, арсенопирите и пирите. Формы более крупных выделений комковидные, гемидиоморфные, кристаллические и значительно реже интерстициальные (выполнения микротрещин). По данным микрозондовых определений пробность золота 800–870‰. В качестве примесей установлены Pb, Fe, Zn, As, Te.

На месторождении установлена неконтрастная минеральная зональность [6]:

надрудный уровень – пирит-серцит-кварцевые жилы и зоны прожилкования. Содержания Au <0,1 г/т;

верхнерудный уровень – золото-пирит-анкерит-кварцевые жилы и зоны прожилкования;

среднерудный уровень – золото-тетраэдрит-халькопирит-сфалерит-галенит-пирит-арсенопирит-калишпат-альбит-кварцевые жилы и сетчатые зоны прожилкования. Содержания Au 0,1–450 г/т (среднее

содержание в жилах – до 10–15 г/т, в сетчатых зонах прожилкования – около 2 г/т);

нижнерудный уровень – пирит-арсенопирит-мусковит-калишпат-альбит-кварцевые жилы и зоны прожилкования;

подрудный уровень – кальцит-кварцевые жилы и зоны прожилкования. Содержания Au <0,1 г/т.

Золотосеребряное отношение отчетливо увеличивается от 1/90 до 1/1–2/1 с глубиной и по мере приближения к потенциальным рудным телам.

Изотопные исследования показали, что в рудах месторождения присутствуют две разновидности сульфидов (см. рис. 5). Ранняя, представленная рассеянной вкрапленностью пирита и арсенопирита во вмещающих породах, характеризуется $\delta^{34}\text{S} = -4 \pm 1\%$ и может быть сопоставлена с описанными выше гидротермально-осадочными сульфидами Хатыннах-Олботского рудного узла. Поздняя пирит-арсенопиритовая минерализация, сопровождающая жильно-прожилковый комплекс, характеризуется значительно более высокими значениями $\delta^{34}\text{S} = -2,0 \pm 0,5\%$. Выявленная закономерность позволяет предполагать привнос основной части серы (и, вероятно, золота) в руды из глубинного источника.

Физико-химические условия минералообразования на рассмотренных выше золоторудных полях определены по флюидным включениям в жильном кварце (см. таблицу). Во всех образцах обнаружена типичная

Физико-химические условия рудообразования (по флюидным включениям в кварце)

Образцы	Температуры фазовых переходов, °С				Параметры флюида			
	$T_{\text{п}} \text{ ГГ}$	$T_{\text{п}} \text{ CO}_2$	$T_{\text{гом}} \text{ CO}_2$ (фаза)	$T_{\text{гом}}$ (ж)	NaCl экв, мас. %	CO ₂ мол. %	P, бар	
Месторождение Наталкинское, золотокварцевые прожилки								
C9/50-390	+5,0	-58,0	+23 (ж)	280–290	9	7	950	
	–	-58,5	+19 (ж)	–	–	70	900	
C9/50-450	+7,5	-57,4	+26 (ж)	325–330	5	10	850	
	–	-58,0	+24 (ж)	–	–	80	900	
Месторождение Верхний Хакчан, золото-анкерит-кварцевые жилы и прожилки								
S-114	+7,0	-56,8	+20±2 (г)	340–360	6	5	400	
X3-95	+7,0	-56,9	+21±1(г)	240–260	6	3	300	
	–	-57,0	+30 (г)	–	–	>85		
Месторождение Верхний Хакчан, золото-альбит-кварцевые прожилки (шестоватый кварц)								
D-111	+7,5	-56,7	+16,5 (ж)	295–305	5	12	1250	
	+7,5	-56,7	+15,5 (ж)	–	5	60–65	1150	
Месторождение Петух, золото-альбит-кварцевые прожилки (шестоватый кварц)								
C426-179	+6,5	-56,8	+16 (ж)	295–300	6,5	13	1500	
	+6,5	-56,8	+14 (ж)	260–265	6,5	8	1400	
	–	-57,0	+15 (ж)	–	–	>85	1450	

Примечание. Температуры: $T_{\text{п}} \text{ ГГ}$ – плавления газогидрата, $T_{\text{п}} \text{ CO}_2$ – плавления углекислоты, $T_{\text{гом}} \text{ CO}_2$ – гомогенизации углекислоты в жидкую (ж) или газовую (г) фазу, $T_{\text{гом}}$ (ж) – полной гомогенизации включений в жидкую фазу; температуры протаивания эвтектики водно-солевого раствора во всех образцах находятся в интервале –10...–5°С. В каждой группе проанализировано 10–15 индивидуальных включений. Пробы за исключением D-111 отобраны из золотоносных участков (Au 0,5–1,5 г/т).

ассоциация углекислотно-водных и существенно углекислотных включений, свидетельствующая о гетерогенном состоянии (вскипании) минералообразующих флюидов. Углекислота в большинстве случаев практически не содержит примесей других газов, о чем свидетельствует температура ее плавления ($-56,7^{\circ}\dots-57^{\circ}\text{C}$). Исключение составляет месторождение Наталка, где доля метана достигает 5–7%. Водно-солевой раствор во включениях имеет существенно гидрокарбонатный состав и относительно низкую концентрацию (5–9 мас.% NaCl-экв. по температуре плавления газогидрата) [23]. При однотипном составе флюидов рассматриваемые кварцево-жильные системы значительно различаются по *P-T* параметрам формирования.

Для определения давлений использован наиболее точный из всех существующих геобарометров, основанный на экспериментальных данных по растворимости CO_2 в водно-солевых растворах и свойствах чистой углекислоты [9, 10]. Полученные оценки давления (см. таблицу) позволяют сделать следующие заключения.

Раннерудные прожилки шестоватого кварца Хатыннах-Олботского и Хакчанского рудных полей относятся к единой региональной минералообразующей системе и были сформированы при температуре $300^{\circ}\text{--}260^{\circ}\text{C}$ в условиях повышенных давлений (1200 и 1450 бар), соответствующих глубинам около 6 и 5 км. Однако высокие значения давления здесь, вероятно, связаны не с литостатическим, а с избыточным флюидным давлением и косвенно свидетельствуют о значительных глубинах корневой части рудоносных флюидных систем и, соответственно, о значительном вертикальном размахе оруденения.

Более поздние золотоносные жилы и сульфидно-анкерит-кварцевые прожилки, проявленные на месторождении Верхний Хакчан, образовались, вероятнее всего, в условиях гидростатического градиента на глубинах не более 3,5 км. Можно предположить связь минерализации этого типа с орогенным магматизмом, на что указывает и отмеченное повышение $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов поздней генерации.

Золотоносные кварцевые прожилки Наталкинского месторождения, очевидно, также принадлежат орогенной рудообразующей системе, вскрытой на более глубинном уровне (не менее 4 км при условии литостатического градиента).

Рассмотренные выше примеры месторождений Верхне-Хатыннах-Олботского и Хакчанского рудных узлов (с учетом данных по Наталкинскому месторождению) характеризуют, применительно к Центрально-Колымскому региону, единый вертикальный ряд полигенно-полихронной рудно-метасоматической системы черносланцевого типа.

Результаты исследований позволяют сделать следующие выводы:

Крупнообъемное золотое оруденение черносланцевого типа на изученных объектах определяется ком-

бинацией сквозных крутопадающих, протяженных на глубину жильно-прожилковых зон со стратиформными залежами вкрапленных руд, приуроченных к рудоносному уровню нижнеатканских отложений.

Нижнеатканские отложения рассматриваются в качестве основного рудоносного литолого-стратиграфического уровня. Они представлены турбидитами – углеродистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с рассеянной и послойной пирит-арсенопиритовой вкрапленностью гидротермально-осадочного генезиса. Их полный разрез и основные характеристики рудоносного уровня получены при изучении месторождения Петух.

Верхнеатканские обвальное-оползневые отложения также обладают повышенной золотоносностью, связанной с кластогенной сульфидной минерализацией и перемытыми продуктами метасоматической и гидротермально-осадочной деятельности субмаринных синвулканических построек. К прожилковым зонам, развитым на данном уровне, приурочено рудопроявление Олбот. При этом основные перспективы Олботского рудного поля связаны с глубокими горизонтами, где по электрофизическим данным на глубинах 300-500 м предполагаются сульфидоносные горизонты нижне-атканского уровня.

Узкий диапазон вариаций значений $\delta^{34}\text{S}$ ($-3,8\pm 1\%$) в сингенетичных атканским отложениям сульфидах и в рудокластах свидетельствует о гидротермально-осадочном генезисе золоторудных концентраций нижнеатканского литолого-стратиграфического уровня.

В пределах Хатыннах-Олботского рудного узла изотопный состав сульфидной серы пирита и арсенопирита из прожилковых и стратиформных вкрапленных образований практически идентичны (см. рис. 5), что подчеркивает регенерационный, переотложенный характер золотополисульфидно-кварцевой минерализации. На месторождении Верхний Хакчан изотопные данные фиксируют поступление основной части серы сульфидов прожилково-вкрапленных руд в составе син- и постколлизийных магматогенных флюидов. На месторождении Наталка изотопный состав сульфидной серы подчеркивает полигенный характер золоторудной минерализации и влияние поздних регенерационных процессов, связанных со становлением ОЧВП.

Обогащение всех сульфидов легким изотопом серы ($\delta^{34}\text{S} < 0$) указывает на вовлечение сульфидного вещества углеродисто-терригенных толщ в рудно-магматические системы как на конседиментационном, так и на коллизийном этапе развития региона.

Продуктивные жильно-прожилковые зоны золотополисульфидно-анкерит-альбит-кварцевого состава, связанные с позднеюрскими малыми интрузиями, имеют сквозное распространение по вертикали и проявлены как на уровне атканских, так и перекрывающих нерючинских отложений. Ранние прожилки с регенерированной золотосульфидной минерализацией формиру-

ются в обстановке повышенного флюидного давления (1,5–1,2 кбар), что обеспечивает условия для активного взаимодействия растворов и золотоносных пород «донорной» формации. Снижение давления при формировании позднерудной жильной минерализации может быть связано как с денудацией перекрывающих толщ, так и со снижением флюидного давления на поздних стадиях рудообразования.

Верхне-Хакчанское месторождение надстраивает разрез рудоносных и рудовмещающих отложений, залегающих выше атканского литолого-стратиграфического уровня. Рудные тела жильно-прожилковых и прожилково-вкрапленных золотополисульфидно-кварцевых руд здесь локализованы в нерючинских (омчакских) отложениях. В этой связи можно предполагать наличие комбинированного крупнообъемного оруденения на глубоких горизонтах месторождения, на уровне распространения нижнеатканских сульфидоносных горизонтов, которые пока остаются недоизученными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арифуров Ч.Х., Арсентьева И.В., Ожерельева А.В. Золоторудные месторождения в рифтогенных черносланцевых отложениях Южного Урала. – М.: ЦНИГРИ, 2013.
2. Арифуров Ч.Х. К вопросу об условиях образования крупнообъемных черносланцевых золоторудных месторождений // Руды и металлы. 2014. № 2. С. 5–19.
3. Астахов А.С., Горячев Н.А., Михалицына Т.И. Об условиях формирования обогащенных золотом горизонтов рудовмещающих черносланцевых толщ (на примере пермских и современных морских отложений Северо-Востока Азии) // ДАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 212–217.
4. Ведерников И.Л. Пермские диамиктиты Аян-Юрхского антиклинория – группа пород различного генезиса // Тезисы докл. всерос. научн. конференции «Чтения памяти академика К.В.Симакова». 25–27 ноября 2009 г. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2009. С. 42–43.
5. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. – М.: Наука, 1980.
6. Геологическое строение золоторудного месторождения Верхний Хакчан, Магаданская область / М.В.Наталенко, М.А.Имамендинова, В.А.Данильченко и др. // Руды и металлы. 2014. №3. С. 59–68.
7. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. – М.: Недра, 1974.
8. Горячев Н.А. Геология мезозойских золотокварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. – Магадан. 1998.
9. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. – Киев: Наукова думка, 1982.
10. Кряжев С.Г. Современные проблемы теории и практики термобарогеохимии // Руды и металлы. 2010. № 2. С. 38–45.
11. Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. – М.: Наука, 1981.
12. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 1988.
13. Месторождение Наталкинское / В.И.Гончаров, Н.А.Горячев, В.А.Сидоров и др. // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Кн. 1. – М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 3. С. 213–254.
14. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) / Н.А.Горячев, О.В.Викентьева, В.С.Бортников и др. // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
15. Наталкинское золоторудное месторождение – строение и основные поисковые признаки / С.А.Григорьев, В.Д.Ворожбенко, П.И.Кушнарев и др. // Отечественная геология. 2007. № 3. С. 43–50.
16. Основные типы рудных формаций. Терминологический справочник / Под ред. Ю.А.Косыгина, Е.А.Кулиша. – М.: Наука, 1984.
17. Прогнозирование и поиски месторождений золота // В.А.Нарсеев, Н.К.Курбанов, М.М.Константинов и др. – М.: ЦНИГРИ, 1989.
18. Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд / Под ред. М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевского, Г.В.Ручкина. – М.: ЦНИГРИ, 1992.
19. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов, золота, меди, свинца, цинка Российской Федерации (по результатам работ ФГУП ЦНИГРИ за 2012–2015 гг.) / А.И.Иванов, С.С.Вартанян, А.И.Черных и др. // Отечественная геология. 2016. № 5. С. 11–62.
20. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Изотопный состав серы пирита терригенных толщ Верхне-Кольмского золотоносного региона // Проблемы геологии и металлогении северо-востока Азии на рубеже тысячелетий: Мат-лы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО «Регион. науч.-практ. конф., посвященной 100-летию со дня рождения Ю.А.Билибина», 16–18 мая 2001 г. – Магадан, 2001. С. 216–219.
21. Условия локализации золотого оруденения в Верхне-Хаттынах-Олботском рудном узле и перспективы глубоких горизонтов Олботского рудного поля (Магаданская область) / Ч.Х.Арифуров, А.В.Инякин, М.А.Имамендинова и др. // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов – состояние и перспективы). Научно-практическая конференция 19–20 апреля. – М.: ЦНИГРИ, 2016. С. 7–8.
22. Чанышев И.С., Степанов В.А. Геохимические особенности сульфидов и золота месторождений и зон сульфидной минерализации в мезозойских терригенных толщах / Тр. ЦНИГРИ. 1982. № 167. С. 28–33.
23. Darling R.S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1991. Vol. 55. Pp. 3869–3871.
24. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company. 1975. Vol. 26. Pp. 207–221.