

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
«ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ»
(ФГБУ «ЦНИГРИ»)

СБОРНИК ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

РУДНАЯ ШКОЛА ЦНИГРИ 2023

IV Молодежная научно-образовательная конференция ЦНИГРИ
(15–17 февраля 2023 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»)

Москва
ЦНИГРИ
2023

УДК 553.41/.82.04 (043.2)

Р83

Рудная школа 2023. Сборник тезисов докладов IV Молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ (15–17 февраля 2023 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»). – М. : ЦНИГРИ, 2023. – 200 с.

ISBN 978-5-85657-041-9

В сборник включены 40 докладов, представленных на Рудной школе ЦНИГРИ 2023 «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче». Цель конференции – развитие научного и творческого потенциала молодых ученых и специалистов в области геологии, формирование кадров научно-прикладного направления. В тезисах докладов представлены материалы по следующим темам: металлогения, минералогия и рудогенез; прогноз, поиски, оценка и разведка месторождений полезных ископаемых; разработка прогнозно-поисковых и геолого-генетических моделей месторождений твердых полезных ископаемых; методы изучения вещественного состава пород и руд; физико-химические условия минералообразования; геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых и участков недр; использование геоинформационных технологий и пространственных данных в геологической отрасли; современные технологии добычи и переработки минерального сырья. Материалы конференции ориентированы на молодых ученых и специалистов по различным направлениям наук о Земле.

Научно-техническое издание

Тезисы докладов не рецензировались.
Публикуются в авторской редакции.

Сдано в набор 03.02.2023. Подписано в печать 08.02.2023
Печать цифровая. Тираж 50 экз.

Полиграфическая база ФГБУ «ЦНИГРИ»:
117545, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

Алферова В.А., Рябошапка А.Г.

ФГБУ «ЦНИГРИ»

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ВЕРХНЕ-ЯКОКУТСКОЙ ГРАБЕН-ВПАДИНЫ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))

Рассматривается связь ряда соподчиненных структур: зон рудовмещающих дислокаций – структур поисковых участков – рудных тел различной морфологии.

В качестве зоны рудовмещающих дислокаций – рассматривается структура, представленная сочленением разрывных и блоковых дислокационных элементов в терригенном этаже грабен-впадины.

Закономерности формирования и размещения эндогенного оруденения в терригенных толщах определяется различной степенью «проницаемости» рудовмещающей толщи, обусловленную её слоисто-блоковой неоднородностью, возникающей из-за влияния: дофанерозойских региональных разломов первого порядка, ограничивающих грабен-впадину; дополнительной локальной радиально-концентрической системы разломов, связанной с внедрением Якутской вулканоструктуры и локализованной по периферии грабен-впадины над скрытой частью вулканоструктуры, что обуславливает широкое развитие интенсивной блоковой и разрывной тектоники.

Подобные зоны с каркасно-блоковым строением, фиксирующие узлы сопряжения региональных и локальных структур, образуют в пределах рудовмещающей толщи зону повешенной «проницаемости», благоприятную для многократного подновления и отвечают наиболее перспективным поисковым участкам.

Данные тектонические зоны вмещают интрузии широкого возрастного диапазона, от среднеюрских до верхнемеловых, а также зоны тектонических брекчий секущие меловые интрузии, что свидетельствует о неоднократном подновлении разломов этой системы.

Рассматриваемая территория расположена в северо-западной части Томмот-Якутской площади на стыке Верхне-Якутской грабен-впадины с вулканоструктурой (Якутский массив) в пределах ЦАРР (Центрально-Алданского рудно-россыпного района), расположенного на севере Центрально-Алданской металлогенической зоны.

Геологическое строение характеризуемой площади определяется наличием двух структурных этажей – докембрийских сложнодислоцированных образований кристаллического фундамента и субгоризонтально залегающих на них осадочных пород платформенного чехла. Платформенный

чехол подразделяется на два яруса – венд-нижнекембрийский и нижнеюрский. Венд-нижнекембрийский ярус образован карбонатными породами и с региональным несогласием, залегает на выровненной поверхности фундамента. В свою очередь, карбонатная толща со скрытым угловым несогласием перекрывается нижнеюрскими терригенными отложениями. В пределах описываемой площади докембрийские образования фундамента не обнажаются [7].

Якокутский щелочной массив, расположенный на стыке грабен-впадины, имеет в плане форму эллипса размером 6х4 км, длинная ось которого направлена по вектору ЮЗ-СВ, т.е. согласно, простираению регионального Томмот-Эльконского разлома. В строении массива принимают участие щелочные и субщелочные породы практически всех возрастных групп мезозойского магматического цикла. Наиболее ранние по времени внедрения породы комплекса представлены кварцевыми порфирами и щелочными трахитами триас-раннеюрского возраста.

Следующей по времени формирования является верхнеюрская вулканогенная толща массива, сложенная псевдолейцитовыми базальтами, роговообманковыми трахитами и псевдолейцитовыми порфирами.

Породы третьей возрастной группы (поздняя юра – ранний мел) представлены щелочными и субщелочными сиенитами. Щелочные сиениты образуют мощное, кольцевой формы дайкообразное тело, внедрившееся в центр вулканогенного кольца. Вблизи контакта вулканогенные породы ороговикованы, участками катаклазированы, прорваны дайками и жилами щелочных сиенитов.

Магматическая деятельность в Якокутской вулканоструктуре закончилась внедрением меловых даек роговообманковых порфиров, минетт, бостонитов, сельвсбергитов и тингауитов [5]. Граница вулканоструктуры определяются разломами дуговых конфигураций, локальными гравитационными аномалиями и локальными участками магнитного поля изометричной формы. Отмечается, что контуры аномалий часто превышают размеры вулканоструктуры на дневной поверхности, что интерпретируется, как *наличие некоторого объема магматического вещества, не имеющего выхода на поверхность* [4].

Об этом также свидетельствует наличие даек тингауитов и сельвсбергитов, известных только в северо-западной части грабен-впадины, в пределах которой проявляется влияние нескрытого южного фланга Якокутского вулканоплутона. Наряду с локальными разломами, наличие даек этого состава является одним из критериев локализации подобных перспективных участков.

Развитие зон неоднократно подновлявшихся разрывных дислокаций, в пределах северо-западного фланга Верхне-Якокутской грабен-впадины

(участок Юрбетский) способствовало формированию в них золотоносных гидротермально-метасоматических образований, развитых по минерализованным зонам дробления, по различно ориентированным дайкам субщелочного состава и тектоническим брекчиям. В результате гидротермальной проработки в ряде зон дробления образовалась прожилково-вкрапленная золото-кварцевая минерализация, вплоть до образования кварцевых жил, а также возникли минерализованные зоны тектонических брекчий с кварцевым цементом. Подобные рудные тела с кварцевой составляющей также достаточно широко проявлены в пределах Якокутской вулcano-структуры и практически неизвестны в центральной части грабен-впадины.

Горно-буровыми выработкам в пределах Юрбетского участка выделено несколько золоторудных тел различных морфологических типов.

Рудоносные лимонит-кварц-полевошпатовые метасоматиты, развитые по минерализованным зонам дробления и в ряде случаев сопряженные с минерализованными дайками минетт. Зона дробления мощностью первые метры представлена дресвяно-щебнистым материалом бурого, ржаво-бурого цвета. Обломки сложены лимонит-кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Текстура массивно-кавернозная. Размер обломков, в основном, до 3 см, но отмечаются обломки 10×15 см. Породы представляют собой обохренный, выветрелый агрегат, с включениями, прожилками и просечками кварца. Мощность прожилков кварца достигает 6 см. Общее количество кварца составляет 50–60%. Шлихоминералогическая проба из зоны дробления, содержала относительно крупное золото в количестве более 3 000 знаков с максимальным размером 0,8 мм. В дезинтегрированной дайке минетты отмечаются реликты прожилков, выполненных бурыми агрегатами лимонита, мощностью до 2 мм. В дайке минетт свободное золото отмечено в количестве порядка 500 знаков, с максимальным размером 0,3 мм.

Субвертикальная зона окварцованных и сульфидизированных песчаников сопряженная с сульфидизированной дайкой лампроитов. Мощность зон достигает первые десятки метров. Породы лимонитизирована, окварцована, окислена по трещинам и по массе гидрооксидами Fe и Mn. Сульфидизация прожилково-вкрапленная. Вкрапленность сульфидов составляет 25–35 %. В пробе из окварцованных и сульфидизированных песчаников было выявлено свободное золото в количестве 27 знаков. В пробе из минерализованной дайки лампроитов содержалось свободное золото в количестве 23 знаков с максимальным размером 0,4 мм.

Субвертикальная минерализованная кварцевая брекчия, выполняющая часть зоны дробления вместе с дайкой ортофиоров мощностью порядка 30 м. Брекчия серого, серо-зеленого, бежево-серого цвета. В обломках тонкозернистый песчаник, цемент – кварцевый. Породы по массе лимонитизирована, выветрена, окварцована, пропитана окислами Fe и Mn с кавернами,

образованными за счет выщелачивания сульфидов. Интенсивность сульфидизации 15–20 %, количество не окисленных сульфидов составляет 1–3 %. В протолочной пробе из окварцованной брекчии получено золото в количестве 20 знаков с максимальным размером до 0,35 мм. В пробе из лимонитизированной дайки ортофинов, мощностью 10–12 м, содержание шлихового золота – 84 знака размером до 0,35 мм.

Субвертикальные зоны дробления вмещающие кварц-сульфидные жилы, сопряженные с минерализованными кварцевыми брекчиями, локализуется в пределах северо-восточной части Юрбетского участка. Начиная с 1927 года, когда Томмотской геолого-поисковой партией, руководимой А.П. Бахваловым [3] была найдена глыба кварца около 50 кг весом, сверху покрытая золотой корой от 0,3 до 1,0 мм с содержанием 720 г/т, перспективы золотоносности данного участка связывались в основном с кварцевыми жилами Юрбет 1, Юрбет 2 и Юрбет 3. Жилы по рудным свалам и отдельным выработкам прослеживались на протяжении 800–900 м. Жилы сопровождаются зонами брекчирования мощность которых достигает десятков метров, в раздувах до 150 м. Брекчии интенсивно пиритизированы и окварцованы, содержания золота в оруденелых брекчиях достигали 7 г/т [1]. Минерализованные брекчии, по текстурно-структурным особенностям и составу цемента относятся к т. н. «магматогенно-гидротермальному» типу эруптивных образований. Согласно существующим представлениям, развитие подобных брекчий указывает на присутствие на относительно небольшой глубине рудогенерирующего интрузивного тела. Брекчии сложены в различной степени раздробленными и перемешанными обломками светлых песчаников, которые цементируются жильным кварцем. Размеры обломков и отдельных нарушенных блоков варьируют от 1 мм до 5–10 см. Шлихоминералогическая проба из дезинтегрированной зоны дробления, содержала шлиховое золото в количестве 85 знаков размером до 0,45 мм [6].

Перечисленные примеры золото-кварцевых рудопроявлений характерны только для Юрбетского северо-западного участка грабен-впадины. Помимо этого, здесь же были выявлены рудопроявления характерные для всей площади грабен-впадины и представленные *субгоризонтальными рудными телами углистых алевролитов*, содержащих в конкретном случае убогую золоторудную минерализацию.

Связь оруденения с различными региональными разломами, а также относительная близость крупного субщелочного массива, представленным в данном случае Якокутской вулканоструктурой, обуславливает различное строение участков в пределах перспективного рудного поля. В пределах подобных участков могут формироваться рудные тела различного морфологического типа и состава, представленные: кварцевыми жила-

ми и окварцованными зонами дробления; зонами оруденелых тектонических брекчий; метасоматически измененными дайками и пластовыми телами субщелочного состава; зонами метасоматитов, развивающихся по зонам дробления осадочных пород и даек; углистым алевролитам, часто окварцованными и пиритизированными. В ряде случаев отмечаются дайки определенного состава, преимущественно развитые только в пределах этого участка. Все это *определяет горизонтальную зональность рудного поля*.

Следует отметить, что аналогичное золото-кварцевое оруденение, связанное с калиевым метасоматозом, развито в западной и южной частях Якокутской вулканоструктуры.

На западном фланге, в бассейне руч. Узкий прослеживается мощная кварцево-жильная зона ССВ простирания, состоящая из ряда локальных субпараллельных зон, сопровождаемых ортоклаз-микроклин-кварцевыми метасоматитами, наследующими разрывные структуры. Общая ширина зоны порядка 1 км, протяжённость около 1,5 км. Мощность зон метасоматически измененных пород достигает 35 м. В структуре зоны Узкая выделены 4 рудные зоны метасоматически изменённых сиенитов мощностью от 4,0 м до 8,3 м и средними содержаниями золота от 1,24 г/т до 2,4 г/т.

На южном фланге Якокутской вулканоструктуры, в истоках ручья Дальний, канавами вскрыты минерализованные зоны дробления в псевдолейцитовых порфиритах. Породы в зонах брекчированы, окварцованные, проработаны лимонитовыми охрами.

Зона Дальняя 1 субмеридионального направления представлена зоной дробления по интенсивно лимонитизированным фонолитам, рассеченным кварц-лимонитовыми и кварц-лимонит-пиритовыми прожилками и является продолжением зоны Юрбет 4 и протягивается на север до зоны Узкая. Содержания золота в минерализованных зонах дробления 0,57 г/т на 5 м. Параметры золотого оруденения в рудных интервалах с кондиционными содержаниями золота составили 1,34 г/т на 1 м.

Зона Дальняя 2 северо-западного направления представлена зоной дробления по интенсивно лимонитизированным фонолитам, рассеченным кварц-лимонитовыми и кварц-лимонит-пиритовыми прожилками и является продолжением зоны Юрбет 1 и также протягивается до зоны Узкая. Содержания золота в минерализованных зонах дробления 9,76 г/т на 4 м. Параметры золотого оруденения в рудных интервалах с кондиционными содержаниями золота составили 19,39 г/т на 2 м [2].

Таким образом зона влияние Якокутской вулканоструктуры на терригенные отложения Верхнеякокутской грабен-впадины фиксируется наличием как меловых даек сельвсбергитов и тингуаитов, так и золото-кварцевыми

рудными телами локализованными в сквозных зонах протягивающихся из субщелочных пород Якокутской вулканоструктуры в терригенные породы грабен-впадины.

Можно предположить, что оруденение как в пределах Якокутской вулканоструктуры, так и в терригенной толще Юрбетского участка, локализованного в зоне влияния вулканоструктуры, генерируется единым долгоживущим магматическим очагом.

Аналогичная ситуация наблюдается в пределах Мурунского рудного узла, Чаро-Олекминской металлогенической зоны, где по периферии Мурунской вулcano-плутонической структуры, сложенной субщелочными породами, выявлены кварцевые жилы и окварцованные зоны дробления, а также и дайки тингуаитов. Подобные дайки и субвертикальные кварцевые жилы и окварцованные зоны дроблений фиксируются также в терригенных и карбонатных отложениях протерозойского возраста вблизи от южного контакта Мурунской вулcano-плутонической структуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азанов Г.М., Бердник В.Г. Отчет о геолого-поисковых работах масштаба 1:5 000, произведенных в 1957 г., в центральной части Юрского хребта. Южная партия, 1957. Фонды ГУП РС(Я) «Алдангеология».
2. Анисимова Е.В., Минаков А.В. и др. Отчёт о результатах работ по объекту «Поисковые работы на рудное золото в пределах Томмот-Якокутской площади (Республика Саха (Якутия))» – 2020 г. – КНИГА 1 – 291 стр.
3. Бахвалов А. П. Предварительные сведения о рудном и рассыпном золоте левых притоков р. Томмота – Бол. и Мал. Юхты, Алдан, 1927. Фонды ГУП РС (Я) «Алдангеология».
4. Воробьев К. А. Государственная геологическая карта Российской федерации масштаба 1:200 000 (новая серия). Серия Алданская лист 0-51-ХП (Нижний Куранах). Фонды ГГП «Алдангеология», № 5631, Алдан, 2001 г.
5. Дворник Г.П. Метасоматизм и золотопорфировое оруденение калиевых щелочных массивов: диссертация док. геол.-минерал. наук / Дворник Геннадий Петрович. Екатеринбург, 2015. 328 с. Уральское отделение РАН.
6. Столяренко В.В., Кряжев С.Г., Двуреченская С.С., Шатилова Л.В., Минаева С.В., Рябошапко А.Г., Алферова В.А. Отчет о результатах работ по объекту: «Прогнозно-поисковые модели золоторудных объектов Томмот-Якокутской площади» – М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2020. – 297 с.
7. Столяренко В. В., Минаков А. В., Рябошапко А. Г., Минаева С. В., Алферова В. А Прогнозно-поисковая модель золотого оруденения в пределах мезозойских впадин в Центрально-Алданском рудно-рассыпном районе (на примере Верхне-Якокутского рудного поля) // Руды и металлы – 2022. – № 1. – С. 44–76.

Бектемирова Т. А., Бакиров А.А.

*Институт геологии им. М. Адышева
Национальной академии наук Кыргызской Республики*

Hu Ruizhong

Институт геохимии Китайской академии наук, Гуйчжоу, Гуйян

He Hongping

Институт геохимии Китайской академии наук, Гуандун, Гуанчжоу

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВАЛЕНТНОСТИ ЖЕЛЕЗА МЕТОДОМ РЕНТГЕНО-ФОТОЭЛЕКТРОННОЙ СПЕКТРОСКОПИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЛАУКОНИТА

Наиболее важными условиями в образовании глауконита, являются медленная скорость накопления осадков и окислительно-восстановительный потенциал [1;2;4]. Основными факторами глауконитизации являются накопление исходного материала (смектит) в органическом веществе и поступление железа [1]. Поверхностный состав глауконита был исследован для определения валентных состояний железа методом рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (РФЭС), с целью обсуждения вопроса о влиянии окислительно-восстановительных условий на процесс глауконитизации.

Эксперименты по глауконитовой фазе и глаукониту палеогена Кызылтокойской впадины проводились на двухвалентном и трехвалентном железе со специфическими центрами связывания. На Рис. 1 исходные Fe2p-спектры образцов показывают следующее: пики трехвалентного железа в спектре Fe (2p_{3/2}) более высокие и узкие в концентрированных глауконитовых пробах контактовой зоны (T1511, T1545 и KT-02). Спектр 2p_{3/2} двухвалентного железа четко заметен (расширен за счет низкой энергии связи) в зеленой глине *ханабадского слоя* (T1510, T1532 и T1542), в то время как в концентрированных глауконитовых зернах и красных глинах спектр очень слабый (Рис. 1 и 2). Форма линии Fe(2p_{3/2}) Fe(III) более узкая и интенсивная, тогда как спектр Fe(2p_{3/2}) Fe(II) расширяется со стороны полосы с низкой энергией связи. Фиттинг показывает, что оболочка Fe2p Fe(III) состоит из двух дублетных пиков (2p_{3/2} и 2p_{1/2}) при 711,8 и 724,00-725,00 eV (Рис. 2). Пики Fe²⁺ 2p_{3/2} и Fe²⁺ 2p_{1/2} FeO (FeS₂) наблюдались при 709,63 и ~722,9 eV соответственно. Это значения в диапазоне гематита и пирита. Более интенсивный спектр 2p_{3/2} Fe²⁺ хорошо ложится в пробах зеленой глины *ханабадского слоя* за счёт более высокого содержания двухвалентного железа (Рис. 2а, б). Однако, в образцах концентрированного глауконита контактовой зоны и красной глины *сумсарского слоя* спектр Fe²⁺ 2p_{3/2} был

слабым, что спектр не совпадал с исходными данными (Рис. 2 d, e, f). Таким образом, данные РФЭС показывают, что железо присутствует в двух состояниях окисления (Fe (III) и Fe (II)) в глауконитах палеогена.

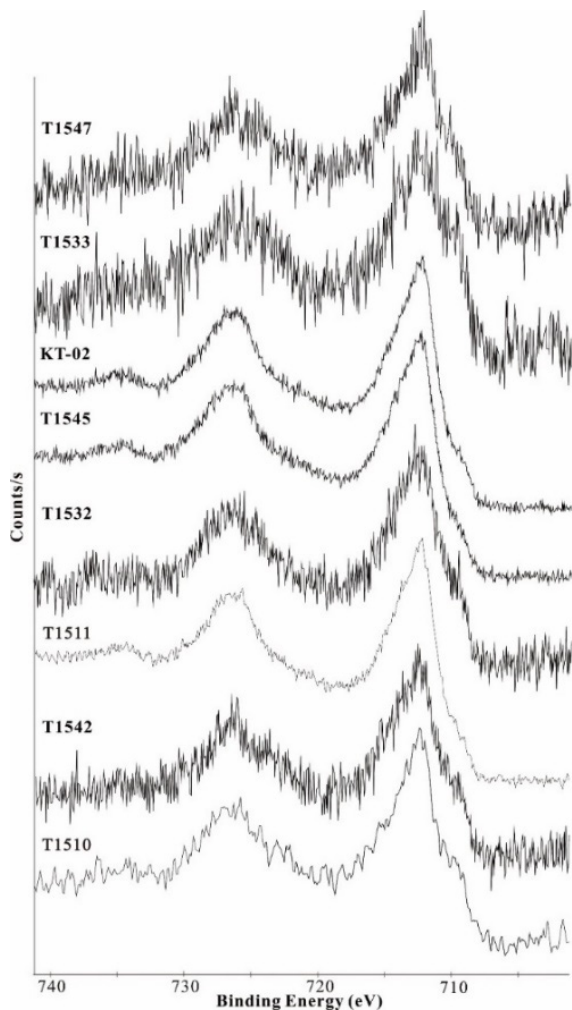


Рис. 1. РФЭС. Исходные спектры Fe (III)2p и Fe (II)2p глауконита. Пробы T1510, T1532 и T1542 – зеленые глины ханабадского слоя; Пробы T1511, T1545 и KT-02 – глауконитовые зерна контактовой зоны; T1533 и T1547 – пробы красной глины сумсарского слоя

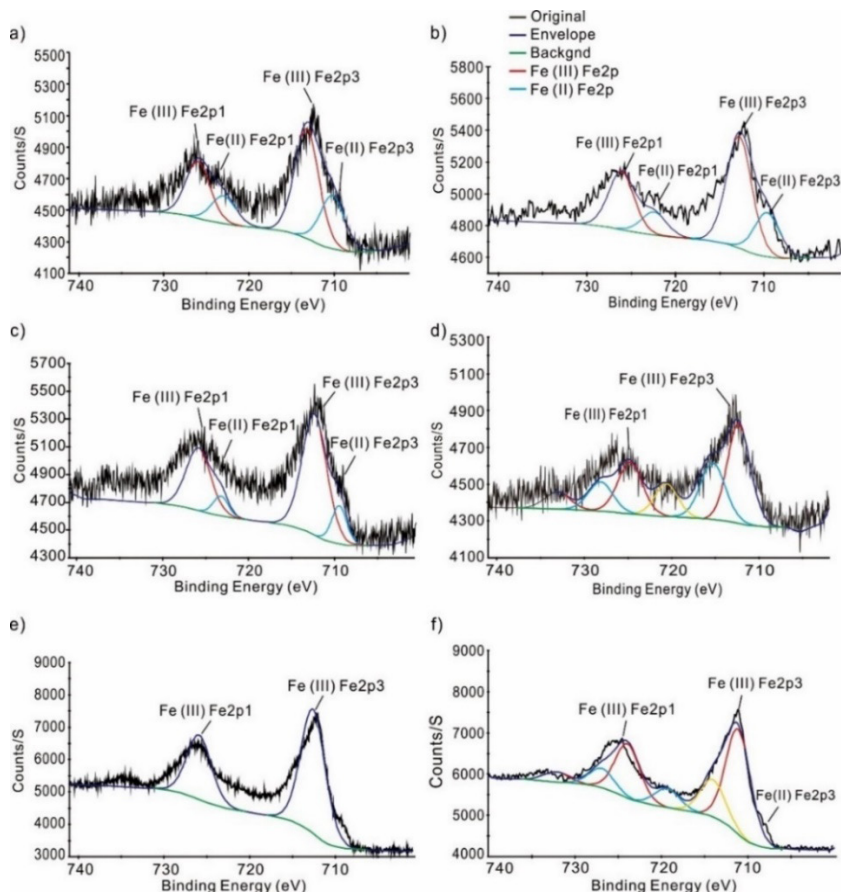


Рис. 2. Данные РФЭС после фиттинга. **а** и **б**) Fe2р-спектр Fe(II) хорошо аппроксимирован в зеленой глине ханабадского слоя и образцах контактовой зоны (**с**). **с**, **д**) Форма линии Fe(2р3/2) Fe(III) более узкая и интенсивная в концентрированных образцах глауконита. **д**) Однако в концентрированных образцах глауконита контактовой зоны и (**е**, **ф**) красных глин сумсарского слоя Fe2р-спектры Fe(II) не совпадают с исходными данными

Пики Fe^{2+} 2р3/2 более заметны в зеленой глине ханабадского слоя чем в пробах контактовой зоны. Кроме того, присутствие Fe(II) может предполагаться из-за бледного цвета зерен и обилия пиритовых фрамбондов [3]. Тогда как глауконитовые пробы контактовой зоны и красной глины сумсарского слоя имеют более высокие пики линии Fe(III) (Рис. 2 с, d, е и f).

Выводы

Данное исследование подтверждает, что РФЭС является эффективным методом в определении валентности железа для изучения восстановительно-окислительного состояния железа при процессе глауконитизации. По данным РФЭС наблюдалось более высокое содержание Fe (II) в зеленой глине *ханабадского* слоя и более высокое содержание Fe (III) в пробах контактовой зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Amorosi, A. (1997) Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: A tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109, 135–153.
2. Amorosi, A., Sammartino, I., and Tateo, F. (2007) Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54, 1364–1374.
3. Ireland, B. J., Curtis, C. D., and Whiteman, J. A. (1983) Compositional variation within some glauconites and illites and implications for their stability and origins. *Sedimentology*, 30 (6), 769–786.
4. Odin, G. S. (1988) (editor) *Green Marine Clays: Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-Bearing Rock Facies-A Comparative Study*. *Developments in Sedimentology*, 45th ed., Elsevier, Amsterdam, 445.

Берковский Е.М., Тышкевич А.В.

ФГБУ «ЦНИГРИ»

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВЕРХНЕОРЛОВСКОЙ ПЛОЩАДИ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Верхнеорловская площадь расположена в Бодайбинском районе Иркутской области. Она локализована в единой региональной разломной структуре с перспективными Каралонским и Усть-Уряхским золоторудными полями и сложена преимущественно ортосланцами, развитыми по вулканитам келянской толщи верхнего рифея (Шергин и др., 1969ф; Молочный и др., 1990ф). В ортосланцах местами сохранились реликты исходных пород, представленные базальтами, диабазами, андезитами, дацитами, риолитами. Эти породы прорываются силлоподобными телами и дайками диабазов и плагиогранитов позднерифейского возраста.

Изученная золотоносная сульфидно-кварцевая минерализация приурочена к изменённой дайке плагиогранит-порфиров, залегающей в крутопадающей зоне рассланцевания среди метавулканитов келянской толщи.

Дайка прослежена по простиранию на 1700 м и имеет в плане форму линзы с максимальной мощностью в центральной части – до 200 м и постепенным выклиниванием на флангах. Кварцевые жилы и прожилки образуют в дайке штокверковые зоны и содержат неравномерную гнездово-вкрапленную рудную минерализацию, представленную преимущественно пиритом. Протяженность кварцевых жил 5–15 м, мощность 0,1–0,5 м. Вмещающие плагиогранит-порфиры березитизированы.

Схема последовательности минералообразования, разработанная по результатам полевых наблюдений и минералого-петрографических исследований включает два этапа: «пропилитовый» дорудный и «березитовый», продуктивный на золотое оруденение. Предрудный этап характеризуется развитием высокотемпературных магнетит-ильменит-биотитовых метасоматитов в зонах рассланцевания, милонитизации и катаклаза. Золотоносная минерализация сопровождает формирование кварцевых жил и прожилков с околосжилковыми мусковит-анкерит-пирит-кварцевыми метасоматитами (березитами). Главная продуктивная минеральная ассоциация представлена парагенезисом пирита с теллуридами золота, серебра, висмута и высокопробным самородным золотом.

Формы проявления продуктивной минерализации многообразны (Рис. 1). Наиболее распространены полиминеральные микровключения, которые, как правило, состоят из трех или четырех минеральных фаз (халькопирит, минералы теллура и висмута, самородное золото). Форма включений преимущественно идиоморфная. Размеры большинства включений составляют 1–10 мкм, что соответствует тонкодисперсному классу. Реже встречаются пылевидные выделения размерами до 20–50 мкм. Наличие подобных включений в пирите при повышенной концентрации последнего может обеспечивать высокую золотоносность руд даже при отсутствии самостоятельных выделений самородного золота. Реже встречаются относительно крупные (0,1–0,2 мм) выделения теллуридов висмута, а также прожилковые выделения золота в гессите.

По данным рентгеноспектрального микроанализа, теллуриды представлены силванитом $(\text{AuAg})\text{Te}_2$ с переменным соотношением золота и серебра, теллуrowисмутитом Bi_2Te_3 , тетрадимитом $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ и золотосодержащим гесситом $(\text{AgAu})_2\text{Te}$.

Самородное золото преимущественно имеет идиоморфную форму (кристаллы и их сростки), размеры золотин варьируют от 30 до 100–150 мкм. Пробность золота высокая – $935 \pm 35 \%$ (50 определений). Из примесей в золоте установлено только серебро. Следует отметить однородность химического состава золота на всей изученной площади, что указывает на генетическое единство выявленных проявлений продуктивной золотоносной минерализации.

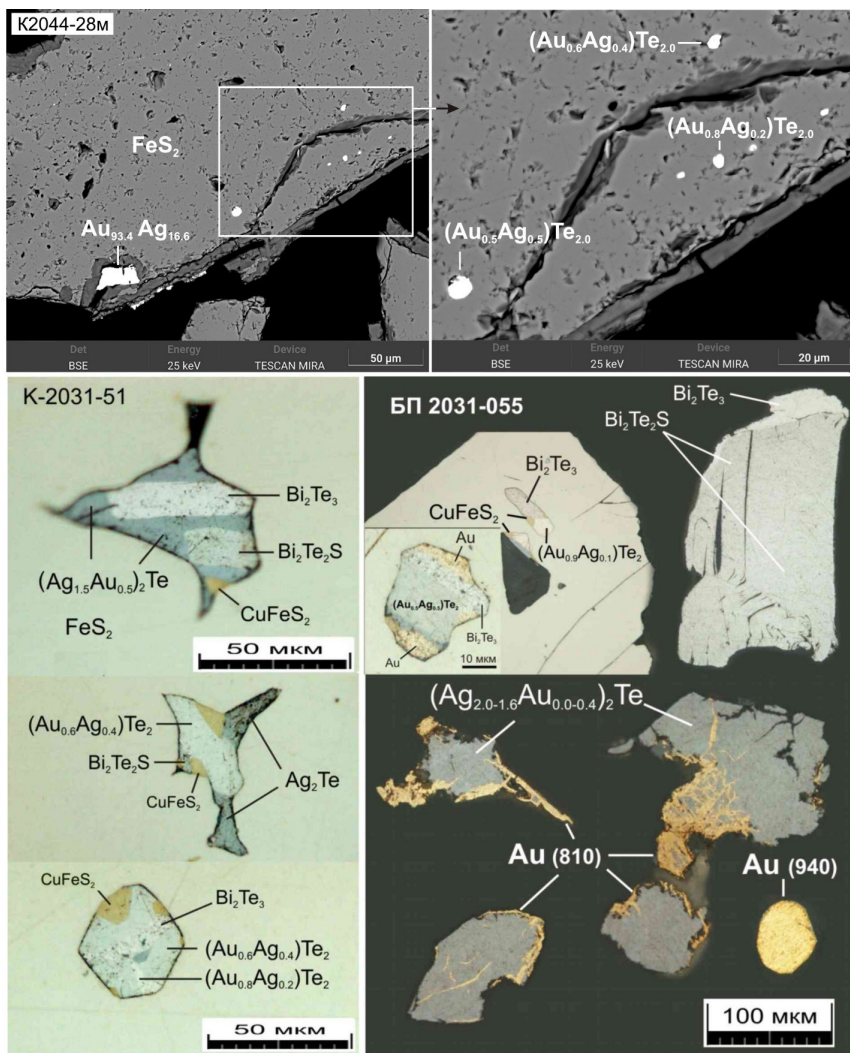


Рис. 1. Рудная минерализация Верхнеорловской площади (фото аншлифов)

Известно [2], что большинство месторождений с золото-теллуридным минеральным типом руд были сформированы в условиях малых глубин. Поэтому для типизации золоторудных проявлений Верхнеорловской площади необходимо привлечение данных о РТ-параметрах оруденения и вероятных источниках рудного вещества. С этой целью методами микротер-

мометрии были изучены индивидуальные флюидные включения в жильном кварце, определен изотопный состав серы пирита. Анализы выполнены в ЦНИГРИ.

Установлено, что в рудной зоне и за ее пределами кварц содержит в целом однотипные первичные углекисотно-водные и углекислотные включения, захваченные из гетерогенной среды (Рис. 2, Табл. 1).

Давление флюидов при формировании кварцевых жил составляло около 2 кбар, что соответствует глубинам порядка 8 км от палеоповерхности. Термобарогеохимическая зональность проявлена в изменчивости температур и концентраций минералообразующих растворов. Температуры минералообразования соответствуют условиям березитизации и снижаются от 350–300 °С в рудной зоне до 300–250 °С за ее пределами с градиентом около 50 °С / 100 м. В этом же направлении снижается концентрация солей в растворах от 11–14 до 6–7 мас. %-экв NaCl. Выявленная связь золотоносности кварцевых жил с параметрами первичных флюидных включений позволяет рассматривать стадию формирования жильного кварца (и околожильных березитов с золотоносным пиритом) в качестве главной продуктивной.

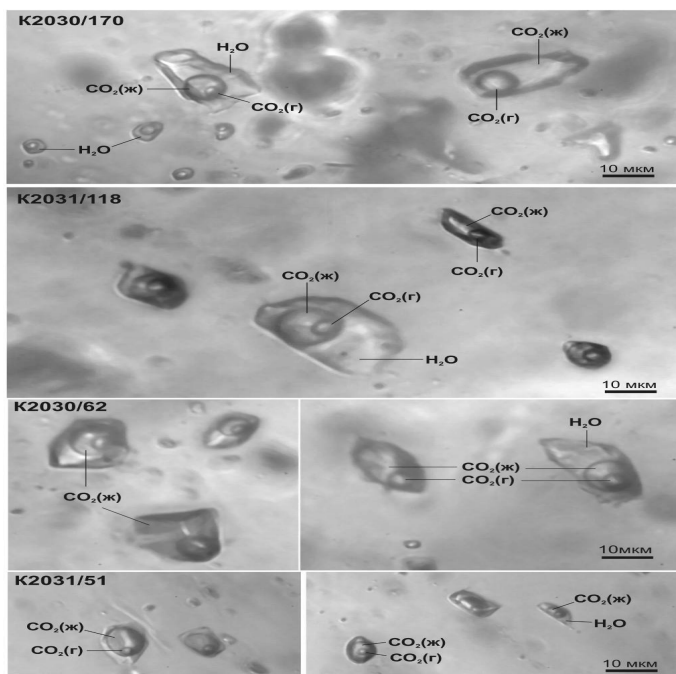


Рис. 2. Флюидные включения в жильном кварце Верхнеорловской площади

Таблица 1

Параметры флюидных включений в кварце Верхнеорловской площади

№ образца	Температуры фазовых переходов, °С					Расчетные параметры			
	Тип ФВ	T _{пл}	T _{пл} CO ₂	T _{гом} CO ₂	T _{гом}	X CO ₂ моль. %	r CO ₂ г/см ³	NaCl масс. % -экв.	P кбар
K2031/15м	LC	3,0	-56,6	25,2	335–350	14	0,71	12,0	2,0
	C	-	-56,6	12,3	-	95	0,85	-	
K2031/51м	LC	1,4	-56,6	11,3	310–320	10	0,85	14,0	2,2
	C	-	-56,6	5,4	-	95	0,90	-	
K2030/62м	LC	3,5	-56,6	18,0	320–340	15	0,80	11,2	2,0
	C	-	-56,6	11,0	-	95	0,86	-	
K2031/118м	LC	6,8	-56,6	12,0	240–250	8	0,85	6,1	2,1
	C	-	-56,6	-4,3	-	95	0,95	-	
K2030/170м	LC	6,4	-56,6	6,9	295–300	13	0,88	6,8	2,0
	C	-	-56,6	8,0	-	95	0,88	-	

Примечания. Типы флюидных включений: LC – углекислотно-водные, C – углекислотные. Измеренные температуры: T_{пл} – плавления газогидрата, T_{пл}CO₂ – плавления углекислоты, T_{гом}CO₂ – гомогенизации углекислоты в жидкую фазу, T_{гом} – полной гомогенизации включения путем растворения углекислоты в воде. Расчетные параметры: XCO₂ – мольная доля (%) углекислоты во включениях, оцененная по ее плотности и степени наполнения. rCO₂ – плотность углекислоты, определенная по температуре ее гомогенизации. Концентрация солей в водном растворе (в мас.%-экв NaCl) определена по температуре плавления газогидрата [5]. P, кбар – давление, оцененное по плотности углекислотных (C) включений и температуре гомогенизации углекислотно-водных (LC) включений [1]. В каждой группе проанализировано не менее 5 индивидуальных включений.

Изотопные исследования показали, что сульфиды в зонах золоторудной минерализации характеризуются весьма высокими значениями d³⁴S = +10...+20 ‰ (12 определений). Обогащенность серы тяжелым изотопом указывает на вероятную связь оруденения с коровым гранитоидным магматизмом [4]. При этом во всех изученных рудных пересечениях одновременно со скачкообразным повышением значений d³⁴S происходит увеличение содержания золота в рудах. Выявленная закономерность свидетельствует о том, что вариации изотопного состава сульфидной серы обусловлены локальными изменениями физико-химических условий рудоотложения. Подобную особенность можно связать с фракционированием изотопов серы в процессе вскипания углекислотно-водного флюида [3]. В целом установленные термобарогеохимические и изотопно-геохимические параметры изученного оруденения соответствуют условиям формирования эталонных среднеглубинных объектов золото-полисульфидно-кварцевой формации (месторождения Березовское, Васильковское и др. [2, 3]).

Таким образом, по результатам выполненных исследований все изученные на Верхнеорловской площади проявления коренной золотоносной

сти можно отнести к одному – золото-полисульфидно-кварцевому типу (или, согласно действующей классификации, к объектам золото-сульфидно-кварцевой субформации в составе золото-сульфидно-кварцевой формации). Подобное оруденение обладает значительным промышленным потенциалом, но его реализация связана прежде всего с наличием благоприятных геолого-структурных условий для концентрирования рудного вещества. Присутствие теллуридов следует рассматривать как особенность минерального состава руд и использовать в качестве прямого признака продуктивности сульфидной минерализации при поисковых работах на Верхнеорловской площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. – Киев: Наук. думка, 1982. – 237 с.
2. Константинов и др. Золоторудные гиганты России и Мира. – М.: Научный мир. 2000. 272 с.
3. Кряжев С.Г., Гриненко В.А., Устинов В.И. Вероятные причины эволюции состава рудообразующих флюидов на Березовском золоторудном месторождении (Средний Урал) // Геохимия. 2011. № 1. С. 101-107.
4. Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода // в кн. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 403-450.
5. Darling R.S., 1991. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location. Geochim. Cosmochim. Acta 55, 3869-3871.

Бужинская Е.В.

ФГБУ «ЦНИГРИ»

ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО ПОВЫШЕНИЮ ЭФФЕКТИВНОСТИ ОПРОБОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИХ РАБОТ НА УЧАСТКЕ ШИЛГОН (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))

Золотое оруденение участка Шилгон относится к золотосульфидной формации. Главными минералами-концентраторами золота являются мышьяковистый пирит и арсенопирит. Золото присутствует в основном в виде изоморфной примеси в данных минералах-концентраторах (Богданович Ю.И., 2014 г.). При разрушении рудных тел и образовании почвенных отложений взаимосвязь между Au и As сохраняется и находит отражение во вторичных ореолах рассеяния, что подтверждается результатами опробова-

ния в ходе работ ОАО «Янгеологии» 2012–2014 гг. (Богданович Ю.И., 2014 г.) – содержание Au в пробах имеет прямую корреляцию с содержанием As ($R=0,79$) [1].

Несмотря на достаточно высокую эффективность проведенных литохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния, имеют место недостатки, касающиеся низкого уровня чувствительности методов анализа (Богданович Ю.И., 2014 г.). Кроме того, имеется вопрос, почему при высокой корреляции между содержаниями Au и As, и, как результат, пространственной сопряженности большинства аномалий этих элементов, в некоторых случаях аномалии As не сопряжены с аномалиями Au, при том, что наличие золотого оруденения подтверждено результатами бороздового опробования (рис. 1.).

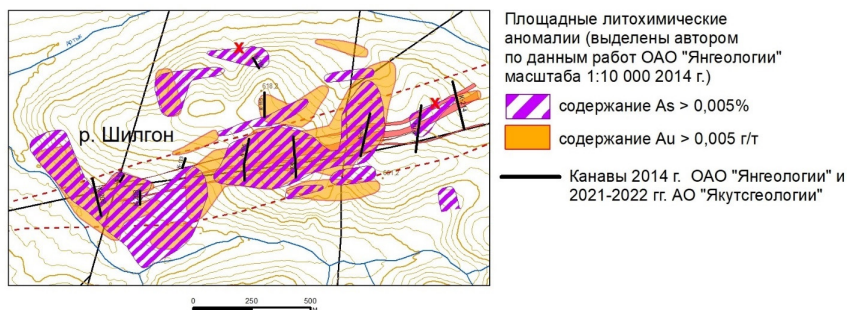


Рис. 1. X – аномалии As, пространственно не сопряжённые с аномалиями Au, однако пройденные через них канавы подтверждают наличие золотого оруденения

В целях решения выше названных вопросов было проведено литохимическое опробование по вторичным ореолам по отдельным профилям, в том числе через пространственно сопряжённые аномалии Au и As и через интенсивные аномалии As, не сопряжённые с аномалиями Au (рис. 2). Профиля проложены по профилям опробования, проводившегося ранее (2014 г. – ОАО «Янгеология», 2021 г. – АО «Якутскеология»), так чтобы места отбора проб совпадали с местами отбора проб предшественниками, что сделано с целью возможности сопоставления результатов лабораторных исследований по старым и новым пробам.

Одним из методов, которым планируется определять содержания элементов, является ионно-сорбционный метод, разработанный в ФГБУ «ЦНИ-ГРИ». В статье, посвящённой методу, указано, что пробы для анализа по данной методике необходимо отбирать из верхнего почвенного горизонта с глубины 5-10 см. [3]. Данный горизонт обычно называют почвенным горизонтом А. В связи с этим в каждой точке отбирались две пробы: из почвен-

ного горизонта А – для ионно-сорбционного метода анализа и из почвенного горизонта В – для других методов анализа. При проведении пробоотбора было выявлено, что горизонт А на участке имеет ограниченное распространение.

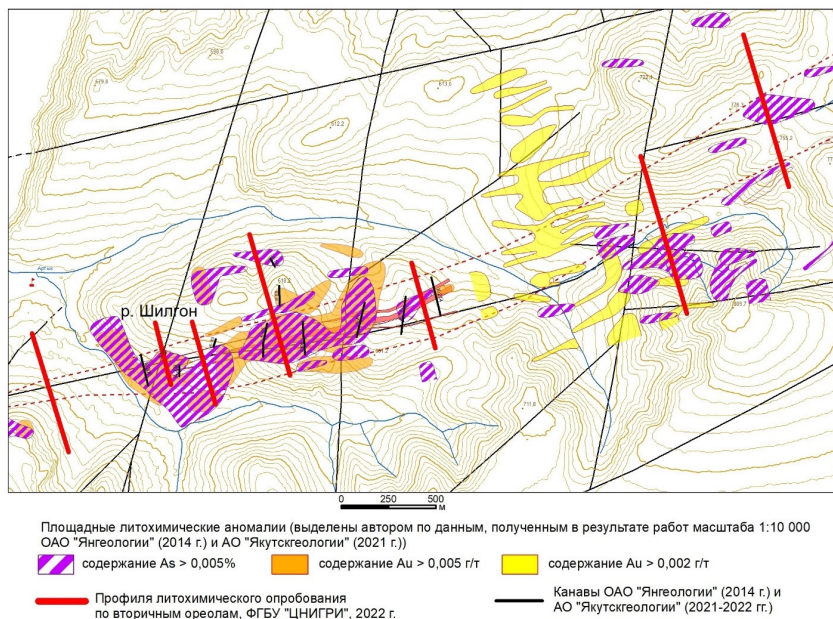


Рис. 2. Профиля опробования по вторичным ореолам (ФГБУ «ЦНИГРИ», 2022 г.)

Как следствие, пробы, отобранные для исследования ионно-сорбционным методом, получились трёх типов:

1. В части точек горизонт А развит достаточно для отбора пробы. В результате пробы состоят из почв горизонта А и представляют собой однородный материал, соответствующий указаниям для ионно-сорбционного метода в названной выше статье.

2. В других точках горизонт А развит слабо, его почвы смешены в корнях ягеля с почвами горизонта В без возможности их разделения. В результате пробы состоят из смеси почв горизонта А и горизонта В в различных процентных соотношениях, т.е. являются неоднородными.

3. В третьей части точек горизонт А практически отсутствует, реже полностью отсутствует. В результате пробы представляют собой почвы горизонта В с небольшой примесью почв горизонта А, реже полностью состоят из почв горизонта В.

Учитывая всё перечисленное выше, пробы, отобранные для анализа ионно-сорбционным методом, имеют существенные недостатки:

- материал части проб не соответствует указанному в методике;
- материал части проб является неоднородным;
- в целом пробы содержат различный материал.

Всё названное делает сравнение результатов по пробам, отобранным для ионно-сорбционного метода анализа, не вполне корректным. Кроме того, из-за ограниченного распространения почв горизонта А, их малого количества в части точек опробования, трудности отделения этих почв от почв горизонта В, отбор материала занимает большое количество времени. При опробовании по сети, количество точек опробования обычно исчисляется тысячами, а то и десятками тысяч, вследствие чего, целесообразность таких временных затрат вызывает сомнение.

Ионно-сорбционный метод был апробирован для районов Рудного Алтая, восточного Забайкалья и Салаирского кряжа [3]. Необходимо обратить внимание, что р. Саха (Якутия), на территории которой расположен участок Шилгон, в отличие от районов апробации метода, является районом Крайнего Севера. Можно предположить, что по этой причине почвенный горизонт А здесь развит хуже, чем в названных районах.

Учитывая всё описанное выше, целесообразность отбора проб из горизонта А в районах Крайнего Севера вызывает сомнение. Вероятно, в таких районах следует отбирать пробы для анализа методом ионной сорбции из горизонта В, как и для других методов анализа.

По окончании полевого сезона в Москве автором все отобранные пробы были замерены портативным РФ-анализатором. Портативные РФ-анализаторы обеспечивают одновременное определение содержаний от Са до U, а некоторые типы анализаторов от Mg. Чувствительность в зависимости от элемента и состава пробы находится в пределах 0,000n-0,0n %. Это позволяет применять эти анализаторы для литохимических поисков по потокам рассеяния, вторичным и первичным ореолам для ряда элементов (V, Cr, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Y, Zr, Nb, La, Pb и др.) [2]. В 2010–2011 гг. сотрудниками ФГУП «ИМГРЭ» была проведена апробация портативного РФ-анализатора при литохимических поисках по вторичным и первичным ореолам рассеяния. По итогам апробации были сделаны выводы:

1. Применение портативного РФ-анализатора при литохимических поисках по вторичным ореолам вполне может заменить ПКСА для определения содержаний некоторых элементов;

2. Применение в полевых условиях существенно сокращает временной промежуток между выявлением геохимических аномалий, разбровкой и их заверкой [2].

В первую очередь автора интересовали содержания As, т.к. они имеют прямую корреляцию с содержаниями Au. При обработке результатов измерений были выявлены следующие закономерности:

- содержания As в пробах, отобранных из почв горизонта В, в целом выше, чем в пробах, отобранных из почв горизонта А, в тех же точках;
- при сопоставлении содержаний As по старым данным (результаты ПКСА ОАО «Янгеологии» (2014 г.) и АО «Якутскеологии» (2021 г.)) и по собственным данным замеров портативным РФ-анализатором выявлена высокая сходимость содержаний (рис. 3).

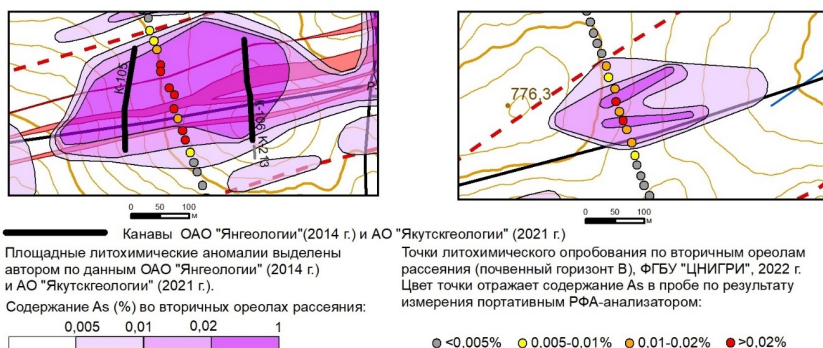


Рис. 3. Высокая сходимость содержаний As при сопоставлении старых данных (ПКСА ОАО «Янгеологии» (2014 г.) и АО «Якутскеологии» (2021 г.) и собственных данных замеров портативным РФ-анализатором

В дальнейшем предполагается провести исследования проб лабораторными методами. После чего сравнить содержания As, полученные лабораторными методами и замеренные портативным РФ-анализатором. В случае если, как и при сделанном сопоставлении, будет установлена высокая сходимость данных, предлагается использовать портативные РФ-анализаторы в полевых условиях при проведении поисков по вторичным ореолам рассеяния на золотосульфидных объектах в пределах северного фрагмента Куларо-Нерского черносланцевого пояса. Это позволит корректировать ведение работ в рамках одного полевого сезона, оперативно выбирая наиболее перспективные участки, а также отправлять в лаборатории в первую очередь пробы с высокими содержаниями элемента, имеющего высокую корреляцию с Au.

Автор выражает благодарность Набелкину О.А. (ФГБУ «ИМГРЭ») за настройку портативного РФ-анализатора, Карасю С.А., Трач Д.А. (ОПГ

ФГБУ «ЦНИГРИ») за консультацию по использованию портативного РФ-анализатора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бужинская Е.В., Панасенко Ю.М. Модель зависимости содержаний золота от содержаний мышьяка во вторичных ореолах Шилгонского рудного поля и её практическое применение // Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче: Сборник тезисов докладов III Молодёжной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ. Москва, 2022. С. 25-26.
2. Опыт применения портативного рентгено-флуоресцентного анализатора при выявлении АГХП медного и хромового оруденения / Карась С.А., Набелкин О.А., Трач Д.А., Филин А.С., Карабаев Г.В. // Разведка и охрана недр. 2013. № 8. С. 63-69.
3. Миляев С.А., Кряжев С.Г., Виленкина Ю.В. Ионно-сорбционный метод литохимических поисков скрытых полиметаллических месторождений: общие принципы, опыт применения // Руды и металлы. 2017. №2. С. 60-68.

Бычкова Е.С., Москаленко С.В.

ФГБУ «ЦНИГРИ»

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД, КАК ФАКТОР КОНТРОЛЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЫЛЭНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

В контексте террейновой теории [2] выделенный в восточной части Якутии Кулар-Нерский турбидитовый террейн требует создания критериев, определяющих золотоносность отложений для дальнейших геологоразведочных работ на территории данной структуры. В настоящей работе рассматриваются породы, относящиеся к мередуийской свите юрской системы, для которых была померена открытая пористость с помощью метода насыщения жидкостью. В результате зоны максимумов коэффициента пористости совпали с литохимическими ореолами рассеяния золота и мышьяка, которые, применимо к Ылэнской рудной площади, интерпретируются как непосредственный признак рудных зон и рудных тел.

Ключевые слова: Кулар-Нерский турбидитовый террейн, Ылэнский рудный узел, мередуийская свита, открытая пористость

Ылэнский рудный узел – объект, находящийся в восточной части Якутии, на границе Якутской и Магаданской областей. В геологическом строе-

нии данного объекта принимают участие терригенные морские нижне-средне юрские отложения осадков Чаркы-Индибирского юрского вулканогенно-флишевого комплекса и рыхлые континентальные четвертичные образования. Терригенные отложения представлены породами, относящимися к мерейской свите средней юры. Данные породы характеризуются переслаиванием темно-серых песчаников и темно-серых до черного алевролитов, реже – алевропелитов. В нижней части разреза песчаники кослоистые нередко с включениями звездчатых (сульфидных) стяжений. Отложения соответствуют аален-байосскому ярусам, их мощность порядка 1000 м. Верхняя подсвита (J_2mg_3) почти целиком сложена пластами серых мелкозернистых песчаников мощностью 8–50 м с маломощными (0,2–0,3 м) прослоями темно-серых и черных алевролитов. Подсвита соответствует батскому ярусу. Мощность подсвиты – 500 м [1].

Все отложения представляют собой крупный регрессивный макроциклит. Песчаники преимущественно аркозовые, полимиктовые, средне-мелкозернистые, плотные, крепкие, кварц-полевошпат-хлорит-слюдяного состава с глинисто-карбонатным цементом; алевролиты мелко-тонкозернистые, мелко-тонкоплитчатые, с карбонатным-глинистым цементом; алевро-пелиты темно-серые, пелитовые, тонкоплитчатые, плотные с карбонатно-глинистым цементом. Соотношение песчаников к алевролитам и аргиллитам примерно – 80/15/5.

По мощности толщи песчаников могут достигать 200 метров, алевролитов – 40 метров, аргиллитов – 15 метров. Отложения представляют собой ритмичные чередования в различных сочетаниях, преимущественно ритмы неполные, представленные только песчаниками с маломощными толщами алевролитов.

Породы сильно проработаны гидротермально-метасоматическими потоками преимущественно кислого состава. По результатам лабораторных исследований рудообразование происходило в условиях глубинного гидродинамического режима (2–6 км) в термостатированной среде. Эффективный перенос золота осуществлялся независимо от состава водно-солевого раствора при участии подвижной углекислотно-метановой фазы, поступающей из рудогенерирующих магматических очагов. Одним из следствий этого процесса является неравномерность распределения компонентов между всплывающими газовыми пузырьками, приводящая к существенным вариациям состава сингенетических газовых включений [1].

Влияние водосодержащего флюида хорошо прослеживается прежде всего в минерализованных зонах дробления, где меньше давление газовой фазы на твердое тело, но значительная площадь соприкосновения (реакционная зона) вмещающих пород и флюида, в виде новообразованных минеральных фаз: серицита, хлорита и железистого карбоната сидерит-магнетитового ряда [3]. Новообразованные серицит, хлорит и железистый

карбонат в песчаниках из минерализованной зоны дробления являются признаками гидротермально-метасоматических изменений. Обращает на себя внимание тот факт, что образование всех трех минеральных индивидов имеет гидролизный характер при кислом течении реакции образования. Поскольку ведущими минералами, слагающими вмещающие песчаники юрского возраста, являются кварц и плагиоклаз, т.е. минеральные индивидуумы устойчивые в условиях кислых и слабокислых сред, то новообразованные серицит, хлорит и железистый карбонат занимают размещаются в межзерновом пространстве, изредка замещая нестойкие в кислых условиях минералы (например, единичные зерна КПШ).

Наряду с условиями осаждения значительную роль в рудогенезе Ылэнского рудного узла играет пористость вмещающих пород, как один из показателей проницаемости толщи, наряду с тектонической нарушенностью и трещиноватостью. Следует отметить, что нами рассматривается прежде всего открытая пористость, чтобы не вводить поправки на коэффициенты поверхностного натяжения рудно-солевых растворов.

Коэффициент открытой пористости был определен с помощью метода насыщения жидкостью. В контексте данного метода объем открытых пор определяется объемом воды, вошедшего в поровое пространство образца (по разности масс сухого и насыщенного жидкостью образца), а внешний объем образца – по разности масс насыщенного жидкостью образца в воздухе и насыщающей жидкости, т.е. гидростатическим взвешиванием насыщенного водой образца в воде.

Анализ результатов измерения коэффициента открытой пористости пород, которые варьируется от 0,28 до 13,16% и в среднем составляют 3%, показал максимумы, совпадающие с литохимическими ореолами рассеяния золота и мышьяка, которые, применимо к Ылэнской рудной площади, интерпретируются как непосредственный признак рудных зон и рудных тел. Обращает на себя внимание схожесть контуров комплексных аномалий по вторичным ореолам рассеяния и максимумов коэффициента открытой пористости. Полученные данные дополнительно подтверждают значительную роль пористости данных литологических разностей в интерпретации показателей проницаемости толщ. В настоящее время идет разработка критериев пористости вмещающих пород и их взаимосвязь с золоторудными объектами и околорудными метасоматитами для Кулар-Нерского турбидитового террейна, с целью дальнейшего их использования при проведении геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко Н.В. и др. Изучение вещественного состава руд и околорудных метасоматитов и разработка прогнозно-поисковых моделей золоторудных прояв-

- лений Ылэнского рудного узла (Республика Саха (Якутия)) – М.: ЦНИГРИ, 2022 – 268 с.
2. Третьяков Ф.Ф. Террейны Верхоянского складчато-надвигового пояса (Восточная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т. 24, № 4. С. 67–78.
 3. Goldsmith, J.R., D.L. Graf, J. Witters & D.A. Northrop (1962), Studies in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$: (1) Phase relations; (2) A method for major element spectrochemical analyses; and (3) Composition of some ferroan dolomites Jour. Geol.: 70: 659-688.

Васина Т.А., Щербакова К.О., Овезов Б.А.

ФГБОУ ВО МГРИ

ЗАБОЙНЫЙ АВТОМАТИЧЕСКИЙ ЛАЗЕРНЫЙ МАКРОАНАЛИЗАТОР

Геология страны создала прочную минерально-сырьевую базу, которая надежно обеспечивает развитие экономики. В настоящее время Россия занимает одно из ведущих мест в мире по добыче железных и марганцевых руд, угля, цветных металлов и других полезных ископаемых, полностью обеспечивая потребности всех отраслей страны собственным минеральным сырьем. Развитие ведущих отраслей страны, темпы роста технического прогресса и производительных сил неизбежно связаны с увеличением масштабов и интенсивности использования минеральных ресурсов.

За последние годы неоднократно делались попытки разработки экспрессных методов анализа минерального сырья без отбора и подготовки проб, в естественном залегании. Эти приборы особенно необходимы при скоростной проходке подземных горных выработок и механизированной проходке канав в сложных горнотехнических условиях.

Создание оптического квантового генератора (ОКГ) – источника мощного оптического излучения открыло широкие перспективы использования энергии светового пучка в задачах анализа минерального сырья. Попытки использования лазеров в качестве источника возбуждения спектра предпринимались практически во всех областях применения спектрального анализа. Иногда возбуждение спектра достигается за счет энергии излучения самого лазера, но чаще для этого используют искровой разряд, проходящий сквозь струю газов лазерного факела. Методы эмиссионного спектрального анализа с применением лазеров обеспечивают хорошую воспроизводимость ($S_r = 0,10$) при содержаниях определенных элементов до

$1 \times 10^{-3} \%$. В работе приводится достигнутый предел обнаружения ряда элементов $10^{-14} + 10^{-15}$ г.

Отмечено, что в широком диапазоне плотностей световых потоков взаимодействие лазерного излучения с сильно поглощающими средами можно описать с помощью тепловой модели, согласно которой весь процесс можно условно разбить на несколько стадий:

- Поглощение света и передачи энергии тепловым колебанием решетки твердого тела;
- Нагревание материала до стадии разрушения;
- Разрушение материала, разлет расплавленного и испаренного вещества.

Лазерное излучение, взаимодействуя на вещество частично отражается и частично поглощается, вызывая интенсивный нагрев объекта, на который он сфокусирован. В месте взаимодействия излучения происходит бурный процесс кипения, и испарения вещества по характеру напоминающий термический микровзрыв в фокальной плоскости объектива. Происходит мгновенный выброс расплавленного вещества и паров. Сильный разогрев выброшенных из кратера паров приводит к возбуждению и ионизации атомов исследуемого вещества. Характер процессов, происходящих в момент воздействия лазерного излучения на вещество определяет характер спектра светящегося пламенного облачка, который по цвету и форме характерен для каждого химического элемента, из которого состоит вещество. В основном, на этом принципе построен лазерный микроспектральный анализ. Механизм взаимодействия мощного лазерного излучения на вещество иллюстрируется на рис. 1.

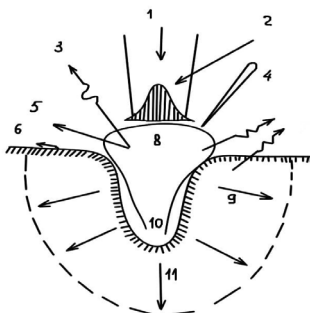


Рис. 1. Схема взаимодействия лазерного излучения с веществом, где 1 – Сфокусированная лазерная энергия; 2 – Распределение интенсивности лазерного излучения; 3 – Отраженная энергия; 4 – Струя газов; 5 – Удаляемые пары и расплавленная порода; 6 – Конвективные потери тепла; 7 – Потери тепла за счет излучения; 8 – Пары; 9 – Зона высокотемпературного воздействия; 10 – Расплавленная порода; 11 – Твердая порода

При взаимодействии лазерного излучения с веществом электромагнитное излучение частично отражается и частично поглощается в зависимости от коэффициента отражения вещества. Для этого случая изменение плотности светового потока по глубине подчиняется закону Бугера:

$$g(X) = g_0 A \exp(-\alpha X),$$

где g_0 – плотность падающего светового потока на поверхность;

A – поглощающая способность этого материала;

α – линейный коэффициент поглощения;

X – координата, отсчитываемая от поверхности в глубь материала.

Температура нагрева зоны воздействия лазерного излучения в основном зависит от мощности источника времени воздействия способности вещества. Размеры прогретой зоны ($X_{\text{пр}}$) сначала определяется глубиной проникновения излучения в вещество.

$$\delta = 1/\alpha$$

потом, по мере нагрева расчет за счет теплопроводности как $\sqrt{\alpha t}$, где α – коэффициент температуропроводности. Скорость роста температуры в лазерном облачке при взаимодействии излучения с веществом, кроме энергетических характеристик источника и свойств вещества определяется глубиной проникновения излучения δ , прогретого слоя $X_{\text{пр}} \sim \sqrt{\alpha t}$ и радиуса зоны воздействия δ_0 . Если эти три величины меньше размера облучаемого вещества, то это вещество считают полубезграничной средой.

Известно, что погрешность определения результата выражается между определенным количеством компонента и истинным содержанием его в анализируемом образце. Истинное же содержание компонента в образце остается неизвестным. Основная погрешность получается на стадии отбора и подготовки аналитической пробы, ошибка же самого анализа химико-спектральными и другими методами $\delta_{\Delta H^2} / \delta_{\Sigma}^2 \ll 10\%$.

Оптический квантовый генератор 1 создает мощное когерентное излучение с $\lambda = 1,06$ мкм, которое посредством оптической системы 2, через защитное стекло 3 фокусируется на образец или горную породу в естественном залегании. Лазер работает с частотой следования импульсов $\omega = 25, 50, 100$ Гц.

Спектр светящегося облачка, через кварцевое защитное стекло 4, объективом 5 направляется на интерференционный ... светофильтр 6, который вырезает узкую область спектра ($\lambda = 242,183$ нм) для линии золота: второй ИС Ф вырезает узкую область ($\lambda = 243,779$) для серебра поз.13. Оба светофильтра закреплены в револьверной головке и посредством поворота меняются, в зависимости от того, на какой элемент выполняется анализ; светофильтры 6, 13 стоят в параллельном ходе лучей. Линза фокусирует

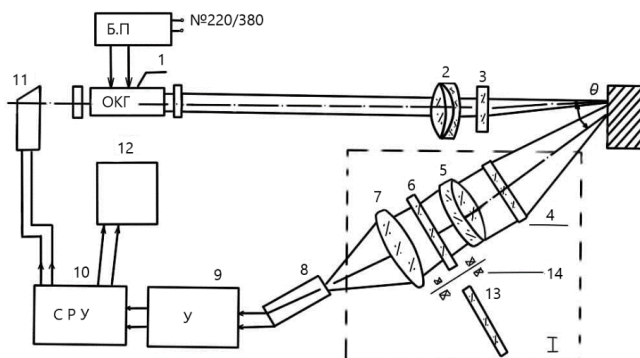


Рис. 2. Оптико-электронная схема прибора, где 1 – Лазер; 2 – Фокусирующий объектив $f^*=70-80$ мм; 3 – Защитное стекло; 4 – Кварцевое защитное стекло; 5 – Коллиматорный объектив $f^*=100$.d/ $f_1 = 1:3$; 6, 13 – Интерференционные светофильтры; 7 – Линза $f^*=150$; 8 – ФЭУ, ФД; 9 – Усилитель сигналов; 10 – Счетно-решающее устройство; 11 – Цифровой индикатор; 12 – Блок памяти усредненного по J и t сигнала; 14 – Револьверная головка со сменными фильтрами; БП – Блок питания ОКГ, усилитель ПАЭ

оптический сигнал на фотодиод или ФЭУ. Величина электрического сигнала зависит от величины оптического сигнала, который в свою очередь зависит от содержания полезного компонента. Электрический сигнал с ФЭУ усиливается посредством усилителя 9 и поступает на счетно-решающее устройство 10, которое выполняет усреднение всех поступающих электрических сигналов в соответствии с количеством импульсов, т.е.

$$J_{cp} = \sum_1^n J_n / n,$$

где J_n – интенсивность линии от единичного импульса.

Усредненный по величине сигнал поступает через дешифратор на цифровой индикатор 11 и магнитный блок 12.

Изображение оптических квантовых генераторов открыло широкие возможности использования очень интенсивного светового излучения в науке и технике. Особенно незаменимы лазеры при изучении взаимодействия мощного светового излучения с веществом. К этому явлению относится множество разнообразных эффектов, часто совершенно различных по своей природе и по методам исследования. Замечательные свойства лазеров – исключительно высокая когерентность и направленность излучения, возможность создания высокой интенсивности в видимой инфракрасной и УФ – области спектров, получение высоких плотностей энергии уже на заре создания квантовых генераторов указывали на возможность их широкого распространения в науке и технике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вейко В.П. Либенсон М.Н. «Лазерная обработка» Лениз 1973.
2. Овезов, Б. А. Исследование влияния магнитных возмущений в процессе бурения наклонно- направленных скважин (iMAG) / Б. А. Овезов, Н. В. Соловьев // Новые идеи в науках о Земле: Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах, Москва, 01–02 апреля 2021 года. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2021. – С. 235-238.
3. Разработка лазерной сканирующей системы для автоматизации процесса измерения глубины скважин / Э. А. Азамбетова, А. М. Машкова, Н. В. Соловьев [и др.] // Молодые – Научкам о Земле: Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2022. – С. 164-167.
4. Цементирование эксплуатационной наклонно-направленной скважины при высокой температуре / Е. В. Орленкова, А. М. Машкова, К. О. Щербакова [и др.] // Молодые – Научкам о Земле: Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2022. – С. 267-270.

Владимириева О.В.

ИГЕМ РАН

Прасолов А.М.

ФГБОУ ВО МГРИ

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ ПРОМЫШЛЕННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

На сегодняшний день минерально-сырьевая база месторождений золота в значительной степени исчерпана. Так, обнаружение новых золотороссыпных объектов теперь возможно либо на труднодоступных территориях, либо при условии усовершенствования прогнозно-поисковых моделей, которое заключается в том числе в поисках золотоносных объектов новых типов. Такими объектами поисков могут стать золотоносные неогеновые отложения и россыпные образования, связанные с ними.

Сегодня темпы выявления новых промышленных объектов сбавлены. Это обусловлено, как отсутствием, по сути, региональных прогнозно-

поисковых работ (в сравнении с периодом СССР, региональные ГРЭ фактически уничтожены), так и исчерпанием потенциальных объектов в недрах, которые могли бы быть найдены устоявшимися и апробированными прогнозно-поисковыми методами.

Имея достаточно хорошо опоискованную со времен СССР территорию России, выявление новых месторождений возможно либо при дальнейшей детализации прогнозно-поисковых работ (продолжение действия в соответствии с принципами последовательных приближений), либо при целенаправленном поиске объектов тех или иных типов, которое будет основываться на применении новых интерпретированных данных о геологических, геохимических и структурных предпосылках размещения конкретного типа оруденения с применением современных технологий и средств.

Вероятно, следует обратить внимание на «нетипичные» для минерально-сырьевой базы России месторождения. Такими могут быть терригенные золотоносные толщи неогенового возраста.

Золотоносность неогеновых отложений, слагающих кайнозойские впадины и древние террасы известна. Зачастую водотоки, дренирующие такие отложения являются не просто золотоносными, но и включают в себя россыпные месторождения золота [2, 4], и именно неогеновые отложения являются источником золота для этих россыпей [4].

В мире существует несколько десятков рудно-россыпных и россыпных узлов, главным источником золота которых являются неогеновые отложения. Так, например, помимо знаменитых Калифорнийских россыпей, питавшихся именно золотом палеоген-неогеновых толщ [2], наиболее продуктивный в мире по концентрации золота в россыпях узел Отаго в Новой Зеландии, так же является объектом такого типа [4]. Общее количество добытого из его четвертичных россыпей золота составляет 600 т. Ресурсы оцениваются до 400 т. Образование россыпей здесь прошло несколько стадий от начала эрозии в середине мела и через многократный переувлажнение песчано-галечных отложений межгорных бассейнов на протяжении третичного времени. Крупные рудные объекты в регионе отсутствуют, из коренных кварцевых жил за все время было добыто около 10 т.

Камчатскими учеными проведена работа [1] по исследованию континентальных неоген-четвертичных золотоносных отложений в качестве промежуточного коллектора при формировании современных прибрежно-морских россыпей. Авторы пришли к выводу, что по совокупности предпосылок и признаков, помимо современных пляжевых россыпей, с неоген-четвертичными отложениями могут быть связаны древние континентальные россыпи, ныне находящиеся в захороненном и перетолженном состоянии.

Прудников С.Г., исследовав [3] неогеновые отложения Саяно-Тувинского нагорья, пришел к выводу, что именно неогеновые отложения, слага-

ющие палеодолинные россыпи в ближайшем будущем станут основным источником россыпного золота в Туве.

Однако в отечественной геологии комплексный подход для определения промышленной значимости неогеновых отложений, перспектив их освоения и их роли в россыпеобразовании на сегодняшний день отсутствует.

В России, связанные с неогеновыми отложениями россыпные провинции гиганты, на подобии Новозеландских и Калифорнийских, не были выявлены главным образом из-за отсутствия тематических поисков таких объектов. Неогеновые золотоносные отложения характеризуются относительно низкими содержаниями золота, а во времена расцвета геологоразведочных работ (1950–1980 гг.) кондиционные показатели для того или иного вида сырья (в рассматриваемом случае – золота) были существенно выше, чем сейчас. Снижение требований к технико-экономическим показателям минерального сырья связано в первую очередь развитием технологий и логистической сети, что делает выгодным освоение месторождений с гораздо меньшими содержаниями чем полвека назад. Также определенное влияние на технико-экономические показатели оказывает фактор слабо развитой инфраструктуры и сложных природных условий (вечная мерзлота и пр.) на золотоносных площадях в России.

В контексте поисков «золотоносных неогеновых отложений» устоявшиеся прогнозно-поисковые модели не всегда будут эффективны. Главная причина кроется в самой генетической сути «неогеновых золотоносных отложений». Данные геологические образования не могут считаться ни классическими россыпями, ни рудными скоплениями золота, занимая промежуточное место между двумя крайностями. Эти породы в схеме «коренной источник – россыпь» выступают в роли промежуточного коллектора, который в силу своих особенностей (мощные широко распространенные слабосцементированные толщи) может являться (и часто является) самостоятельным промышленным объектом. В таком случае и прогнозно-поисковая модель «неогеновых золотоносных отложений» должна быть особой, включающей характерные поисковые предпосылки и признаки.

В таблице 1 приведены поисковые признаки и предпосылки, характерные для рудных и россыпных месторождений золота, а также характеристики промежуточных коллекторов в контексте этих критериев.

Как видно из таблицы, без тематических поисковых работ, выявление «золотоносных неогеновых пород» возможно в основном случайным образом, так как установленные в ходе классических поисков предпосылки и признаки могут быть интерпретированы как в сторону рудного, так и в сторону россыпного объекта, традиционно оставив без внимания неогеновые песчано-гравийные отложения.

Таблица 1

**Сравнение поисковых признаков наличия промышленных концентраций
золота в различных генетических типах месторождений**

№	Признаки и предпосылки	Рудный тип	Промежуточный коллектор	Россыпной тип
<i>Признаки</i>				
1	Прямой признак	Пункты минерализации и рудопроявления	Золотоносность неогеновых рыхлых пород	Шлиховая золотоносность
2	Золотоносность вторичной значимости	Золотоносность пространственно связанных водотоков	Золотоносность водотоков низких порядков	Наличие потенциальных источников золота
3	Типоморфная характеристика золота, благоприятная для выявления объекта искомого типа	Золото плохо окатанное, со сростками с минералами, без значительных гипергенных преобразований	Наличие хорошо окатанного золота в водотоках низких порядков, явные гипергенные преобразования золотин, отсутствие сростков золота с другими минералами	Степень окатанности золотин и гипергенных преобразований значимой роли при определении промышленного потенциала не играет*
<i>Предпосылки</i>				
4	Геохимическая	Геохимические ореолы золота	Развитая экзогенная золотоносность территории, шлиховые ореолы золота	
5	Минерагенетическая	Принадлежность к рудному узлу	Принадлежность к россыпному узлу Развитая экзогенная золотоносность с отсутствием явных коренных источников	
6	Формационная	Приуроченность к рудной формации	Область распространения неогеновых отложений	Благоприятные геолого-геоморфологические условия для локализации россыпей

* Типоморфные признаки золота лишь характеризуют источник, питавший россыпь.

Учитывая высокую опосредованность территории России, прогнозирование «золотоносных неогеновых отложений» возможно осуществлять следующей последовательностью:

1. Выявление областей распространения благоприятных для концентрации золота неогеновых отложений – впадины, русла древних рек, и прочие аккумулятивные формы рельефа.

2. В пределах областей распространения неогеновых пород выявить площади с развитой экзогенной золотоносностью.

3. Установить типоморфную характеристику шлихового золота. Выявить водотоки, включающие отложения с золотом высокой степени гипергенных изменений.

4. Методами морфоструктурного анализа рельефа подтвердить вероятный снос золота в россыпи из денудированных неогеновых отложений.

В результате исследований вещественных особенностей (грануломе-

уяндинской свиты (в результате большеобъемного шлихового опробования которых выявлена их золотоносность).

В случае подтверждения полученных результатов (при удачном течении добычи россыпного золота руч. Ветвистый и подтверждении промышленной золотоносности неогеновых отложений уяндинской свиты), грядет перспектива выявления целого (возможно и не одного) рудно-россыпного узла в пределах Среднего течения р. Селеннях, включающие неогеновые отложения Момо-Селенняхской и Абыйской впадин.

Потенциал золотоносных неогеновых отложений огромен и подтвержден фактом существования в мире специфических рудных районов и узлов и успешной многолетней эксплуатацией месторождений золота в их пределах. В России имеются благоприятные для формирования подобных объектов по геолого-геоморфологическим и геолого-структурным критериям территории. Однако прогнозирование и выявление этих объектов требует разработки специфических тематических методик и подходов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кунгурова В.Е., Газзаева Е.М. Неоген-четвертичные отложения береговой зоны юго-западной Камчатки как промежуточный коллектор для формирования прибрежно-морских россыпей // Успехи современного естествознания. – 2021. – № 5. – С. 69-80;
2. Масловский А. П., Писковский Н. П., Gary Bay, Семенов А. Д.. Значение, особенности формирования и размещения крупных и гигантских россыпей золота мира // Золотодобыча, №261, Август, 2020.
3. Прудников С.Г. Неогеновые золотоносные россыпи – новый перспективный тип россыпных месторождений саяно-тувинского нагорья // Фундаментальные исследования. – 2014. – № 12-6. – С. 1220-1225;
4. Dave Craw. River drainage reorientation during placer gold accumulation, southern New Zealand // Miner Deposita, 2013 // DOI 10.1007/s00126-013-0464-5

Внукова Т.Г., Внуков Д.А.

ФГАОУ ВО СФУ

Муромцев Е.А.

ООО ЦГИ «Прогноз»

К ВОПРОСУ ОБ ИНФОРМАТИВНОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (НА ПРИМЕРЕ НОЙБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ)

Последние полтора десятилетия на Енисейском кряже отмечены нарастанием объемов геолого-поисковых и разведочных работ на золото.

Оценено и разведано значительное число золоторудных объектов (Благодатное, Ведугинское, Титимухта, Тырадинское, Оленье, Высокое и др.), выявлены новые проявления и перспективные золотоносные площади (Вороговская, Троеусовская, Гаревско-Чапская, Нойбинская, Иочиминская, Панимбинская и др.). Объем геохимических поисков, которые выполняются многочисленными горными и геологическими компаниями в данном регионе, продолжает нарастать. Одновременно с этим возрастает число геохимических аномалий, по ряду причин, не получивших должной заверки и оценки. Надежная оценка и разбраковка аномалий по геохимическим данным затруднена из-за отсутствия геолого-геохимических моделей объектов-эталонов различного ранга, отсутствия методических работ по сопоставлению продуктивностей потоков рассеяния, вторичных ореолов, первичных ореолов и запасов. Во многом это вызвано растянутостью геологоразведочного процесса во времени (от поисков по потокам рассеяния до разведки) и изменяющейся при этом чувствительностью анализов и числом определяемых в геохимических пробах элементов. Кроме того, создание сквозных геохимических эталонов от рудного узла до рудного тела в старых золотодобывающих районах зачастую затруднено из-за неоднократных техногенных воздействий на ландшафт. На этом фоне интересным объектом для эталонных геохимических построений выглядит Нойбинская золотоносная площадь (1500 км²), расположенная на северо-западном продолжении Центральной металлогенической зоны Енисейского кряжа и выделенный в ее пределах Тейско-Уволжский рудный узел. Здесь в последние годы на продолжении рудоносных структур Благодатнинского рудного поля выявлены новые золоторудные месторождения (Высокое, Золотое), рудопроявления (Сосновое, Кедровое), а также многочисленные геохимические аномалии золота, требующие оперативной интерпретации и заверки. Все геохимические работы на площади от поисков по сети 500×100 м до построения геохимической модели месторождения на стадии оценки выполнены с использованием одной лаборатории и при едином наборе элементов. Объем и детальность проведенных исследований позволили последовательно охарактеризовать разно ранговые золоторудные объекты в ряду: рудное тело, зона, месторождение, рудный узел, и соответственно предложить их геохимические модели. Все это должно послужить повышению информативности геохимических поисков на северо-западном окончании основных золотоносных структур Енисейского кряжа.

Тейско-Уволжский рудный узел с месторождениями Золотое и Правое-Уволжское и проявлениями – Прогнозное, Колесниковское, Лево-Уволжское и Константиновское, выявлен в пределах Нойбинской золотоносной площади, которая является северо-западным флангом золотоносной металлогенической зоны Енисейского кряжа. Кроме объектов Тейско-Уволжского

рудного узла на данной площади представлены еще несколько золоторудных объектов: месторождение Высокое, рудопроявления Кедровое, Сосновое и ряд перспективных геохимических аномалий. Последовательное разномасштабное геохимическое опoискование Нойбинской площади позволило проследить информативность различных методов на каждом этапе исследований.

Наиболее ранняя геохимическая съемка по потокам рассеяния (завершилась в 2001 г.) была выполнена под руководством А.А. Ладынина (масштаб съемки 1:500 000) для всего Енисейского кряжа. В геохимическом поле по потокам рассеяния в контуре Нойбинской площади перспективный Тейско-Уволжский рудный узел фиксируется отдельными точечными аномалиями в бассейне р. Тея с содержаниями до 20 мг/т. К северо-востоку от современных контуров узла концентрации золота в единичных донных пробах достигают 100 мг/т и более (рр. Тея и Уволга). Для сравнения, локализованное на севере Нойбинской площади месторождение Высокое, приуроченное к Чингасанскому рудному узлу, в потоках рассеяния не проявилось вовсе. Данному объекту, вероятнее всего, соответствует группа точечных аномалий интенсивностью 10-20 мг/т в левом борту р. Чапа за пределами исследуемой территории. В целом, систематические поиски коренного золота в середине прошлого века позволили выделить в пределах Нойбинской площади ряд перспективных площадей – Чингасанскую, Тейско-Уволжскую, Право-Нойбинскую и Лево-Нойбинскую

В 2006 г. изучение Нойбинской площади продолжилось проведением литогеохимической съемки масштаба 1:50 000. В результате проведенных работ были околонтурены Чингасанский и Тейско-Уволжский рудные узлы, Лево- и Право-Нойбинский потенциальные рудные узлы (последнему соответствуют ранее выделенные рудопроявления Кедровое и Сосновое). Во вторичных геохимических ореолах Тейско-Уволжская площадь выделяется аномальными (до 1–2 г/т) полями золота, мышьяка (до 0,03 %), бора, в меньшей степени вольфрама. В пределах Чингасанского рудного узла выявлена высококонтрастная аномалия золота, соответствующая месторождению Высокое и сопровождающаяся повышенными концентрациями мышьяка, серебра, свинца и цинка, бора. На площади Лево-Нойбинского потенциального рудного узла вторичное геохимическое поле комплексных аномалий (Au-As-Ag-B) представлено разрозненными мелкими, локальными максимумами, трассирующими зону надвига. Геохимическое поле Право-Нойбинского потенциального рудного узла менее яркое и характеризуется аномальными значениями золота, серебра, мышьяка, в меньшей степени проявлены медь, молибден.

В пределах Тейско-Уволжского рудного узла (44 км²) были проведены литогеохимические работы по вторичным ореолам рассеяния масштаба

1:25 000. В результате этих работ однородный ореол распался на несколько обособленных аномалий: участки Золотой, Прогнозный, Право-Уволжский, Колесниковский, Константиновский и Лево-Уволжский. Перечень объектов, их ресурсный потенциал и геохимические спектры ореолов отражены в таблице 1.

Таблица 1

Параметры и элементный состав рудно-геохимических объектов, выявляемых разномасштабными геохимическими работами на Нойбинской площади

Вид геохимических работ	Площадь, км ²	Выделяемые рудные объекты и их ресурсный потенциал, в скобках	Элементный состав
Геохимическая съемка по потокам рассеяния масштаба 1:500 000	1500	1) Нойбинский потенциальный рудный узел	Au
		2) Тейско-Уволжский потенциальный рудный узел	Au
Геохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:50 000 (сеть 500×100 м)	1500	1) Месторождение Высокое (оцененное предшественниками) ($C_1+C_2=51$ т) [1]	As, Au, Ag, Zn, Pb
		2) Лево-Нойбинский потенциальный рудный узел ($P_3 = 19,9$ т)	Au, Ag, B, As Cu, Zn, Mo, Pb
		3) Право-Нойбинский потенциальный рудный узел ($P_3 = 12,5$ т)	Au, Ag, As, Cu, Mo
		4) Тейско-Уволжский рудный узел ($P_3 = 95,0$ т)	As, Au, W, B, Ba
Геохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:25 000 (сеть 200×40 м) в пределах Тейско-Уволжского рудного узла	44	1) Месторождение Золотое ($C_1+C_2 = 16,45$ т) [2]	Au, As, B, Cu, Ag, Bi
		2) Участок Прогнозный ($P_3=29,7$ т)	Au, As, Ag, Zn, Ba, Bi, Pb
		3) Участки Право- и Лево-Уволжский ($P_3=42,3$ т)	Au, Ag, Zn, Mo, Ba, Pb
Геохимическое картирование по первичным ореолам рассеяния в пределах месторождения Золотого	1,2	1) Рудная зона 1($C_1+C_2 = 2,08$ т) 2) Рудная зона 2($C_1+C_2 = 9,52$ т) 3) Рудная зона 3($C_1+C_2 = 1,01$ т) 4) Рудная зона 4($C_1+C_2 = 3,83$ т)	Единый спектр для всех рудных тел (Au, As, B, Ag, Cu, Pb, W, Bi, Zn, Ba, Ni, Co, Mo)

Наиболее информативным элементом-спутником золота на изучаемой площади является мышьяк. Максимальная интенсивность литогеохимических аномалий мышьяка фиксируется в зоне выявленных промышленных объектов на площади – месторождений Высокое и Золотое (рис. 1). Высокими значениями содержаний мышьяка характеризуются Лево- и Право-Нойбинский потенциальные рудные узлы. Анализ геохимического поля мышьяка на уровне фоновых содержаний позволили выявить на Нойбин-

ской площади сверхслабую (от 9 до 20 г/т) региональную аномалию мышьяка, которая имеет протяженную (более 40 км) дугообразную форму, находя отражение в магнитном поле (рис. 2). Природа таких аномалий пока не ясна, но вероятно связана с атмофильными свойствами мышьяка, мигрирующего по зонам повышенной проницаемости горных пород.

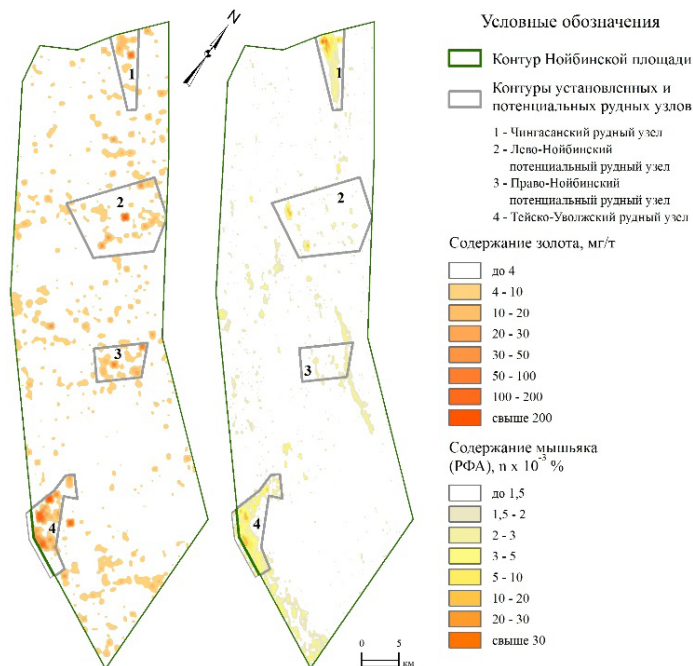


Рис. 1. Пространственное соотношение геохимических аномалий золота (сеть 500×500) и мышьяка (сеть 500×100) на Нойбинской площади

Наряду с рудными объектами, слабые геохимические поля мышьяка отражают геологические особенности изучаемой территории. Линейными вытянутыми аномалиями мышьяка характеризуются выходы пород сухопитской серии в центральной части Нойбинской площади (рис. 1). Съемка масштаба 1:25 000 позволила на основании высоких градиентов поля мышьяка выделить блоковое строение Тейско-Уволжского рудного узла (рис. 3). Направление границ выделенных тектонических блоков совпадает с преобладающими направлениями водотоков первого и второго порядков. Несмотря на небольшую протяженность предполагаемых разломов, они сильно влияют на распространение мышьяка во вторичных ореолах рассеяния и, возможно, на локализацию золотого оруденения.

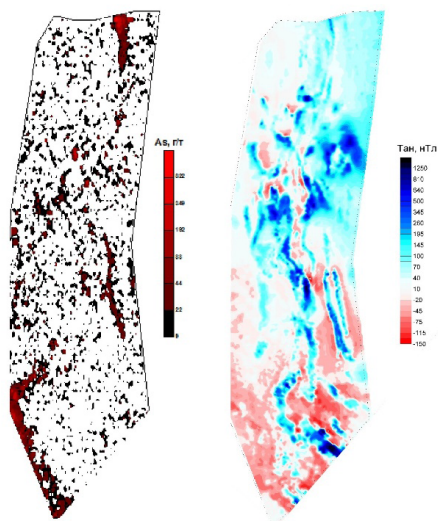


Рис. 2. Характер субфоновых полей мышьяка в пределах Нойбинской площади (а) и их положение в магнитном поле (б)

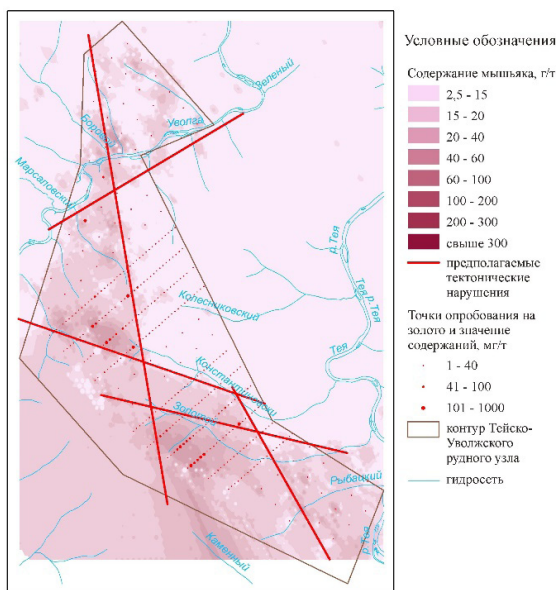


Рис. 3. Отражение блокового строения Тейско-Уволжского рудного узла в литогеохимическом поле мышьяка

Из анализа приведенных выше материалов вытекают следующие выводы. Региональная геохимическая съемка по потокам рассеяния масштаба 1:500 000 характеризуется малым набором элементов-индикаторов, что может стать причиной пропуска отдельных золоторудных узлов. При увеличении плотности сети геохимического опробования число элементов в спектрах вторичных геохимических ореолов возрастает, а ореолы золота становятся более контрастными относительно других элементов-спутников. Наиболее информативным элементом-спутником золотого оруденения является мышьяк, способный, кроме того, отражать особенности геологического строения территории.

Интенсивные аномалии мышьяка в первичных ореолах рассеяния, вместе с высокими содержаниями серебра, висмута и вольфрама трассируют рудные зоны месторождения Золотое. В зоне окисления на месторождении наблюдается вынос золота, серебра, висмута, вольфрама и относительно накопление мышьяка, свинца, бария, ванадия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Межубовский В.В., Шрайнер А.Д. и др. Отчет по объекту «Поисковые и оценочные работы в пределах Нойбинской площади» Красноярск, 2014.
2. Межубовский В.В., Махнева Н.А. и др. Отчет по проекту «Разведочные работы на Нойбинской площади» (Отчет с подсчетом запасов и ТЭО постоянных разведочных кондиций на месторождении Золотое на 01.01.2015 г.). Красноярск, 2015.

Вьюкова А.М., Саяпов М.А.

ФГБУ «ЦНИГРИ»

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ СПУТНИКОВ ЗОЛОТА В ЭЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СУЛЬФИДНЫЙ (ШХИПЕРСКАЯ ПЛОЩАДЬ, МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Работа посвящена изучению минерального состава илиховых проб рудопроявления Сульфидный. По итогам анализа сделаны предположения о характере распределения минералов-спутников золота в разных горизонтах рыхлых отложений.

Ключевые слова: Магаданская область, Шхиперская площадь, Сульфидный, минеральный состав илихов, миграционные свойства минералов.

Рудопроявление Сульфидный находится в пределах перспективной Шхиперской площади, расположенной на п-ове Кони-Пьягин, в 120 км к

40

востоку от г. Магадан, в пределах Накхатанджинского рудного узла Кони-Тайгоносской металлогенической зоны. В качестве основного элемента строения территории Накхатанджинского РРУ выступает Мэлдекская интрузивно-купольная структура, сложенная породами двух вулканоплутонических поясов (ВПП) – Удско-Мургальского базальтоидного ($J_3 - K_2$) и наложенного на него Охотско-Чукотского ($K_{1,2}$) [1].

Сведения о геологическом строении площади базируются в основном на материалах геологической съёмки масштаба 1:50 000 (Воробьёв и др., 1986). В пределах рудопроявления Сульфидный стратифицированные образования принадлежат двум комплексам: юрские и более молодые – неоген-четвертичные. К юрским отложениям относятся вулканогенно-осадочные толщи умаринской, атыканской и береговской свит (верхняя-средняя юра) – песчаники, алевролиты, туфоалевролиты, туфолавы кислого состава, андезитовые порфириды, базальты; риодациты и базальты поперечного комплекса, а также пропилиты, кварц-серицитовые метасоматиты. Наиболее молодые, неогеновые и четвертичные рыхлые отложения, накапливались в пределах речных долин. Кроме того, в строении рудопроявления принимают участие и интрузивные раннемеловые образования.

На основании материалов геологической съёмки масштаба 1:50000 [1], а также изучения состава и взаимоотношений интрузивных пород раннемелового комплекса, выделены две последовательные фазы внедрения: первая – среднезернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты, кварцевые диориты; вторая – лейко- и плагиограниты и тоналит-порфиры. Резко преобладают гранодиориты первой фазы внедрения, слагающие самостоятельные тела (дайки).

На территории рудопроявления все вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования подверглись умеренной и слабой площадной пропилитизации и содержат новообразованные эпидот, хлорит, серицит, альбит, кварц, иногда кальцит, пренит, цеолиты, пирит, гематит, монтмориллонит. На фоне площадной пропилитизации вдоль разломов выделяются зоны и участки метасоматической эпидотизации, окварцевания и пиритизации. Территория разделена на блоки системой разломов субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений. Активно развиты следующие метасоматические породы: пропилиты, аргиллизиты, березиты и вторичные кварциты.

Канавы 10 была опробована в два этапа: первый – до зачистки, по линии трассировки, с поверхности, из-под почвенно-растительного слоя; второй – с глубины 1 м и более из стенок канавы после проходки (с тех же интервалов). В ходе работы нами был проведен сокращенный полуколичественный минералогический анализ шлиховых проб, результаты представ-

лены в виде сводной таблицы (табл. 1). Минеральный состав шлихов: пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, магнетит, ильменит, оксиды железа, эпидот, амфиболы, слюды, циркон.

Таблица 1

**Сокращенный полуколичественный минералогический анализ
шлиховых проб**

Опробованный интервал, м	Горизонт	Mt	Ilm	Гидрооксиды Fe	Pyт окисл	Pyт	Amf	Ep	Zr	Bt	Mus	Ars	Chpyт	Pitг	Примечания
16	Верх	4	-	14	12	-	16	20	1	зн	зн	-	-	-	пирит ромбодэкаэдр и куб
16	Низ	1	-	4	8	3	16	6	-	-	-	-	зн	-	пирит куб и сложной морфологии, халькопирит обломки
45,5	Верх	15	зн	16	15		7	17	-	-	-		-	-	-
45,5	Низ	зн	-	19	1	60	зн	зн	-	зн	-	зн	5	зн	пирит куб и сложной морфологии, халькопирит, пирротин – обломки
72	Верх	8	-	19	5	-	11	25		зн	-	-	-	-	-
72	Низ	5	23		45	-	18	-	-	-	-	-	-	-	-
107	Верх	3	зн	19	8	-	8	21	зн	-	3	-	-	-	пирит куб
107	Низ	2		29	15	-		29	зн	-	-	-	-	-	-
131	Верх	2	4	8	6	-	8	28	зн	-	зн	-	-	-	-
131	Низ	9	-	6	3	7	14	25	-	-	-	-	зн	зн	пирит куб и сложной морфологии, халькопирит, пирротин – обломки
145	Верх	2	-	9	4	-	12	21	-	-	зн	-	-	-	-
145	Низ	2	-	10	13	8	5	18	-	-	зн	-	3	зн	пирит куб и сложной морфологии, халькопирит, пирротин – обломки

Примечание: Mt – магнетит, Ilm – ильменит, Pyт – пирит, Amf – амфибол, Ep – эпидот, Zr – циркон, Bt – биотит, Mus – мусковит, Ars – арсенопирит, Chpyт – халькопирит, Pitг – пирротин.

По результатам сокращенного полуколичественного минерального анализа тяжелой фракции шлиха были составлены диаграммы распределения минералов по обоим этапам опробования (рис. 1-2).

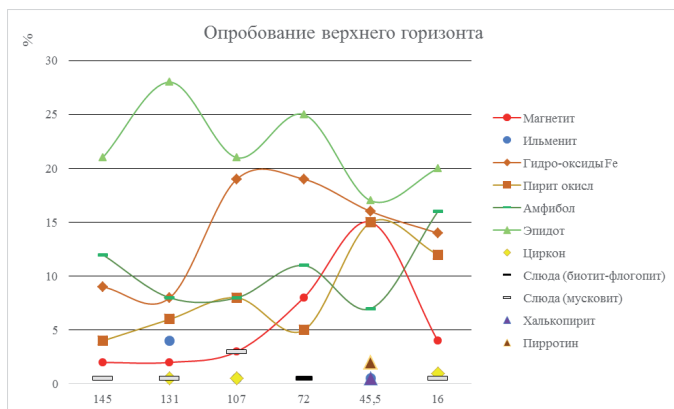


Рис. 1. График распределения минералов тяжелой фракции шлиха в верхнем горизонте

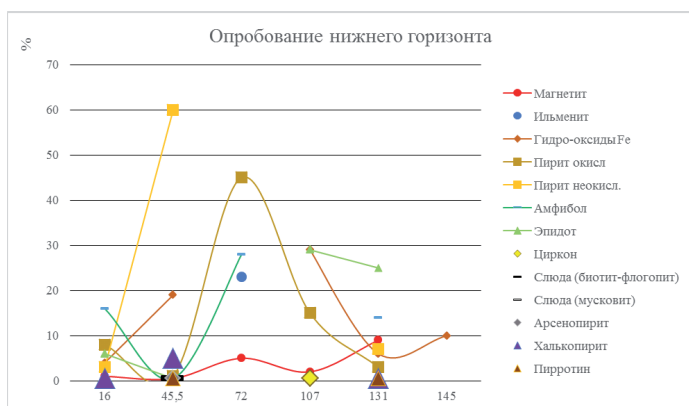


Рис. 2. График распределения минералов тяжелой фракции шлиха в нижнем горизонте

Характер минерального состава шлихов с верхнего горизонта опробования определяется большим количеством породообразующих минералов: ильменита, эпидота, циркона, слюды и оксидов Fe, что объясняется средней и высокой миграционной способностью, приводящей к сносу и переотложению высвободившихся минералов из толщ пород, находящихся выше по склону. Здесь же присутствует некоторая часть окисленного пирита, магнетита и амфиболов. Стоит отметить, что большинство минералов присутствуют в форме неокатанных обломков (в том числе, кубический и ромбодекаэдрический окисленный пирит). При этом в шлихах отмечаются

средне и сильно окатанные магнетит и ильменит, более подверженные делювиальным процессам.

Характер же нижнего горизонта определяется концентрацией рудных минералов, таких, как: арсенопирит, пирротин, что, вследствие их слабой миграционной способности, указывает на близость коренного источника. Также в нижнем горизонте концентрируется большая часть неокисленного пирита и халькопирита. В сравнении с сульфидами из верхнего горизонта, эти сульфиды менее окислены. Для пирита характерна кубическая форма, пирротин представлен обломками дипирамидальных кристаллов, халькопирит и арсенопирит также содержатся в виде неокатанных обломков.

Исходя из результатов проделанной работы, можно сказать, что концентрация минералов-спутников золота на рудопоявлении Сульфидный приходится на элювиальные отложения, погребенные под слоем делювия мощностью до 1 метра, следовательно, более перспективным и продуктивным стоит считать нижний горизонт. Таким образом, можно дать рекомендацию для объектов аналогичных по геоморфологическому строению и минералогии рудопоявлению Сульфидный по поискам и разведке золото-сульфидно-кварцевого оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев Ю.Ю., Васецкий Ф.Н. Отчёт о производстве геологической съёмки масштаба 1:50000 и поисков золоторудных, золотороссыпных, меднопорфировых и молибденовых рудопоявлений групповым методом в пределах листов: О-56-19, 20, 31, 32 на площади 2200 кв.км. (Тальничный ГГСО, 1982-1986 гг.).
2. Радченко Ю.И., Ртищева Л.И. Отчет о поисково-оценочных работах на рудопоявлении Лора (Мэлдекский ПОО). Магадан, 2003.
3. Шубин С.А., Ртищева Л.И., Рочева В.К. и др. Отчет о поисково-оценочных работах на рудопоявлении Лора (Мэлдекский ПОО). Магадан. 2003.
4. Шубин С.А. Отчет о поисковых работах в Накхатанджинском рудном узле в центральной части полуострова Кони-Пьягина на площади 5250 кв.км. Магадан. 2005.

Голдырев В.Н.

ГРК «Быстринское», ФГАОУ ВО ПГНИУ

СТАДИЙНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ВАЛУНИСТОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЧУКОТСКИЙ АО)

Валунистый рудный район расположен в пределах субширотного сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), представляюще-

го пограничную структуру в области максимального сжатия на северо-восточной окраине Азии, обусловленного расширением Тихоокеанской плиты. ОЧВП наложен на вещественные комплексы Кони-Танюерской складчатой системы Корякско-Камчатской складчатой области [1].

В его пределах расположены три Au-Ag эпitherмальных месторождения (Валунистое, Горное, Жильное), а также множество золото-полиметаллических проявлений (Огненное, Шах, Осеннее, Кремовое, Раздольное, Кузьмич и др.) различных типов минерализации. Руды объектов различаются по показателю Ag/Au: серебряно-золотые (более 100) руды месторождения Жильное, золото-серебряные (10-100) руды месторождений Валунистое, Горное. Исчисленные и предполагаемые (JORC) запасы условного золота Валунистого рудного района составляют 102,0 т.

Целью данной работы стало исследование стадийности образования рудных минералов, а также выявление минералогических и структурно-текстурных особенностей руд. Образцы с различных объектов Валунистого рудного района были проанализированы на микроскопе СЭМ JSM 7500F (Jeol) с холодной эмиссией и JSM 6390LV (Jeol) с ЭДС INCA ENERGY 350 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания, аналитик Б.М. Осовецкий). Изучены составы основных рудных и жильных минералов, слагающих рудные тела (гидротермально-измененные породы и жильно-прожилковые образования).

Комплексный подход в изучении минерального состава пород и руд и их взаимоотношения друг с другом позволил представить схему стадийности минералообразования в пределах Валунистого рудного района, которая включает не менее 5 стадий (табл. 1).

Таблица 1

Стадийность формирования рудных минералов Валунистого рудного района

Минерал	Гидротермальный процесс				
	Стадия 1. Пирит-рутиловая	Стадия 2. Предрудная метасоматическая	Стадия 3. Серебро-сульфидно-полиметаллическая	Стадия 4. Золото-серебро-сульфо-солевая	Стадия 5. Кальцит-флюоритовая
Пирит	+	+	+++	+	+
Галенит			+		
Сфалерит			+		
Халькопирит			+		
Марказит				+	
Минералы Au			+	+++	+
Минералы Ag			+++	+	+
Магнетит	+				

Примечание: минерал присутствует (+), минерал доминирует (+++).

Стадия 1. Пирит-рутиловая. В пределах Валунистого рудного района была обнаружена только на месторождении Жильное, вероятно, это связано с глубоким эрозионным срезом.

Характеризуется образованием пирита и рутила как форм замещения титаносодержащих железистых минералов. Пирит образуется за счет титаномагнетита или ильменита, образующих с магнетитом структуры распада твердых растворов. Минералы формируются при гидротермальном процессе. Железо выделяется в виде описываемого пирита, а титан – в виде рутила.

Пирит наблюдается во вмещающих породах в виде зерен, которые расположены по краям (рис. 1-а) выделений титаносодержащих минералов (рутила, сфена). В случае более мощного замещения, описываемый пирит образует скелетообразные зернистые агрегаты с остатками рутила (рис. 1-б). Также встречаются «круги», состоящие из мелких зерен пирита (рис. 1-в). Часто в породе встречаются кольцообразные гнезда пирита (рис. 1-г), образование которых, вероятно, связано с этими замещениями.

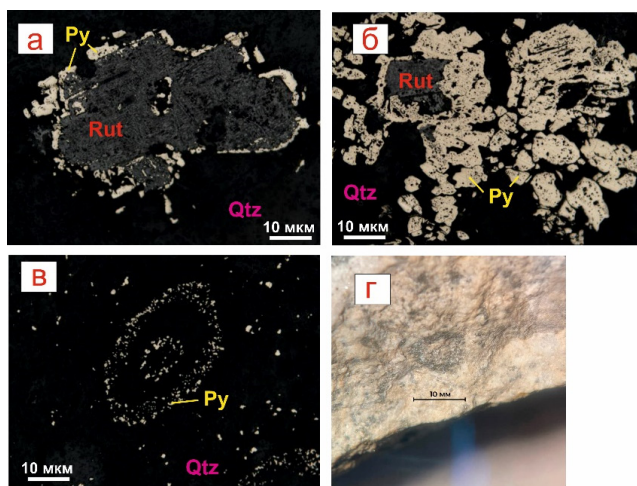


Рис. 1. Формы замещения титаносодержащих железистых минералов:
а – пирит, расположенный по краю рутилового агрегата, б – зернистый агрегат пирита с остатками рутила, в – тонкозернистый агрегат пирита в виде «кругов», г – кольцообразные гнезда пирита. Условные обозначения: Py – пирит, Qtz – кварц, Rut – рутил

Стадия 2. Предрудная метасоматическая. Представлена наиболее полно и широко. Характеризуется формированием кварц-адуляровых жил, хлорит-гидрослюдисто-кварцевым метасоматозом. В этот происходит об-

разование типичных жил и прожилков различной морфологии с широким распространением брекчий в том числе эксплозивных. Формирование их сопровождалось пропилитизацией, т.е. хлорит-эпидотовыми изменениями пород в околожильном пространстве.

Пирит данной стадии представлен одиночными идиоморфными и гипидиоморфными кристаллами размером до 50 мкм, вкрапленные во вмещающую породу. Сечение кристаллов прямоугольное (фрагменты кубических кристаллов) и пятиугольное.

Стадия 3. Серебро-сульфидно-полиметаллическая. С этим периодом связано формирование серебряно-золотых (содержание Ag в отдельных пробах превышает 1000 г/т) руд месторождения Жильное.

Характеризуется образованием сульфидной рудной минерализации. Вначале происходит неоднократное дробления жил с отложением преимущественно тонкопрожилковой рудной минерализации. Первыми отлагаются сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит), затем минералы благородных металлов (акантит, полибазит, электрум). Среди минералов благородных металлов доминирует акантит, развит электрум с высоким содержанием серебра, полибазит и кюстелит встречаются реже.

Руды данной стадии представлены кварц-адуляровыми жилами с тонкими прожилками и просечками рудных минералов. На месторождении Жильное образуются черные кварц-пиритовые прожилки, которые перекрывают более ранние безрудные кварц-адуляровые прожилки второй стадии минералообразования, а также внедряются в них. В центре месторождения сформировалась зона брекчий с черным гидротермальным цементом мощностью до 25 м. Высокий показатель серебряно-золотого отношения (более 50) характерен для руд этой стадии.

Стадия 4. Золото-серебряно-сульфосолевая. Рудные образования являются доминирующими в пределах Валунистого рудного района. Характеризуется образованием электрума, в составе которого преобладает золото, при значительно меньшем количестве акантита и серебросодержащих сульфоселей, а также самородным серебром, Sb и Se содержащими сульфосолями и амальгамами Ag и Au [2,3].

На этой стадии происходит разрастание кварца и адуляра, местами идет зональное перераспределение их зерен (сегрегация), в результате формируются отдельные прослои. Минералы благородных металлов заполняют трещины и пустоты в сульфидах, приводят их к коррозии, обрастают каймами (образуются корродированные формы пирита). Происходит перегруппировка и укрупнение рудных минералов. Самым поздним минералом стадии, вероятно, был электрум, так как он нередко образуется на контактах акантита и сульфидов. Тонкая субмикроскопическая вкрапленность

электрума в халькопирите, связана, вероятно, с тем, что он явился осадителем для электрума.

Стадия имеет очевидный реювенационный характер, т.е. формировалась в результате разрушения и переотложения рудных образований третьей стадии при дополнительном привносе гидротермальными растворами благородных металлов и других элементов: ртуть, селен, сурьма и др. [2]. При пространственном их совмещении отмечается появление бонанцев.

Для стадии характерны колломорфно-полосчатые и параллельно-зональные текстуры, низкие значения индикаторного отношения Ag/Au , главным образом, менее 10, т.е. доминирование золота в рудах, а также появление проб (локальных интервалов) с высокими содержаниями золота (более 100 г/т).

Стадия 5. Карбонат-флюоритовая. Эти образования отвечают только верхнерудному срезу оруденения. Широко распространены в пределах зоны «Новая» месторождения Валунистое, развиты на его флангах (Горное, Огненное), на месторождении Жильное встречены только в единичных случаях.

Характеризуются образованием карбонат-кварцевых, флюорит-карбонат-кварцевых жил и прожилков, появление которых связывают [2] с очередным тектоническим импульсом. Кальцита частично или почти полностью заполняют жильное пространство, ранее сложенное кварцадулярным агрегатом различной морфологии, т.е., по существу, замещать с сохранением его в виде реликтовых обломков различного размера. Стоит заметить, что флюорит образовался позже кальцита, это подтверждает наличие карбоната практически во всех жилах, содержащих флюорит. Завершают минералообразование незначительно проявленные гипс и цеолиты.

В ходе данного процесса не происходит заметных преобразований рудных минералов, так как, содержащаяся в кальците, рудная минерализация (пирит, сфалерит, иногда электрум), по мнению исследователей [2], является реликтовой, а не продуктами переотложения. Поэтому вопрос продуктивности данной стадии остается крайне актуальным. Так на месторождение Валунистое (зоны «Тихая» и «Южная») поздние карбонат-кварцевые и карбонатные жилы и прожилки наследуют или пересекают адуляр-кварцевые жилы. Эти поздние жилы и прожилки, как правило, безрудные или слабо золотосные (вероятно, за счет реликтов золотой минерализации продуктивной стадии). Карбонатные жилы занимают периферийное положение в рудных зонах и могут фиксировать верхние части слепых золотосных жил и зон прожилкования.

На некоторых объектах района, несмотря на разубоживание жил кальцитом и флюоритом, именно в кварц-флюоритовых и кварц-кальцитовых жилах содержание золота и серебра значительно выше, чем в кварцадулярных. Наиболее ярко этот факт демонстрирует вертикальная зональ-

ность оруденения проявления Кремовое: 1. Флюорит-кварцевые жилы и прожилки (стадия 5), содержание золота – до 6,0–81,9 г/т, серебра – до 150,0–5002,6 г/т. 2. Адуляр-кварцевые жилы и прожилки (стадия 4), содержание золота – до 1,8–10,2 г/т, серебра – до 50,0–873,0 г/т. 3. Жилы мелкозернистого кавернозного кварца с убогой сульфидной минерализацией (стадия 3) содержание золота – до 1,2 г/т, серебра – до 106,5 г/т.

Стоит заметить, что на аналогичных Au-Ag эпитеермальных месторождениях ОЧВП не установлено развития кальцита в рудных жилах.

Проведенное исследование, позволяет утверждать, что в пределах Валунистого рудного района было как минимум 2 продуктивные стадии минералообразования (рис. 2). Золото-серебряные руды месторождений района были сформированы путем пространственного наложения гидротермальных процессов. Осаждение золота происходило на поздних стадиях рудных процессов, после образования жильных минералов и сульфидов, в общем случае независимо от наличия или отсутствия жил разного типа. Таким образом, жилы, очевидно, являются предпочтительными структурно-литологическими ловушками-осадителями для рудных минералов и золота и можно говорить лишь о парагенетической связи жил и рудной минерализации с общим гидротермально-магматическим очагом. Генетическая независимость рудной минерализации от жил подтверждается и наличием многочисленных пустых жил разного типа, особенно на их окончаниях на флангах месторождения.

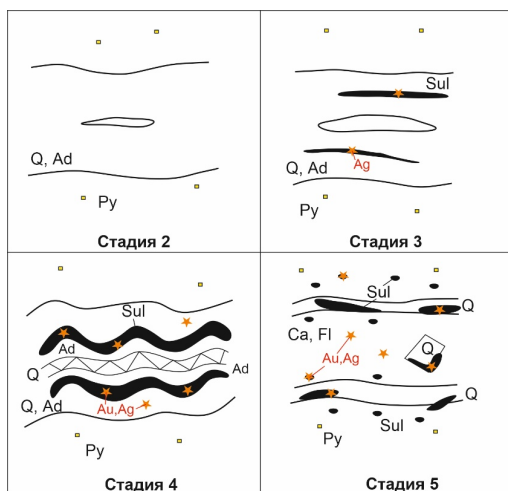


Рис. 2. Схематическая модель стадийности осаднения рудных минералов в жилах на территории Валунистого рудного района. Условные обозначения: Q – кварц, Py – пирит, Sul – сульфиды, Ca – кальцит, Fl – флюорит, Ag – минералы серебра, Au – минералы золота

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
2. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Винокуров С.Ф. и др. Эпитермальное Au-Ag месторождение Валунистое (Восточная Чукотка, Россия): геологическое строение, минералого-геохимические особенности и условия рудообразования // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 2. С. 107–133.
3. Журавкова Т.В., Пальянова Г.А., Калинин Ю.А., Горячев Н.А., Зинина В.Ю. Физико-химические условия образования минеральных парагенезисов золота и серебра на месторождении Валунистое (Чукотка) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 11. С. 1565–1576.

Гудимова А.И., Зырянова Л.В., Агашева Е.В.

ФГБУН ИГМ СО РАН

РЕКОНСТРУКЦИЯ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЛОМОНОСОВСКАЯ (ЗОЛОТИЦКОЕ ПОЛЕ) И АН-693 (КЕПИНСКОЕ ПОЛЕ), АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ

На территории Архангельской алмазоносной провинции (ААП) щелочно-ультрамафические породы по составу разделяются на два минералого-геохимических типа: глиноземистый (кимберлиты Золотицкое поле, в том числе и алмазоносные кимберлиты – месторождение им. М.В. Ломоносова) и железо-титанистый, включающий в том числе и кимберлиты Кепинского поля (трубка Ан-693).

Цель настоящей работы заключается в выявлении основных характеристик литосферной мантии (состав, строение, термальный режим) в районе кимберлитовых трубок с разной степенью алмазоносности на основании данных по химическому составу ксенокристов гранатов и хромдиопсидов. Объектами исследования являются высокоалмазоносная (0,23–0,67 кар/т) кимберлитовая трубка Ломоносовская и убогоалмазоносная (0,006 кар/т [2]) кимберлитовая трубка Ан-693, расположенная на участке ранга «куста» трубок вместе с трубками ЦНИГРИ-Архангельская, Ан-840, Ан-673 и силлом 697. В работе приводятся данные для 390 зерен гранатов, 604 зерен клинопироксенов из трубки Ломоносовская и 190 зерен гранатов из трубки Ан-693. Для всех зерен гранатов были определены концентрации Ni.

Для установления парагенезисов гранатов для дальнейшей реконструкции состава литосферной мантии были использованы классификации

[6, 10]. Из трубки Ломоносовская было отобрано 800 зерен гранатов, среди которых 410 зерен (51%) представлены не мантийными разновидностями и исключены из дальнейшего исследования. Изучение оставшихся 390 зерен показало, что преобладающее большинство гранатов соответствуют лерцолитовому парагенезису (77.2%). Высокий процент отмечается для гранатов лерцолит-гарцбургитового (7.4%) и дунит-гарцбургитового парагенезисов (5.4%). Доля пиропов «алмазной ассоциации» составляет 3.6%. Из трубки Ан-693 было отобрано 190 зерен гранатов, среди которых преобладают пиропы мегакристного (26.3%) и лерцолитового (24.2%) парагенезисов. Доля гранатов «алмазной ассоциации» составляет 1.1% (рис. 1).

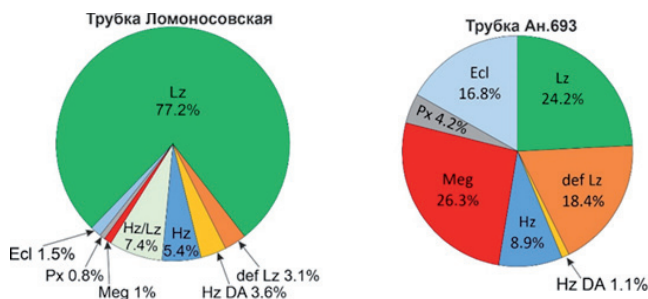


Рис. 1. Распределение $\text{CaO/Cr}_2\text{O}_3$ в гранатах из кимберлитовых трубок Ломоносовская и Ан-693. Диаграмма [10] с полями для эклогитов и низхромоистых пироксенитов из [6]: парагенезисы гранатов: Lz – лерцолитовый, def Lz – деформированные лерцолиты, Meg – мегакристы, Hz DA – гарцбургитовый алмазной ассоциации, Hz – гарцбургитовый, Ecl – эклогитовый, Px – пироксенитовый

Среди гранатов трубки Ан-693 наблюдается тренд одновременного уменьшения концентраций TiO_2 при увеличении значений $\text{Mg\#}$ ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) от гранатов деформированных лерцолитов ($\text{TiO}_2=0.54\text{--}1.42$, $\text{Mg\#} = 0.81\text{--}0.86$) и мегакристов ($\text{TiO}_2=0.50\text{--}1.14$, $\text{Mg\#} = 0.77\text{--}0.85$) к лерцолитовым ($\text{TiO}_2=0.07\text{--}0.48$, $\text{mg\#} = 0.76\text{--}0.86$), гарцбургитовым ($\text{TiO}_2=0.03\text{--}0.11$, $\text{Mg\#} = 0.82\text{--}0.83$) и гарцбургит-дунитовым «алмазной ассоциации» ($\text{TiO}_2 = 0.02\text{--}0.04$, $\text{Mg\#} = 0.84\text{--}0.85$). Среди гранатов лерцолитовой ассоциации выделяется группа низкомагнезиальных ($\text{Mg\#} 0.76\text{--}0.82$) низкотемпературных (T от 830 до 1120°C) пиропов (рис. 2а, 2г). Для гранатов мегакристной ассоциации содержание Cr_2O_3 положительно коррелирует со значениями $\text{\#Mg}$, образуя два субпараллельных тренда при увеличении концентраций Cr_2O_3 от 0 до 2 мас.% и от 2 до 4 мас.% (рис. 2б). По содержаниям TiO_2 наблюдается разделение гранатов ассоциаций мегакристов и деформированных лерцолитов на 4 группы (рис. 2в) при $\text{TiO}_2 = 0.5, 0.9, 1.1, 1.4$ мас.%.

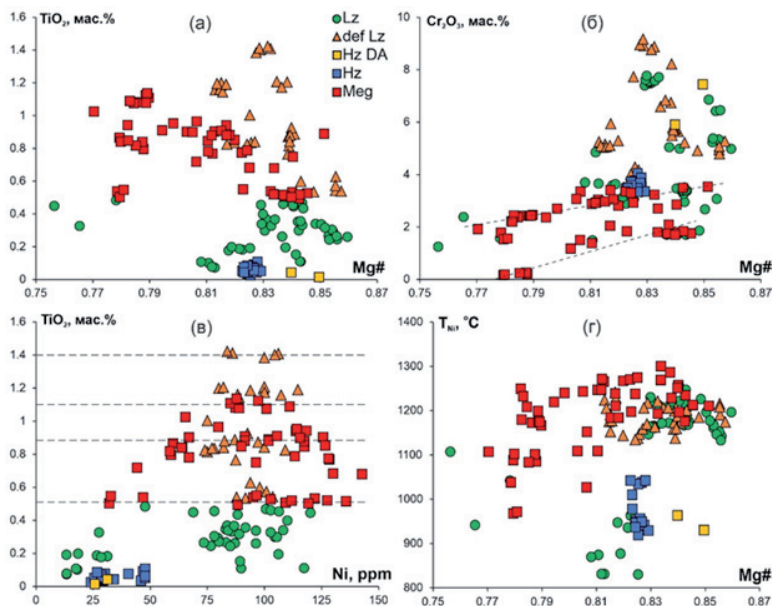


Рис. 2. Особенности состава гранатов из кимберлитовой трубки Ан-693. Распределение $\text{TiO}_2/\text{mg\#}$ (а), $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{mg\#}$ (б), TiO_2/Ni (в), $^\circ\text{C}/\text{mg\#}$ (г) в гранатах перidotитовой и мегакристной ассоциаций

Температура гранатов оценивалась с помощью термометра [5]. Гистограмма полученных значений T_{Ni} представлена на рис. 3. Абсолютное большинство гранатов перidotитовой ассоциации из трубки Ломоносовская (96%) соответствует диапазону температур от 900 до 1100 $^\circ\text{C}$, традиционно считающемуся интервалу температур, при которых стабилен алмаз. В трубке Ан-693 55% пиропов перidotитовой ассоциации характеризуются повышенными концентрациями Ni (>60 ppm). Интервалу Т от 900 до 1100 $^\circ\text{C}$ соответствуют 27% гранатов, относящихся к дунит-гарцбургитовой (в том числе алмазносной) и низкомagneзиальной лерцолитовой ассоциациям, для которых характерно низкое содержание TiO_2 : для низкомagneзиальных лерцолитов 0.07–0.48 мас.%, для дунит-гарцбургитов «алмазной ассоциации» 0.02–0.04 мас.%, 0.03–0.11 мас.% для дунит-гарцбургитов). Среди гранатов мегакристной ассоциации 100% из трубки Ломоносовская и 86% гранатов из трубки Ан-693 характеризуются параметром Т 1100–1400 $^\circ\text{C}$.

Для определения мощности теплового потока литосферной мантии в районе трубки Ломоносовская были использованы данные по химическому

составу хромдиопсидов. Два зерна (0.3%) из трубки Ломоносовская, по составу относящиеся к мегакристной ассоциации, не учитывались. Для расчета Р-Т параметров использовались только те составы хромдиопсидов, которые по содержанию Al_2O_3/Cr_2O_3 соответствуют полю «кратонных перидотитов» [9], в комбинации с термобарометром [9, 8] и протоколом [11]. Из трубки Ломоносовская для расчетов Р-Т параметров использовались составы 103 (17%) зерен хромдиопсидов. Характерно, что расчетные Р-Т параметры для 99.8% зерен соответствуют полю стабильности алмаза (тепловые потоки 35–40 $мВ/м^2$). Полученные значения Р-Т параметров находятся в диапазоне температур от 897 до 1250°C и давлений от 40–62 кбар, что соответствует интервалу глубины от ~120 до ~190 км (рис. 4). Минимальная мощность «алмазного окна» по хромдиопсидам составляет 50 км.

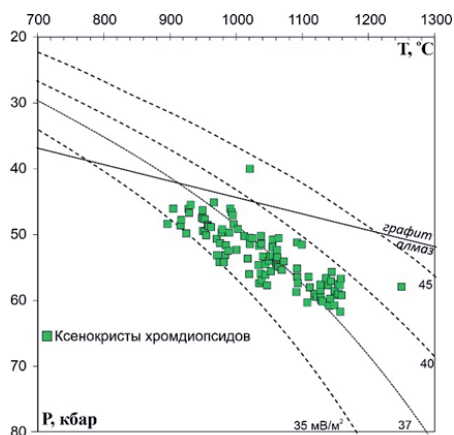


Рис. 4. Расчетные Р-Т параметры ксенокритов хромдиопсидов из кимберлитовой трубки Ломоносовская

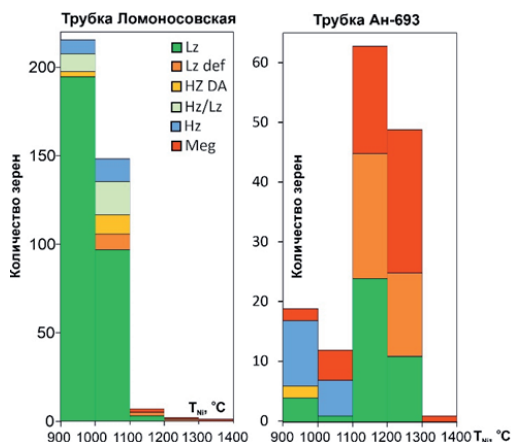


Рис. 3. Гистограммы распределения T_{Ni} для гранатов перидотитовой ассоциации из кимберлитовых трубок ААП

Для определения параметра давления для гранатов из трубки Ломоносовская использовался метод проецирования полученных значений температур на усредненное значение мощности теплового потока 37 $мВ/м^2$. Расчетные Р-Т параметры указывают на то, что 99% гранатов из трубки Ломоносовская соответствуют полю стабильности алмаза с нижней границей литосферной мантии 170–180 км (рис. 5). При условии термального режима 37 $мВ/м^2$ мощность «алмазного окна» для трубки Ломоносовская составит 60 км.

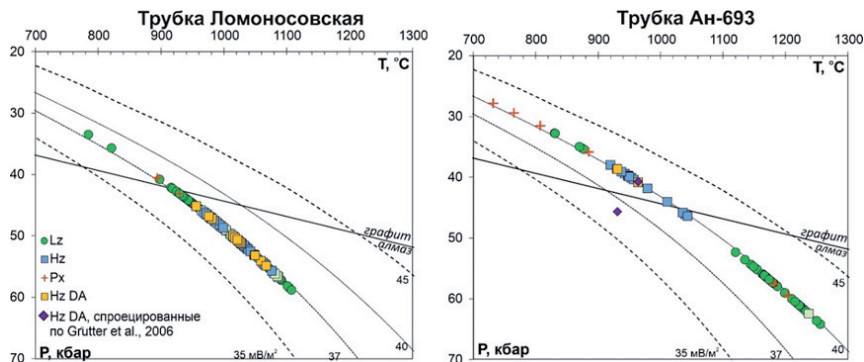


Рис. 5. Положение точек расчетных значений T_{Ni} для гранатов перидотитовой ассоциации из кимберлитовых трубок ААП

Так как тепловой режим литосферной мантии в районе трубки Ан-693 неизвестен, для определения значений P для гранатов был использован барометр [8]. Результаты расчета показали, что только 2 зерна гранатов дунит-гарцбургитов «алмазной ассоциации» имеют параметры P - T , соответствующие кратонным геотермам с мощностью теплового потока 37–40 мВ/м^2 (рис. 5). Проецирование гранатов на усредненную геотерму 37 мВ/м^2 дает результат опробованного участка литосферной мантии от 130 до 225 км, т.е. изученные гранаты в 96% случаев соответствуют полю стабильности алмаза и представляют стокилометровый интервал потенциально алмазоносной литосферной мантии, что не согласуется с убогой алмазоносностью трубки. Разделение гранатов перидотитовой ассоциации на две группы по значениям $\#Mg$, TiO_2 и T свидетельствует о разной степени метасоматического воздействия на породы литосферной мантии: низко- $Mg\#$ низко- T гранаты лерцолитового и гарцбургитового парагенезисов могут представлять верхнюю и центральную часть литосферной мантии (<140 км), а расчетные значения T и повышенный TiO_2 для гранатов лерцолитовой ассоциации свидетельствуют о расположении этого типа пород преимущественно в нижней части литосферной мантии, интенсивно проработанной высокотемпературными силикатными расплавами. При усредненной геотерме 40 мВ/м^2 зона перехода графит-алмаз предполагается при параметре $T \sim 1050\text{--}1200$ °C, что соответствует глубине от 140–147 км, а максимальная глубина нижней границы литосферной мантии может находиться в интервале 180–190 км. При этом мощность «алмазного окна» может варьировать от минимальной ~10 км при термальном режиме 45 мВ/м^2 до максимальной ~60 км при термальном режиме 40 мВ/м^2 .

Результаты настоящего исследования в комплексе с данными, полученными ранее [1, 3], позволили установить, что: 1) литосферная мантия в районе трубки Ломоносовская сложена преимущественно перидотитами (77.2%) при подчиненном значении дунит-гарцбургитов (16.4%) и эклогитов (1.5%). При мощности теплового потока 35–37 мВ/м² максимальная мощность «алмазного окна» составляет 60 км, что характерно для высокоалмазоносных трубок ААП [1]. 2) В составе литосферной мантии в районе трубки Ан-693 выделяется две группы гранатов перидотитовой ассоциации: низко-Т- низко-Mg# низкотитанистая, представляющие верхнюю и центральную часть литосферной мантии, не затронутую мантийным метасоматозом; высоко-Т высоко-Mg# перидотиты, представляющие нижнюю часть литосферной мантии, проработанную высокотемпературными силикатными расплавами, что подтверждается высоким процентом гранатов мегакристов и деформированных перидотитов с высокими содержаниями TiO₂ и Ni. В районе кимберлитовой трубки ЦНИГРИ-Архангельская преобладают пиропы перидотитового парагенезиса (72%) при подчиненном значении мегакристов (7.6%), низкохромистых пироксенитов (7.4%) и деформированных перидотитов (7%), а гранаты «алмазной ассоциации» составляют 0.4%. Неоднородность по вещественным, химическим и геохимическим характеристикам в пределах одного «куста» трубок Кепинской площади неоднократно отмечалась авторами [2].

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда, грант № 20-77-10018.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агашева Е. В., Агашев А. М., Гудимова А. И., Малыгина Е. В., Червяковский В. С., Прусакова Н. А., Шукин В. С., Голубев Ю. К., Похиленко Н. П. Состав гранатов из кимберлитов Архангельской области как один из признаков алмазоносности. – Отечественная геология. – 2022. – № 1. – С. 71–91.
2. Голубев Ю. К., Прусакова Н. А., Голубева Ю. Ю. Кепинские кимберлиты, Архангельская область. – Руды и металлы. – 2010. – № 1. – С. 38–45.
3. Гудимова А. И., Агашева Е. В. Состав, строение и термальный режим литосферной мантии в районе высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): на основании данных по химическому составу гранатов и хромдиопсидов. – Доклады Академии Наук. – 2022. – Т. 505, №1. – С. 38–45.
4. Canil D. The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1999. – № 136. – P. 240–246.
5. Grütter H. S., Gurney J. J., Menzies A. H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. – Lithos. – 2004. – № 77. – P. 841–857.

6. Grütter H., Latti D., Menzies A. Cr-saturation arrays in concentrate from kimberlite and their use in mantle barometry // Journal of Petrology. – 2006. – V. 47. – P. 801–820.
7. Nimis P., Taylor W. R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. –Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2000. – № 139. – P. 541–554.
8. Ramsey, R.R.; Tompkins, L.A. The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brazil. In Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, Proceedings of the 5th International Kimberlite Conference, Araxá, Brazil, 18 June–4 July 1991; Meyer, H.O.A., Leonardos, O.H., Eds.; CPRM Spec. Publ.: Brasilia, Brazil. –1994. – P. 329–345.
9. Sobolev N. V., Lavrentyev Y. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1973. – № 40. – P. 39–52.
10. Zibera L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V. G. Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // Am. Mineral. – 2016. – № 101. – P. 2222–223.

Гузев В.Е., Молчанов А.В.

ФГБУ «ВСЕГЕИ»

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОРОЗКИНСКОЕ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Алданский щит – крупнейший выступ фундамента Сибирской платформы, в пределах которого в позднемезозойское время широко проявился магматизм, сформировавший «Алданскую мезозойскую магматическую провинцию». Одним из золоторудных районов этой провинции является Центрально-Алданский, к которому принадлежит интрузивный массив сиенитов горы Рудная, включающий недавно открытое Морозкинское золоторудное месторождение с запасами 17.3 т золота.

Месторождение Морозкинское расположено вблизи пос. Лебединый в пределах бассейна правых притоков р. Большой Кураны (рис. 1). Рудные тела Морозкинского месторождения локализованы в участках интенсивной метасоматической переработки пород, развитых вдоль крутопадающих нарушений преимущественно внутри массива горы Рудная, реже в породах кристаллического фундамента [2]. Интрузия имеет форму лакколита, максимальная мощность которого в центральной части достигает 180 м. В структурно-тектоническом плане месторождение локализовано в

пределах Томмотской магмо- и рудоконтролирующей зоны разломов, которая, вероятно, служила подводящим каналом для магматических расплавов в позднемезозойское время. Следует отметить, что мезозойские разрывные дислокации во многом наследуют древние структуры, сформировавшиеся в раннепротерозойское время. Сложен массив преимущественно сиенитами при подчиненном распространении порфировидных сиенитов. Породы массива прорваны дайками и силлами сиенит-порфиров и известково-щелочных лампрофиров (преимущественно вогезиты и минетты), протяженность которых достигает 1 км при мощности в несколько метров.

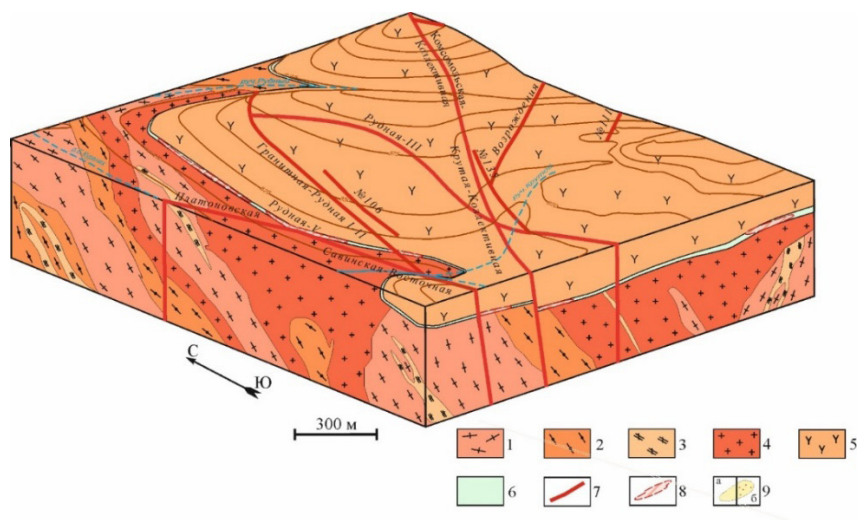


Рис. 1. Блок-диаграмма геологического строения месторождения Морозкинское [3, 4].

1-3 породы федоровской толщи: 1 – кристаллические сланцы, 2 – плагиогнейсы, 3 – кальцифиры; 4 – граниты и гранитогнейсы нерасчлененного комплекса; 5 – сиениты и порфировидные сиениты; 6 – венд-нижнекембрийские доломиты; 7 – золоторудные крутопадающие жилы и субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи; 8 – субгоризонтальные золоторудные тела Au-сульфидного типа

Комплексное изучение минералого-петрографических, петрогеохимических и изотопно-геохимических характеристик исходных пород и гидротермально-метасоматических образований Морозкинского месторождения, а также геологической позиции, истории геологического развития и геолого-структурных условий локализации золотого оруденения позволило разработать двухэтапную геолого-генетическую модель его формирования.

Рудоподготовительный этап (около 1.9 млрд лет). Первый этап заключался в образовании в раннепротерозойское время системы крупных долгоживущих разрывных нарушений в условиях мощных сжатий с перемещением вещества в вертикальном направлении. Породы в зонах разрывных нарушений претерпели неоднократное дробление, что привело к образованию бластокатаклазитов и бластомилонитов, а также кварц-полевошпатовых и полевошпатовых метасоматитов. В результате раннепротерозойских процессов была создана анизотропная среда, сыгравшая значительную роль при последующих геологических преобразованиях района.

Рудоформирующий этап (около 130 млн лет). На данном этапе развития рассматриваемая территория испытала в позднемезозойское время тектономагматическую активизацию, связанную с многостадийным и пульсационным магматизмом, сопровождавшимся интенсивной контактово-метасоматической и гидротермально-метасоматической деятельностью. Отчетливая связь рудоносных растворов с магматизмом, гидротермально-метасоматический характер рудной минерализации, наличие зон дробления и вторичного обогащения в окислительных условиях гипергенеза, прожилково-вкрапленная текстура метасоматитов – все это свидетельствует о полистадийном формировании Морозкинского месторождения, которое автором отнесено к Au-порфировому типу. Непосредственно рудоформирующий этап подразделяется на две разделенные во времени последовательные стадии.

В первую стадию произошло внедрение сиенитового расплава, в результате чего сформировались магматические породы, слагающие Морозкинское месторождение. Формирование сиенитов Морозкинского месторождения согласно результатам U-Pb датирования циркона (SHRIMP-II) и Rb-Sr изохронного датирования породообразующих минералов происходило ~ 130 млн лет назад, что соответствует времени проявления основной стадии магматизма Алданской мезозойской магматической провинции (150–115 млн лет назад) [1]. Геодинамический режим формирования позднемезозойских сиенитов остается дискуссионным, тем не менее автор полагает, что в первом приближении изученные породы могут быть отнесены к магматитам, образовавшимся в окраинно-континентальных условиях. Изотопные данные свидетельствуют, что источником расплавов сиенитов был обогащенный мантийный источник, который образовался не позднее 2.0–2.5 млрд лет. Эти результаты также не противоречат Pb изотопной систематике магматических пород месторождения, которые свидетельствуют о древнем, палеопротерозойском или даже неогархейском, возрасте источника. Значительные расхождения модельных и геохронологических датировок, а также вариации начального изотопного состава стронция и неодима в изученных образцах, вероятно, обусловлены, гетерогенностью состава источника. Таким образом, наиболее вероятным представляется наличие

уже в палеопротерозойское время под изучаемой территорией обогащенного мантийного источника, реактивация которого в позднемезозойское время, вызванная закрытием Монголо-Охотского бассейна, обусловила появление магматических пород Морозкинского месторождения.

Во вторую стадию, после внедрения интрузивного тела, произошло формирование контактово-метасоматических и гидротермально-метасоматических ассоциаций, которые сформировались в различных физико-химических и термодинамических обстановках. По структурно-вещественным характеристикам и минеральным парагенезисам метасоматиты Морозкинского месторождения разделены на четыре гидротермально-метасоматические ассоциации: фельдшпатолиты, скарны, пропилиты и березиты. Их формирование происходило как на докристаллизационной стадии становления массива во вмещающих породах, так и на посткристаллизационной стадии в породах самой интрузии. Крайне важным обстоятельством для формирования гидротермально-метасоматических образований послужило наличие перекрывающей толщи осадочного чехла, которая препятствовала удалению из раствора летучих компонентов и обеспечивала концентрирование рудной минерализации.

В первый, дорудный цикл, температура и давление водяных паров в области контактового воздействия интрузива интенсивно возрастали. Это способствовало образованию в ближайшем околоинтрузивном пространстве ореолов *фельдшпатолитов* и локальных тел скарнов. Фельдшпатолиты фиксируются во внешней зоне приконтактных изменений со стороны интрузивных пород массива и пород раннедокембрийского кристаллического фундамента (развиваясь по последним). Скарновые тела, в свою очередь, встречаются крайне ограниченно в зоне контактово-метасоматического воздействия интрузии на венд-нижнекембрийские доломиты (наследуя геометрию и морфологию слагаемых ими геологических тел) и раннедокембрийские кристаллические породы фундамента. Вслед за высокотемпературными гидротермально-метасоматическими образованиями формировались пропилиты, которые проявились в более поздних и низкотемпературных условиях во внешней зоне приконтактных изменений со стороны интрузивного тела. Наиболее поздней ассоциацией в структуре гидротермально-метасоматической зональности массива являются березиты, которые наиболее приближены во времени к процессу рудообразования на участках интенсивной метасоматической переработки пород. Березиты формируют ореолы вдоль крутопадающих разломных структур внутри интрузии и занимают резко подчиненное положение в породах раннедокембрийского кристаллического фундамента. При этом форма метасоматических ореолов отличается крайней неоднородностью и обусловлена в основном анизотропией поля проницаемости пород, участвующих в строении массива.

Внедрение интрузивного тела привело к перераспределению в породах массива целого ряда химических элементов, и, как результат, к формированию положительных и отрицательных геохимических ореолов. Березиты, как околорудные метасоматиты, отличаются ярко выраженной склонностью к концентрированию, прежде всего, Au, Ag, Pb, Cu, As, Zn, Mo, Bi при деконцентрации Nb, Zr, Sr, Be, Rb, Sc, Th, V, Ni и REE. Ведущим и имеющим промышленный интерес полезным компонентом Морозкинского месторождения служит золото (с серебром). Содержания сопутствующих компонентов находятся на уровнях ниже минимально значимых промышленных кондиций. Оруденение представлено преимущественно сульфидной (пирит, халькопирит, галенит, арсенопирит) прожилково-вкрапленной (штокверковой), реже жильной минерализацией, с которой генетически связано золото. По химическому составу золото представляет собой золото-серебряный сплав, пробность которого в среднем составляет 870 ‰. Наличие примесей Cu в золоте свидетельствует о повышенной температуре кристаллизации золота, пониженной фугитивности серы, а также указывает на присутствие этого элемента в рудообразующем растворе. Морфология золота отражает преимущественно стесненные условия роста золотин в близ-поверхностной обстановке.

Согласно Re-Os изотопному датированию сульфидной минерализации золоторудного месторождения получена надежная оценка возраста оруденения $\sim 129 \pm 3$ млн лет, которая свидетельствует о синхронности гидротермального рудного процесса в березитах и магматической кристаллизации сиенитов. На данный факт также указывает анализ редкоэлементного состава циркона, который продемонстрировал присутствие двух контрастных по составу и облику (магматический и гидротермально-метасоматический), но разновозрастных типа циркона. Начальный изотопный состав осмия изученных сульфидов свидетельствует о смешанном, мантийно-коровом, источнике вещества сульфидной минерализации. Изотопный состав свинца пирита указывает на близкий по составу мантийный источник, но с участием верхнекорового вещества при генезисе рудного минерала. Изотопный состав серы сульфидов (от -2.3 до $+0.6$ ‰), в свою очередь, имеет отчетливо магматогенный характер. Таким образом, вся совокупность полученных изотопно-геохимических характеристик сульфидных минералов рудных метасоматитов указывает на близкий состав источника сиенитовых расплавов Морозкинского месторождения и рудоносных флюидов.

На поздних этапах геологического развития рассматриваемая территория неоднократно испытывала тектоническую активизацию, которая способствовала ее поднятию с постепенной денудацией перекрывающей толщи осадочного чехла и апикальной части интрузии.

Принимая во внимание приведенный выше анализ результатов исследований, на рисунке 2 проиллюстрирована геолого-генетическая модель формирования рудоносной порфировой гидротермально-метасоматической системы Морозкинского месторождения.

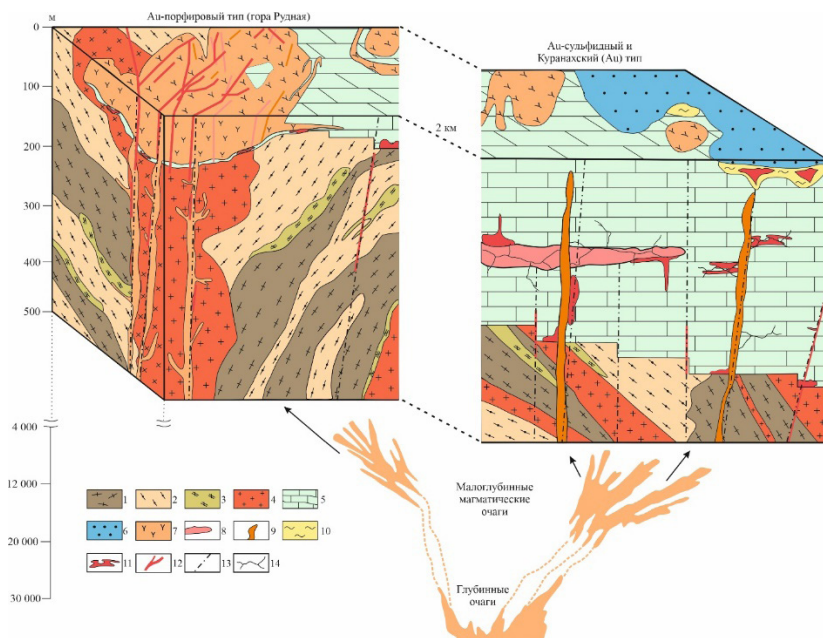


Рис. 2. Геолого-генетическая модель месторождения Морозкинское. 1–3 породы федоровской толщи: 1 – кристаллические сланцы, 2 – гнейсы, 3 – плагиогнейсы; 4 – граниты и гранитогнейсы нерасчлененного комплекса; 5 – доломиты; 6 – терригенные отложения нижней и средней юры; 7 – сиениты и порфировидные сиениты; 8–9 дайки и силлы: 8 – сиенит-порфиры, 9 – известково-щелочные лампрофиры (преимущественно вогезиты и минетты); 10 – делювиально-элювиальные отложения; 11 – субгоризонтальные золоторудные тела Аи-сульфидного типа и золото-содержащие песчано-глинистые карстовые полости с обломками карбонатных пород и реликтами первичных руд; 12 – золоторудные крутопадающие жилы и субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи; 13 – разломы; 14 – трещинные структуры

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гузев В.Е. (а) Первые данные о U-Pb возрасте и составе циркона из рудоносных сиенитов горы Рудная (южная Якутия) / В.Е. Гузев, А.В. Терехов, С.Г. Скублов, В.И. Леонтьев, А.В. Молчанов // Тихоокеанская геология. – 2021. – Т. 40. – № 6. – С. 85–99.

2. Гузев В.Е. (б) Морозкинское золоторудное месторождение (южная Якутия): возраст и источники рудного вещества / В.Е. Гузев, А.В. Терехов, Р.Ш. Крымский, Б.В. Беляцкий, А.В. Молчанов // Записки Горного института. – 2021. – Т. 252. – С. 801–813.
3. Молчанов А.В. Лебединский золоторудный узел (особенности геологического строения, метасоматиты и оруденение) / А.В. Молчанов, А.В. Терехов, В.В. Шатов, В.Н. Белова, А.В. Радьков, О.Л. Соловьев, М.А. Степунина // Регион. геология и металлогения. – 2013. – № 55. – С.99–110.
4. Петров О.В. Морозкинское золоторудное месторождение (особенности геологического строения и краткая история открытия) / О.В. Петров, А.В. Молчанов, А.В. Терехов, В.В. Шатов // Регион. геология и металлогения. – 2018. – № 75. – С. 112–116.

Дмитриева А.В., Окулов А.В., Сорокин Д.А.

ФГБУ «ЦНИГРИ»

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В РЫХЛЫХ НАДРУДНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СОПКИ ТРОИЦКАЯ (КИЗАССКАЯ ПЛОЩАДЬ, РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ)

Кизасская площадь расположена на территории Западного Саяна, в Таштыпском районе Республики Хакасия. В металлогеническом плане она находится в пределах одноименного Кизасского рудного поля Шаманского золоторудного узла Кизас-Анзасского золоторудного района [1]. Рудное поле и входящая в его состав площадь в структурном плане приурочены к северо-западному крылу Кизасской антиклинали, сложенной вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями шаманской свиты раннего кембрия, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. В пределах площади и её обрамления магматические интрузивные образования не проявлены. Региональное направление простирания стратифицированных толщ – северо-восточное, с этим же направлением совпадает простирание региональных разрывных нарушений. Эти же нарушения контролируют положение Троицко-Левокизасской минерализованной зоны дробления и рассланцевания, сопровождаемой пиритизацией, серицитизацией и жильно-прожилковым окварцеванием. В этой зоне находятся практически все наиболее значимые рудопоявления и рудные тела, с этой же зоной пространственно связаны наиболее значимые россыпи золота.

Многочисленные проявления и пункты минерализации золота относятся к золото-малосульфидно-кварцевому жильному типу, наряду с этим зафиксировано золото-сульфидно-кварцевое оруденение жильно-прожил-

кового и штокверкового типов в зонах дробления, рассланцевания и метасоматитах различного состава [2].

В пределах Троицко-Левозинской минерализованной зоны по перспективности резко выделяется участок Троицкий, где сконцентрирована подавляющая часть рудных тел и рудных зон, в том числе все наиболее мощные и протяжённые. Они были выявлены в ходе заверочных горных и буровых работ, выполненных на объекте в период 2020–2022 гг. АО «Сибирское ПГО». Горные работы были ориентированы на заверку многочисленных вторичных аномалий золота, выявленных по результатам опережающих литохимических поисков по ВОР масштаба 1:10 000.

В целом вторичные аномалии золота весьма протяжённые (до 800 м), широкие (до 600 м) и контрастные, имеют сложную форму и внутреннее строение. Даже по изолинии 0,03 г/т аномалии занимают значительные площади – около 25% площади участка горы Троицкой. При соотношении контуров вторичных аномалий золота с положением известных рудных тел и первичных ореолов было отмечено, в условиях крутого горного рельефа часто наблюдается значительное смещение вторичных аномалий относительно рудных тел, что хорошо видно по положению эпицентров ВОР относительно рудных тел. При этом некоторые даже мощные рудные тела не сопровождаются явными или контрастными аномалиями золота (например, по канаве К-205). Особенно это характерно для рудных тел в нижних и верхних частях склонов, т. е. при увеличении мощностей рыхлых отложений.

Все это существенно затрудняет применение заверочных работ и выбор мест для проходки заверочных горных выработок. В связи с этим возникла необходимость оценки особенностей формирования шлиховых и геохимических ореолов золота в условиях Кизасской площади. Данные особенности были рассмотрены на примере рудных тел, вскрытых канавой К-205 на г. Троицкой.

Канавой К-205 было вскрыто 3 рудных тела: 1 м со средним содержанием 1,1 г/т, 7 м со средним содержанием 1,07 г/т и 10,5 м со средним содержанием 12,65 г/т (от 0,п до 22,8 г/т, интервал 602–612 м). При этом самое мощное рудное тело, расположенное в средней части склона горы, во вторичных ореолах золота выражено весьма неотчетливо несмотря на то, что суммарная мощность элювиально-делювиальных отложений в этой части сравнительно небольшая и достигает 2,0–2,5 м.

Рудный интервал 10,5 м сложен преимущественно зеленовато-серыми алевропесчаниками и алевролитами от рассланцованных до массивных, в меньшей степени – алевросланцами и песчаниками с единичными линейными и тонкими кварцевыми прожилками. Интервал с самыми высокими значениями соответствуют зоне дробления и милонитизации представленной щебнисто-глинистым материалом – светло-зелёными, предположительно, серцитизированными сланцами, а также обломками кварца рудного облика. Породы в пределах зоны содержат Fe-карбонат в количестве до 30–40%.

В полевой сезон 2022 г. сотрудниками ЦНИГРИ по зачищенным стенкам канавы с шагом 10 м в интервале 592–702 м (с учетом смещения ореолов вниз по склону) были отобраны шлиховые (31 шт.) и литохимические (31 шт.) пробы из каждого слоя элювиальных и делювиальных отложений. Цель работ – определение дальности смещения шлихо-геохимических ореолов золота относительно известного рудного тела.

По шлихам был проведён сокращенный полуколичественный минералогический анализ с подсчетом знаков золота, по литохимическим пробам – химико-спектральный полуколичественный анализ на золото (нижний предел 0,002 г/т). На основе полученных шлиховых и геохимических данных был построен схематический профиль распределения золота в делювиально-элювиальных отложениях вдоль стенки канавы К-205 (Рис. 1). Отдельные шлиховые и точечные вторичные аномалии золота были зафиксированы в рыхлых отложениях и выше по склону относительно рудного тела, т. е. явно связанные с другими первичными источниками, расположенными гипсометрически выше.

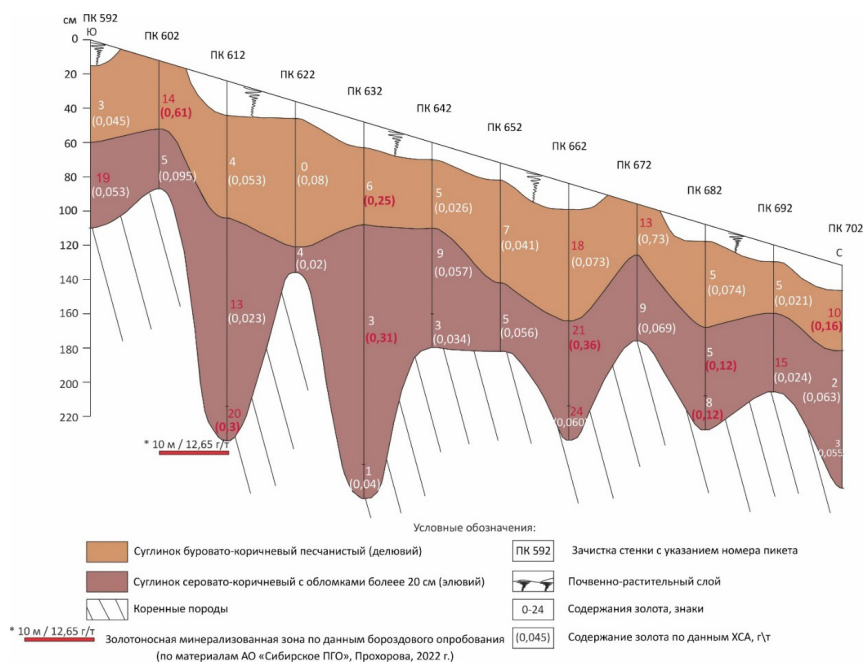


Рис. 1. Схематический профиль с распределением содержания золота по результатам анализа шлиховых и геохимических проб делювиально-элювиальных отложений (фрагмент стенки канавы К-205)

Было исследовано видимое самородное золото шлихов для уточнения его положения относительно коренного источника. Исходя из полученных данных:

- по всему профилю, в большинстве случаев, встречается мелкое и тонкое (в среднем 0,1 мм) золото «рудного» облика с преобладанием объёмных и средней уплощённости частиц гемиидиоморфного (смешанного) и трещинно-прожилкового типов, реже кристаллических сростков и кристаллов, нередко с включением кварца, и скоплениями в углублениях гидрооксидов железа (и, возможно, сульфидов);

- среди него отмечаются отдельные золотины гемиидиоморфного облика, с чёткими кристаллическими выступами с округлыми краями, на отдельных гранях с тонкой мелкой параллельной штриховкой, полученной в результате контакта со сланцеватыми породами или слоистыми минералами;

- в делювиальных отложениях (верхний горизонт) встречаются единичные гемиидиоморфные золотины крупнее (0,25–0,5 мм) по размеру, чем описанное выше, в плёнках и с локальными корками гидрооксидов железа тёмно-коричневых цветов, с видимыми гипергенными изменениями на их поверхности (выщелачивание и растворение). Для данного золота в результате перемещения по склону характерны изменения в его морфологии и окатанности: более уплощённые формы и обмятые, сложенные выступы.

Необходимо отметить, что золото крупнее 0,25 мм имеет неравномерный характер распределения, что было установлено в т. ч. по результатам проведённых лабораторно-аналитических исследований.

Таким образом, на изучаемом участке при небольшой мощности перекрывающих рыхлых отложений (до 2,5 м) рудные тела со значимыми содержаниям золота неотчетливо выражены во вторичных ореолах. Не последнюю роль играет неравномерность распределения золота крупнее 0,25 мм. Протяженность шлихо-геохимических ореолов золота от конкретных рудных тел на крутых склонах может достигать 80 м и более, что необходимо учитывать при проведении заверочных горных работ. При такой дальности переноса возможные механические деформации частиц золота в целом незначительные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черных А.И., Окулов А.В., Арсеньтева И.В., Кряжев С.Г., Позднякова Н.Н. Золотоносность Шаманского рудного узла Кизас-Анзасского рудного района (республика Хакасия) // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Сборник тезисов докладов XI Международной научно-практической конференции. – М.: ЦНИ-ГРИ, 2022. – С. 243-246.
2. Черных А.И., Окулов А.В., Кряжев С.Г., Арсеньтева И.В. Геологическое строение и золотоносность Шаманского рудного узла Алтае-Саянской складчатой области (Республика Хакасия). // Руды и металлы № 4/2022, с. 54–77

БЛОЧНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ И ОЦЕНКЕ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

Блочное моделирование является эффективным инструментом для проектирования открытых горных работ, планирования добычи полезного ископаемого, а также для изучения геологических особенностей строения месторождений.

Опыт использования блочных моделей на отечественных коренных месторождениях алмазов показывает, что осложняющим фактором их применения является низкая представительность рядового опробования.

Построение моделей, как правило, ограничивается созданием каркасов для петрографических и литолого-фациальных разностей пород. Содержаниям алмазов в ячейках модели придаются средние значения, характерные для относительно крупных подсчетных блоков.

Этот прием снижает корректность оценок запасов, поскольку не позволяет, в полной мере, учесть закономерности размещения алмазов в объеме трубок. Кроме того, в этом случае не обеспечивается оптимальность построения границ карьеров.

Целью представленной работы является демонстрация возможностей блочного моделирования на основе новых оригинальных подходов. Предлагаемая методика блочного моделирования отличается следующими особенностями:

- основным признаком для проведения исследований являются содержания алмазов по пробам в представительном классе, составляющий для разных объектов $+0.5 - 2$ мм или $+0.5 - 32$ мг;
- содержания в представительном классе используются для анализа статистических характеристик распределения, выявления и ограничения выдающихся значений, а также для построения вариограмм;
- интерполяция содержаний алмазов представительного класса в ячейки моделей осуществляется методом обратных расстояний (IWD);
- для перевода содержаний представительного класса в содержания алмазов в классе $+0.5$ мм используется коэффициент промышленной алмазоносности, вычисляемый с учетом гранулярного состава алмазов по данным представительного опробования (валовые пробы или результаты отработки), а также в разведочных пробах.

Блочное моделирование по предложенной методике проведено на 4 объектах, на которых ведется добыча алмазов открытым и подземным способом. Моделирование осуществлялось для жерловой части трубок; в составе которой чаще всего отмечаются автолитовые (АК) и порфировые кимберлиты (ПК), автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) [5]. На каждом из объектов для фаций пород, различающихся содержаниями алмазов и их гранулярным составом (табл. 1), строились отдельные каркасы.

Таблица 1

Распределение алмазов (доля) по классам на различных объектах и типах пород

Объект	Разновидности пород	Классы крупности, мм			
		-8+4	-4+2	-2+1	-1+0,5
1	Кимберлиты	0,21	0,39	0,31	0,09
	Туфо- ксенотуфобрекчии	0,22	0,38	0,35	0,05
2	Кимберлиты	0,06	0,32	0,43	0,19
3	Кимберлиты	0,16	0,29	0,38	0,17
4	Кимберлиты	0,13	0,38	0,40	0,10

На основе изучения гранулярного состава алмазов по объектам и фациям пород проведен выбор представительного класса алмазов.

Представительным считается класс, для которого обеспечивается приемлемая погрешность оценки содержаний при существующих параметрах пробоотбора.

Допустимая погрешность оценки содержаний (σ) принимается равной 30 % при доверительной вероятности 0.68 (критерий Стьюдента $t = 1$).

Рациональная масса проб рассчитана по формуле [1, 3]:

$$Q = \sum a_i d_i / C * \sigma^2$$

где a_i – весовая доля алмазов в i -м классе;

d_i – средняя масса кристаллов в i -м классе;

C – среднее содержание алмазов i -го класса в опробуемом объеме.

Пример расчета для выбора представительного класса приведен в таблице 2.

Таблица 2

Пример расчета для выбора представительного класса

класс	сред. масса, мг	сред. масса, кар	сод. кар/т	рациональная масса проб, т	фактическая масса проб, т
-8 +0,5 мм	25,25	0,1262	2,392	0,587	0,200
-4 +0,5 мм	16,09	0,0804	2,188	0,408	0,200
-2 +0,5 мм	2,94	0,0147	1,457	0,112	0,200

Расчетами, проведенными по всем объектам и фациям пород, установлено, что основным признаком для выполнения исследований в рамках блочного моделирования могут являться содержания алмазов по пробам в представительном классе, составляющим для разных объектов $+0.5 - 2$ мм или $+0.5 - 32$ мг.

В соответствии с «Рекомендациями...по блочному моделированию» (2015) [4] проведены статистические и геостатистические исследования.

Оценены статистические характеристики распределения содержаний алмазов, в том числе для представительного класса.

По всем объектам и разновидностям пород для содержаний в представительном классе выполнено блочное моделирование. Для перевода содержаний представительного класса в содержания алмазов в классе $+0.5$ мм используется коэффициент промышленной алмазоносности, вычисляемый с учетом гранулярного состава алмазов в разведочных пробах, а также по данным представительного опробования (валовые пробы или результаты отработки) (рис. 1). Коэффициент позволяет учесть неполное извлечение относительно крупных алмазов разведочными пробами малого объема.

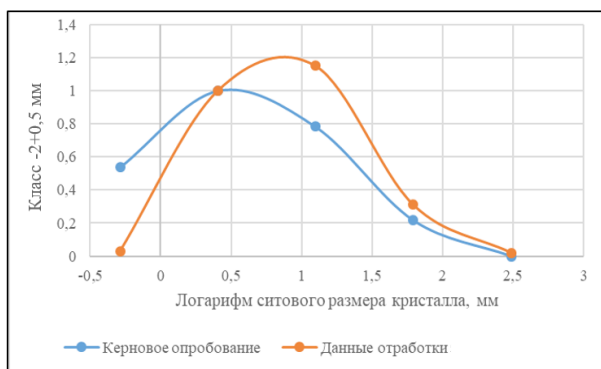


Рис. 1. Соотношение доли алмазов в классах по данным кернового и валового опробования (отработка)

Величина коэффициента промышленной алмазоносности по объектам изменялась от 1,3 до 2,1. Поправки вносились в результаты блочного моделирования.

В пространственном размещении алмазов в пределах трубок выявляются обогащенные участки (рудные столбы), положение которых часто контролируется определенными линейными структурами (рис. 2–4).

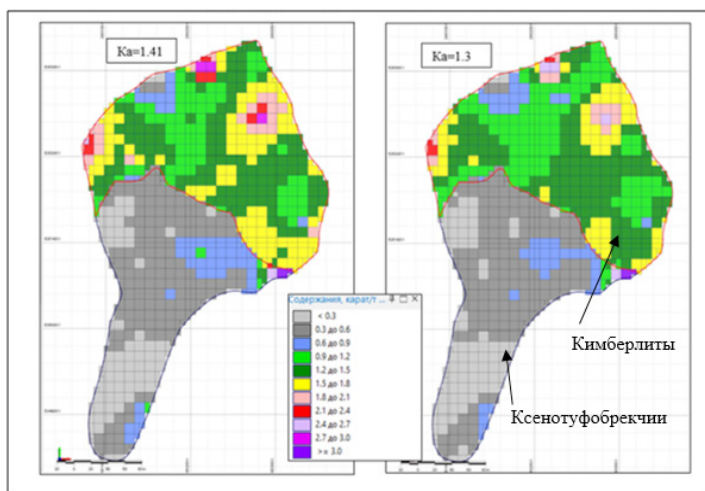


Рис. 2. Распределение содержаний на горизонте -200 м (объект 1)

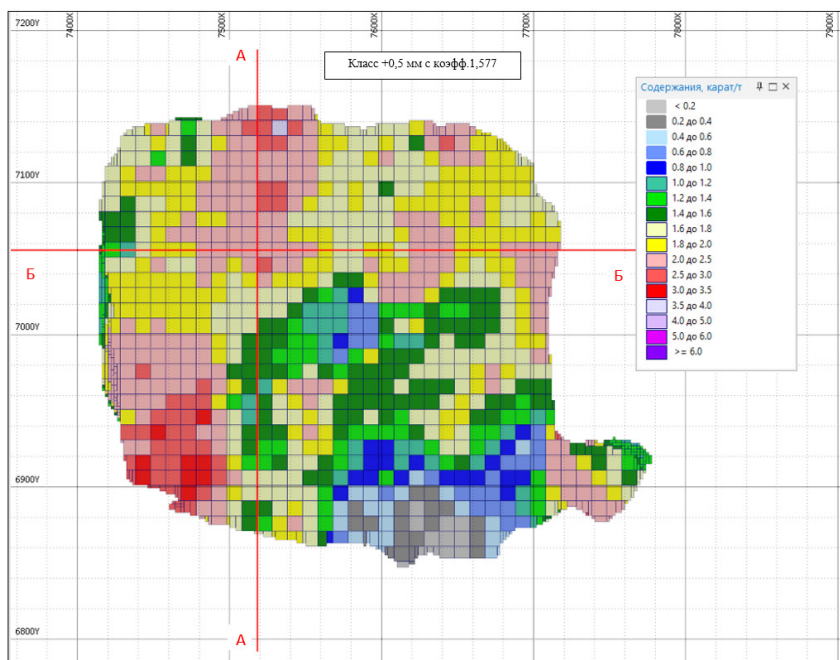


Рис. 3. Расположение линий разрезов на плане (объект 2)

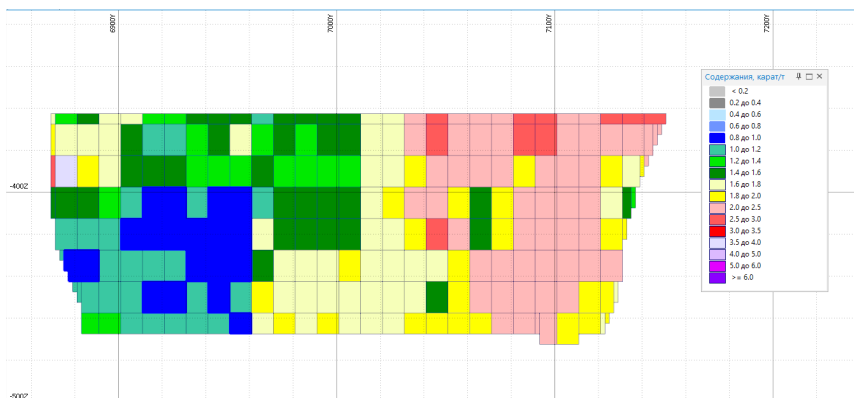


Рис. 4. Распределение содержаний алмазов по линии разреза А-А (объект 2)

Результаты блочного моделирования, в целом, соответствуют данным традиционного подсчета запасов [2, 4]. Вместе с тем, они позволяют уточнить оценку запасов по отдельным подсчетным блокам и распределение качества оруденения по глубине трубок.

Полученные данные позволяют обоснованно выполнять оптимизацию открытых горных работ. Кроме того, они дают возможность составлять календарные планы отработки и управлять ведением очистных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кушнарев П.И. Обоснование рационального объема проб при разведке россыпных месторождений. Известия ВУЗов, Геология и разведка, 1984 №9 С. 72-77.
2. Методические рекомендации по применению классификации запасов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых. Алмазы. М., ГКЗ, 2007, С.37.
3. Рекомендации по управлению качеством и контролю качества рядового опробования месторождений твердых полезных ископаемых (кроме углей и горючих сланцев), М., ГКЗ, 2015, С.57.
4. Рекомендации к составу и правилам оформления, представляемых на государственную экспертизу материалов по технико-экономическому обоснованию кондиций и подсчету запасов твердых полезных ископаемых с использованием блочного моделирования на месторождениях различного морфологического типа. М., ГКЗ, 2015. 76 с.
5. Устинов В.Н., Неручев С.С., Загайный А.К. и др. Алмазоносность севера Восточно-Европейской платформы. – СПб, Наука, 2021. – 410 с.

**ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА АНАЛИЗА ФОТОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ
КАЛЬЦИТОВ ДЛЯ ОКОНТУРИВАНИЯ ПЕРСПЕКТИВНЫХ
УЧАСТКОВ НА ПЛОЩАДИ БЕСТЯХ МАЛО-БОТУОБИНСКОГО
АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА ЯКУТИИ**

Прожилки и друзы кальцитов в карбонатных и карбонатно-терригенных породах кембрия и ордовика, которые вмещают кимберлиты, распространены практически во всех кимберлитовых полях Западной Якутии. Их распространённость и поразительные объёмы поискового бурения АК «АЛРОСА» (ПАО), позволяют отбирать при изучении керна достаточное количество образцов для выделения перспективных площадей на обнаружение кимберлитов.

Метод анализа характеристик фотолюминесценции кальцитов показал свою полезность в Мало-Ботуобинском, Средне-Мархинского, и Ыгыаттинского алмазоносных районах Якутии [1-5]. Данный метод был применён по образцам кальцитов из холмоложской свиты верхнего кембрия поисковой площади Бестях, расположенной на севере Мало-Ботуобинского района.

Качественный и количественный анализ фотолюминесценции (ФЛ) кальцитов Выполнен по авторской коллекции 43 проб, отобранных из керна поисковых скважин. Для Сюльдюкарской площади и площади Улахан-Курунг-Юрях был выполнен аналогичный анализ 128 и 44 проб соответственно. Помимо ФЛ фиксировался цвет и время послесвечения (фосфоресценции – ФФ).

При анализе ФЛ Сюльдюкарской площади и площади Улахан-Курунг-Юрях использовался прибор ОИ-18 с лампой СВД-120 и фильтром УФС-2 в затемненном помещении. Цвет фотолюминесценции определялся визуально. Анализ ФЛ площади Бестях выполнен портативным ультрафиолетовым источником SV003 с длиной волны 365 нм и мощностью 10 W, что в будущем позволит применять данный метод в полевых условиях. Объективность данных прибора экспрессной диагностики доказана повторным облучением одних и тех же проб с получением сходного результата и объясняется близкими характеристиками этих приборов. По результатам анализов составлена база данных и дополнен имеющийся геоинформационный проект в программе QGIS.

Люминесценция кальцита является его типоморфным признаком, а цвет люминесценции определяется элементом – люминогеном. Красный и голубой цвета ФЛ являются наиболее значимыми для выделения перспектив обнаружения кимберлитового тела [1, 3]. Красная фотолюминесценция кальцитов в основном связана с изоморфной примесью Mn^{2+} в концентрациях выше 800–1000 ppm [1]. Ореолы красной ФЛ оконтурили Сюльдюкарские кимберлиты, а также дали перспективы на запад от уже открытого тела [4], что подтвердилось бурением наклонной скважины, пройденной в 2022 году (рис. 1). Голубой цвет люминесценции предположительно обусловлен примесью Y^{2+}

и Eu^{2+} . Наличие этих элементов в кальцитах, вероятно, связано с близким источником глубинного магматизма, в том числе и кимберлитового. Отсутствие чётких ореолов красной люминесценции, а также полное отсутствие голубого цвета ФЛ указывает на слабую перспективности площади, что показано на площади Улахан-Курунг-Юрях, включающей Локальный. Эта площадь находится на северо-западном фланге Мало-Ботуобинского района.

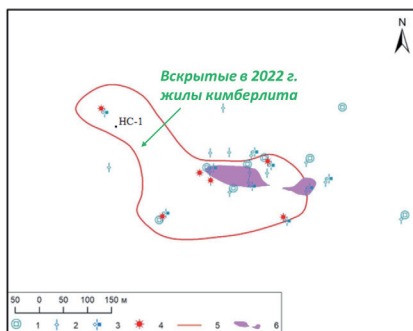


Рис. 1. Ореол красной фотолюминесценции прожилковых кальцитов на участке Сюльдюкарских кимберлитов [4]

Голубой ФЛ на площади Бестях обнаружено не было, однако кальциты с красной ФЛ сгруппировались в отчетливые ореолы на западе. Они совместились с тектоническими признаками сдвигов, проявлениями флюидоразрыва и баритовых прожилков, указывающих на перспективность участка для обнаружения кимберлитов (рис. 2).

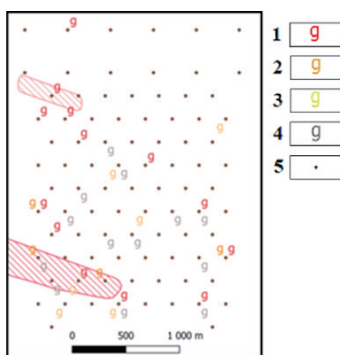


Рис. 2. Перспективные участки для обнаружения кимберлитов на поисковой площади Бестях и распределение кальцитов с разной ФЛ в породах холмолохской свиты. 1 – 4 цвет ФЛ: 1 – красный, 2 – оранжевый, 3 – жёлтый, 4 – белый; 5 – устье скважины

Помимо пространственного расположения кальцитов с разной фотолюминесценцией, важно и их количественное соотношение. Количественный анализ ФЛ Сюльдюкарского поля показал, что на участке с кимберлитами отмечается максимальное количество красной и голубой ФЛ, а также малое количество жёлтого и оранжевого цветов (рис. 3).

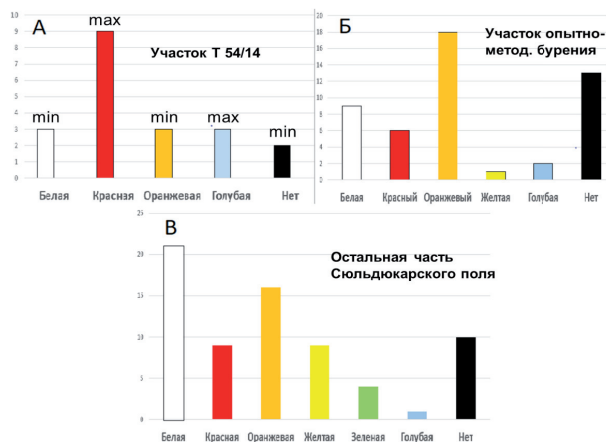


Рис. 3. Гистограмма цветов ФЛ кальцитов Сюльдюкарского кимберлитового поля трёх выделенных групп: ближнего околотрубочного пространства (А); дальнего околотрубочного пространства (Б); остальной части поля (В). По вертикали показано относительное количество наблюдений [4]

Пустая площадь без кимберлитов характеризуется большим количеством люминесценции желтого цвета, с подчиненным значением красной ФЛ, а также отсутствием редкой голубой ФЛ (рис. 4).

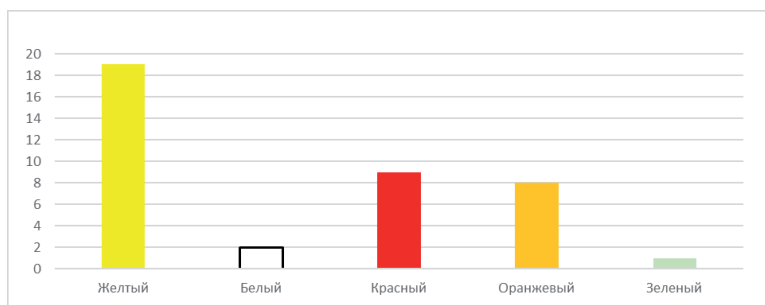


Рис. 4. Гистограмма цветов флуоресценции кальцитов поисковой площади Улахан-Курунг-Юрях. По вертикали показано относительное количество наблюдений

На рассматриваемой площади Бестях пока не обнаружены кальциты с голубой и зеленой ФЛ и большее количество кальцитов с белой ФЛ, чем на Сюльдюкарской площади. Однако, явное превосходство числа кальцитов с красным цветом фотолюминесценции над таковыми с оранжевой и желтой позволяет отметить определенную схожесть площади Бестях как всей центральной частью Сюльдюкарского поля, так и локального участка с кимберлитами (рис. 5).

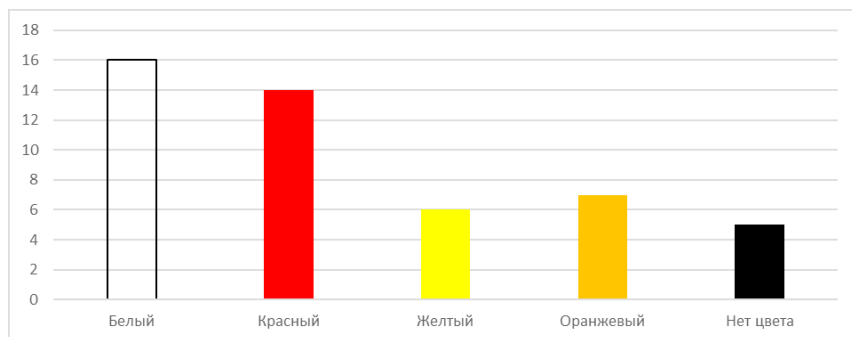


Рис. 5. Гистограмма цветов флуоресценции кальцита площади Бестях. По вертикали показано относительное количество наблюдений

Применение количественного и качественного анализа фотолюминесценции кальцитов на площади Бестях в совокупности с анализом других признаков во вмещающих породах кембрия позволяет сделать вывод о перспективности дальнейших поисков кимберлитов на ее западе.

Коллектив авторов выражает благодарность геологам и руководству Вилуйской ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО) за предоставленные данные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушков К.Ю. Структура Накынского кимберлитового поля и признаки скрытых сдвиговых кимберлитоконтролирующих структур. Автореферат канд. дисс. Москва, МГРИ-РГГРУ. 2006.
2. Еременко Р.У., Мишин И.А., Климцев П.В., Томаровская М.А. Сравнение характеристик фотолюминесценции кальцита из его прожилков и друз на примере Сюльдюкарского кимберлитового поля и поискового участка Улахан-Курунг-Юрях. Материалы XVI Международной научной конференции «Новые идеи в науках о Земле». МГРИ. Москва 2022г.
3. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Штейн Я.И., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т. Геологические и минералого-геохимические признаки структур, контролирующих алмазоносные кимберлиты Накынского поля Якутии. Москва, 2006 г., 9 стр., УДК: 553.8+551.243.6.

4. Игнатов П.А., Зарипов Н.Р., Толстов А.В., Колесник А.Ю., Мальцев М.В. Гидротермальная минерализация в осадочных породах кембрия как индикатор рудовмещающей структуры кимберлитов Сюльдюкарского поля Якутии. Руды и металлы. № 1, 2021, с. 93-105.
5. Шмонов А.М. Геолого-структурные и минералого-геохимические признаки, присущие алмазонасыщенным телам дайково-жильного типа (на примере Накынского кимберлитового поля Якутии). Автореферат канд. дисс. М. МГРИ-РГГРУ. 2015.

Иванова Н.Д., Васюков В.Е., Куртеева У.С.

ФГБУ «ЦНИГРИ»

СРАВНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ УЧАСТКА МАГЛОЙ ЦЕНТРАЛЬНО-АНАДЖАКАНСКОЙ ПЛОЩАДИ И МАЛМЫЖСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Центрально-Анаджаканская площадь и месторождение Малмыж в административном плане расположены на юге Хабаровского края. Расстояние между ними составляет около 50 км.

Центрально-Анаджаканская площадь находится в пределах зоны развития мяочанского интрузивного комплекса, который на исследуемой территории представлен штоками и дайками диоритов, диорит-порфиров, кварцевых диоритов и гранодиоритов. Вмещающими породами являются песчаники и глинисто-кремнистые породы силинской и ульбинской свит средней-верхней юры. Данные породы часто ороговикованы, серицитизированы и окварцованы. Важную роль в геологическом строении территории и размещении оруденения играет дизъюнктивная тектоника, представленная разломами северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания. Первый тип имеет наибольшее значение, т.к. распределение рудной минерализации, литохимические ореолы золота, меди, молибдена и др. элементов, а также шлиховые ореолы золота имеют отчетливое северо-западное направление.

По генезису оруденение предположительно относится к золото-меднопорфировому типу. Эталонным для данного объекта изначально было выбрано аналогичное по генезису Малмыжское месторождение, которое также расположено в Нижнеамурской металлогенической зоне [2].

Малмыжское месторождение локализовано в пределах крупной рудно-магматической системы, вытянутой в северо-восточном направлении, с параметрами 16×4–6 км. На площади выявлено более десяти отдельных «порфировых» центров с золотомедной минерализацией, наиболее крупными из

которых являются Центральный, Долина, Равнина и Свобода. Стратифицированные отложения, представленные преимущественно песчаниками горнопротокской свиты, интенсивно дислоцированы и прорваны многочисленными интрузивами в форме штоков и даек трех фаз становления.

«Порфировые» центры представлены небольшими порфировыми штоками, либо их апикальными частями. По составу это – кварцевые диориты порфировидные, диоритовые порфириты, кварцевые диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры и гранодиориты. Вокруг порфировых штоков отмечаются обширные поля метасоматических изменений как самих штоков, так и вмещающих ороговикованных осадочных пород. Метасоматическая зональность, в целом, типична для меднопорфировых месторождений и выражается в смене от центра к периферии биотит-калишпатовых метасоматитов кварц-серицит-хлоритовыми, далее кварц-серицитовыми (филлизиты) и на периферии пропилитами.

Золото-медно-порфировое оруденение представлено наложенными на метасоматиты минерализованными штокверками двух основных типов: магнетит-сульфидным (существенно медным) и кварц-сульфидным (золото-медным). В плане имеют размеры от первых сотен кв. метров до 1100×1800 м.

Два этих объекта имеют схожее геологическое строение, поэтому была поставлена следующая задача – определить геохимические параметры участков Малмыжского месторождения с целью выявления среди них наиболее близкого по геохимическим параметрам с участком Маглой.

Авторами принято во внимание, что мощность рыхлых отложений на рассматриваемых площадях различна: 1,5–2 метра для водоразделов Центрально-Анаджаканской площади и 10–20 метров для Малмыжского месторождения.

Для исследования взяты две выборки результатов анализов геохимических проб по вторичным ореолам рассеяния (ВОР), содержащие 7387 проб для Малмыжского месторождения и 17 510 проб для Центрально-Анаджаканской площади. Выборки представляют собой обобщение всех геохимических анализов, проводимых на площадях. Для Центрально-Анаджаканской площади в выборке присутствуют как результаты анализов предшественников, так и результаты, полученные в ходе совместных работ АО «Росгеология» и ФГБУ «ЦНИГРИ» в ходе полевых сезонов 2020-2022 годов и некоторых более ранних. По Малмыжскому месторождению приведены результаты работ ООО «Амур Минералс».

Для каждого из объектов выделены аномальные участки по комплексу элементов, характерных для золото-меднопорфиновых систем (Cu-Au-W-Mo). Расчет выполнялся для 14 элементов (Au, Cu, Ag, Bi, Co, Cr, Mn, Mo, Ni, Pb, Sn, V, W, Zn).

Рассматривая распределение элементов в пределах аномалии на Маглойском участке, отмечена зональность распределения с преобладанием W-Mo на северо-западе, Au-Bi в центральной части и Ag-Zn-Pb на юго-востоке. Для каждой из зон определены фоновые содержания и проведены расчеты следующих геохимических параметров – средние и максимальные содержания, площадная продуктивность ($P = (C_{cp} - C_{\phi}) * S$), построены ранжированные ряды [1]. Для Малмыжского месторождения по выделенным аномалиями на 6 участках были выполнены аналогичные исследования. Получены результаты отображены в таблице 1.

Таблица 1

**Ранжированные ряды для участков в пределах
Центрально-Анаджаканской площади и месторождения Малмыж**

<i>Участок Маглой</i>		
Северо-западная зона	Центральная зон	Юго-восточная зона
12,7W-10,1Mo-Bi7,8-Au4,3-Ag2,9-Cu2,9	12,6Au-12Bi-W6,3-Cu3,3-Ag2,6	7,7Ag-4,8Zn-Pb4,2-Bi2,8-Sn2,6-Au2,1-Cu2,1
<i>Месторождение Малмыж</i>		
Северный	Западный-Центральный	Равнина
19,3Cu-11,2Au-Cr8,6-Zn4-Ag2,4	14,5Cu-9,2Au-Ag8,7-W6-Cr5,6-Zn3,1-Pb2	14,5Cu-12,7Au-Ag10,7-Cr2,9-Zn2,2
Долина	АБВ	Свобода-Шарга
11,3Au-6,7Cu-Cr3,4-Zn1,8	15,5Au-7Cu-W6,1-V3,5-Ag3-Cr2,1-Pb2,1	12,1Au-8,4Cr-Cu8,2-Zn2,2

Закономерности ранжированных рядов показывают, что для Малмыжского месторождения характера однородность геохимических показателей для всей площади – на каждом из 6 участков Cu и Au входят в первую тройку элементов. В то же время на площади Маглойского участка отчетливо выделяется зональность с северо-запада на юго-восток: W-Mo аномалия сменяется Bi-Au в центре и Ag-Zn на юго-востоке. Золотая специализация прослеживается только для центральной зоны, для золото-медной отношения меди слишком низкие.

Рассматривая геохимические параметры для данных площадей (табл. 2 и 3), выявляются характеристики, показывающие еще более глубокое различие участков и имеющие важное значение для понимания рудогенеза. Так, отчетливо наблюдается общее повышение содержания элементов, характерных для каждой площади: для Малмыжской площади – это Mn и Cr, для Центрально-Анаджаканской – Bi, Ag, Au, Mo, Sn, W.

Несмотря на присутствие серебра и вольфрама в ранжированных рядах участков Малмыжа, из таблицы 2 видно, что их содержания крайне низкие, на грани пределов обнаружения. В отличие от Маглойского участка,

Таблица геохимических параметров для Малмыжского месторождения.

Малмыж														
Северный			S 3 793 919 м ² n=724					S 498 575 м ² n=127					Равнина	
г/т	Ag	Au	Bi	Co	Cr	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Sn	V	W	Zn
C _{max}	4,2	0,160	0	17,2	1185,0	2121,0	1866,0	10,0	20,0	69,0	0,0	126,3	0,0	433,0
C _g	0,1	0,011		7,0	128,4	152,0	694,0	2,6	12,5	18,9		52,0		119,9
C _g	0,05	0,001	0,5	6,6	15,0	7,9	479,3	3,0	15,0	11,0	2,5	30,0	1,0	30,0
C _g /C _g	2,4	11,222		1,1	8,6	19,3	1,4	0,9	0,8	1,7		1,7		4,0
P, M, %	26	38427		139	42640	54199	80712	-155	-942	2555		8284		33811
Западный-Центральный			S 2 193 919 м ² n=586					S 1 682 046 м ² n=109					АББ	
г/т	Ag	Au	Bi	Co	Cr	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Sn	V	W	Zn
C _{max}	1	0,404	0	23	2628	1241	1740	12	32	408	3	200	6	966
C _g	0,4	0,009		6,3	83,5	114,0	549,8	3,4	12,2	22,0	2,4	48,7	6	92,1
C _g	0,05	0,001	0,5	6,6	15	7,9	479,3	3	15	11	2,5	30	1	30
C _g /C _g	8,7	9,132		0,9	5,6	14,5	1,1	1,1	0,8	2,0	1,0	1,6	6	3,1
P, M, %	83	17603		-72	14795	22923	15223	80	-596	2377		4033		13409
Долна			S 1 790 366 м ² n=64					S 6 896 073 м ² n=362					Свобод-Шар	
г/т	Ag	Au	Bi	Co	Cr	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Sn	V	W	Zn
C _{max}	0	0,932	0	23	311	260	1724	6	20	17	0	61	0	74
C _g	0,011			7,5	51,5	52,5	534,8	3,0	13,3	10,5		40,9		54,4
C _g	0,05	0,001	0,5	6,6	15	7,9	479,3	3	15	11	2,5	30	1	30
C _g /C _g	11,337			1,1	3,4	6,7	1,1	1,0	0,9	1,0		1,4		1,8
P, M, %	18307			161	6529	7987	9928	-6	-313	-90		1953		4361

где эти элементы значительно повышены и даже являются определяющими для зональности. Это может указывать на более низкую степень эродированности Центрально-Анаджаканской площади.

Таблица 3

Таблица геохимических параметров для Центрально-Анаджаканской площади. Для золота продуктивность дана в м²*г/т

Анаджакан														
Северо-западный			S= 2 160 234 м ²			n= 236								
г/т	Ag	Au	Bi	Co	Cr	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Sn	V	W	Zn
C _{мах}	20000	0,200	6000		20	100	600	200	10000	40	100	2000	200	200
C _{ср}	3258,3	0,014	543,9		5,1	23,4	89,2	3,8	1099,4	22,0	27,9	654,3	93,8	38,5
C _ф	1126,7	0,003	69,7		4,7	27,6	31,0	2,6	109,0	17,4	22,5	482,7	69,1	3,0
C _{ср} /C _ф	2,9	4,265	7,8		1,1	0,8	2,9	1,5	10,1	1,3	1,2	1,4	1,4	12,7
P, м ² %	46	23483	1024		69	-903	12564	25961	2140	1007	1167	371	5332	7655
Центральный			S 6 896 073 м ²			n= 969								
г/т	Ag	Au	Bi	Co	Cr	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Sn	V	W	Zn
C _{мах}	30000	2	10000		60	200	3000	60	2000	80	600	2000	200	100
C _{ср}	2906,7	0,042	836,0		6,0	32,2	103,0	3,4	189,2	26,8	24,7	513,3	89,4	19,2
C _ф	1126,7	0,003	69,7		4,7	27,6	31,0	2,6	109,0	17,4	22,5	482,7	69,1	3,0
C _{ср} /C _ф	2,6	12,556	12,0		1,3	1,2	3,3	1,3	1,7	1,5	1,1	1,1	1,3	6,3
P, м ² %	123	265322	5285		877	3159	49669	52349	553	4821	1566	211	13991	11124
Юго-восточный			S 3 130 416 м ²			n= 346								
г/т	Ag	Au	Bi	Co	Cr	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Sn	V	W	Zn
C _{мах}	60000	0,600	2000		200	100	2000	30	300	40	600	6000	200	10
C _{ср}	8718,5	0,007	193,2		6,6	27,0	64,9	4,5	112,9	23,1	93,3	1276,6	88,7	3,2
C _ф	1126,7	0,003	69,7		4,7	27,6	31,0	2,6	109,0	17,4	22,5	482,7	69,1	3,0
C _{ср} /C _ф	7,7	2,103	2,8		1,4	1,0	2,1	1,7	1,0	1,3	4,2	2,6	1,3	1,1
P, м ² %	238	11500	387		595	-164	10622	58805	12	1803	22162	2485	6131	66

Различное распределение висмута на исследуемых площадях может указывать на особенности рудно-магматических систем. Поскольку висмут характерен именно для восстановительной среды, то его крайне повышенные содержания на Маглойском участке могут являться дополнительным аргументом такой среды. На эту мысль также наводит отсутствие магнетита в породах, наблюдаемых на участке.

Для Малмыжского месторождения наоборот – характерно широкое распространение магнетита и содержания висмута на грани предела обнаружения.

Таким образом, отчетливо видна разница между Малмыжским месторождением и Центрально-Анаджаканской площадью. Для Малмыжской системы характерны окислительная среда, однородность геохимического фона, который в качественном отношении прослеживается несмотря на 10-20 метровую мощность рыхлых отложений. Для участка Маглой Центрально-Анаджаканской площади характерны противоположные параметры – восстановительная среда, четкая зональность распределения элементов при мощности рыхлых отложений 1,5–2 метров.

Следовательно, с учетом новых данных, эталонный объект для Маглойского участка следует выбрать иной. Близкие по своим геологическим характеристикам объекты присутствуют в Австралии (месторождение Телфер и др.), однако этот вопрос требует дальнейшего исследования с привлечением других методов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А. и др. «Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых». М.: Недра, 1990.
2. Читалин А. Ф., Ефимов А. А., Воскресенский К. И., Игнатьев Е. К., Колесников А. Г. Малмыж – новая крупная золотомедно-порфировая система мирового класса на Сихотэ-Алине. // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. № 3, 2013. С. 65-69.

Кисельников Ю.В.

ФГБУ «ВСЕГЕИ», СПбГУ

Перова Е.Н.

СПбГУ

Проскурнин В.Ф., Шнейдер А.Г.

ФГБУ «ВСЕГЕИ»

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА AG-CU-PB-ZN РУДОПРОЯВЛЕНИИ НЕЗАБУДКА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР)

Рудопроявление «Незабудка» располагается в пределах Трехсестерского потенциального рудного узла (ПРУ) на полуострове Челюскин в Арктической зоне Красноярского края. В геолого-структурном отношении ПРУ приурочен к Колосовско-Дорожнинской позднерифтовой аккреционной зоне [5] Центрально-Таймырской складчатой мегазоны [1] Тай-

мыро-Североземельской складчатой области. Он складывается сложно смятыми рифейскими образованиями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации, которые представлены: пассивноокраинными ранне-среднерифейскими карбонатно-терригенными углеродистыми отложениями (ждановская толща) с силлами и дайками метагаббродолеритов (северобыррангский комплекс); позднерифейскими вулканитами метаандезибазальт-плагиориолитовыми энсиматических дуг (омулевская толща) с реликтами океанических metabазальтов (дорожнинская толща); позднерифейской надсубдукционной гранит-риолитовой вулканоплутонической ассоциацией (верхнеленинградский вулканогенно-осадочный комплекс, снежинский комплекс). Аккреционный комплекс несогласно перекрыт пассивно-окраинными терригенно-карбонатными толщами позднего рифея (становская, колосовская толщи) и позднего венда-раннего палеозоя, прорван раннемезозойскими монцогранитами, лейкогранитами (пекинский комплекс) и дайками лампрофиров прибрежного комплекса.

Исследование проведено в рамках среднемасштабных геологосъемочных работ ФГБУ «ВСЕГЕИ» по материалам полевого сезона 2019 г. (А.А. Багаева, А.Г. Шнейдер, Н.И. Березюк, М.Ю. Курапов). В ходе геологических маршрутов вкост рудоконтролирующих разломов отбирались штучные пробы, образцы и сколки не реже, чем через 500 м (по методике [4]). Всего изучено 150 образцов пород со всей площади потенциального рудного узла и 15 наиболее представительных – с рудопроявления «Незабудка». Содержания полезных компонентов оценивались по результатам анализов пород методом ICP-MS (Центральная Аналитическая Лаборатория ВСЕГЕИ). Минералого-петрографические исследования и энерго-дисперсионный анализ пород проведены в Ресурсных центрах СПбГУ: «Микроскопия и микроанализ», «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель».

Рудопроявлени «Незабудка» впервые установлено при Аэрофотогеологической съемке м-ба 1:200 000 ПГО «Красноярсгеология» (В.В. Беззубцев и др., 1979). Как потенциальный рудный узел выделен геологами КО СНИИГиМС (А.И. Забияка и др., 1983; С.С. Сердюк и др., 1991). В 2005 на территории узла проводились прогнозно-ревизионные работы МУП «Полярная ГРЭ» (В.В. Гирн и др., 2006). При дальнейших минералогических исследованиях (Проскурнин и др., 2008) и создании Госгеолкарт-1000/3 [2] были подсчитаны и утверждены прогнозные ресурсы категории РЗ.

Рудопроявление приурочено к зоне смятия северо-восточного простирания протяженностью 12 км и шириной до 2 км [3]. В ее пределах выявлены прожилково-вкрапленные и прожилковые минерализованные зоны с

сульфидным оруденением. Кроме прожилков и вкрапленности, сульфиды иногда образуют линзообразные тела почти сливных колчеданных (пиритовых) руд.

Наиболее интенсивная кварц-сульфидная прожилковая минерализация на поверхности проявлена на участке общими размерами 3х1 км к востоку от оз. Тёрх Сестёр (участок «Незабудка»), где наиболее интенсивно развиты метасоматические процессы. Согласно результатам бурения (В.В. Беззубцев и др., 1979) на участке вскрыты два рудных пересечения мощностью 25 и 80 м. В рудных образованиях развиты пирит, халькопирит, сфалерит, бурнонит $\text{CuPb}(\text{SbS}_3)$, герсдорфит $\text{Ni}(\text{AsS})$. Рудные минералы сопровождаются выделениями кварца, мусковита, железистого хлорита, каолина, пиррофиллита, Fe-Mg карбонатов, турмалина. По данным полуколичественного атомно-эмиссионного анализа, золотоспектрометрии и пробирного анализа, средние содержания элементов составляют: свинец – 5%, цинк – 0,5–2%, медь – 0,2%, серебро – 100 г/т, золото – 0,01–0,35 г/т.

Вмещающие породы для прожилковой минерализации на участке «Незабудка» представлены метапелитами, метариолитами и метадолеритами (рис. 1, а, б, в). Для углеродистых сланцев, кварцитопесчаников и метариолитов характерны мелкозернистая гранолепидобластовая структура, реликтовые – псаммитовая, псефитовая либо, соответственно, порфировая. В составе таких пород преобладают кварц, мусковит и железистый хлорит, реже – олигоклаз. В отдельных разностях пород присутствует углеродистое вещество. В подчиненном количестве наблюдаются рутил, циркон, гидроксипапатит, турмалин, монацит, ксенотим. Эпидот-актинолит-хлорит-плагиоклазовые сланцы обладают средне-мелкозернистой гранонематобластовой, гранолепидобластовой структурой, редко с элементами бластоофитовой. Характерным второстепенным минералом рассматриваемых пород является титанит. В качестве акцессорного минерала выступает гидроксипапатит.

Минерализация является наложенной на вмещающие метаморфические породы. Развитие прожилково-вкрапленного типа выражается формированием линзовидных, согласных со сланцеватостью пород прожилков с мелкими вкрапленными агрегатами, строение которых всюду закономерно: в осевой части располагаются кубические зерна пирита, а в их тенях давления кристаллизуются шестоватые зерна кварца, реже – железистого хлорита, сидерита и анкерита-доломита. (рис. 1, г, д, е). Тени давления и нередко наблюдаемые δ -структуры в таких агрегатах указывают на пластичный характер деформаций пород. Увеличение мощности вкрапленных агрегатов ведет к образованию пирит-кварц-карбонатных жил. Часто отмечаются тонкие ветвящиеся трещинки, выполняемые железистым хлоритом.

Стадии / Минералого-петрографическая характеристика стадийных образований			Условия образования, минеральные ассоциации
I	а	б	Зеленосланцевая фация Ассоциации: А. (Qtz+Pl+Mus)+/-Rt в метавелитах (кварцитопесчаники, метарюпидиты и слюдистые сланцы) Б. (Pl+Erp+Act+Chl)+/-Tit в метабазах
	в		
	г	д	
II	е	ж	Наложенная минерализация: (Qtz+Py+Chl+Carb) В трещинах, согласных линзах и прожилках; тени давления, δ-структуры Хрупкие и пластичные деформации
	з	и	
III	к	л	Пирит, арсениопирит, халькопирит, сфалерит, кенаргентогетеридит, пираргирит, селениды и теллуриды серебра и свинца Секундные трещины и прожилки Хрупкие деформации
	м	н	
	о	п	

Рис. 1. Схема стадийности формирования минерализации на рудопроявлении Незабудка. а, д, е – фото шлифов без анализатора, г – фото шлифа с анализатором, д, з – фото аншлифов без анализатора; ж, и – фото аншлифов в обратно-рассеянных электронах. Масштаб единый.

Метаморфические породы:

а – слюдястый кварцитопесчаник, б – метариолит бластопорфировый, в – хлорит-актинолит-эпидотовый сланец;

Ранние гидротермальные образования:

г – пирит-кварц-карбонатная жила, д – сигма-структура в пирит-кварцевом агрегате в слабооруденелом слюдястом сланце, е – хлорит-титанитовые прожилки в зеленом сланце

Поздние гидротермальные образования:

ж – пентагондодекаэдрические зерна мышьяковистого пирита с тонкими прожилками галенита и теллуридов серебра, з – прожилковые пирит-арсениопирит-галенитовые руды, и – пираргирит, селениды свинца и теллуриды серебра в трещинке в халькопирите

Условные обозначения: Qtz – кварц, Pl – плагиоклаз, Mus – мусковит, Rt – рутил, Tit – титанит, Ep – эпидот, Act – актинолит, Chl – хлорит, Py – пирит, Py-4 – пирит кубического габитуса, Py-5 – пирит пентагондодекаэдрического габитуса, Ар – арсениопирит, Chpy – халькопирит, Gal – галенит, Prg – пираргирит, Pb-Se – селениды серебра, Ag-Te – теллуриды серебра

Прожилковая минерализация (рис. 1, ж, з, и) имеет секущее положение относительно прожилково-вкрапленной. Выделения рудных минералов сопровождаются сидеритом и железистым кальцитом, мусковитом, кварцем. В рассматриваемых образованиях наиболее ранним рудным минералом является мышьяковистый пирит. Он формирует цепочки пентагододекаэдрических зерен (согласно результатам энерго-дисперсионного анализа, содержание As в ядре – до 1,0 масс.%, в краевых частях зерен – до 3,5 масс.%). Вероятно, с таким пиритом связано золотое оруденение. Золотосодержащих минералов в прожилковых образованиях нами не обнаружено, однако именно появление такого пирита обуславливает повышенные содержания золота в ряде кварц-карбонатных жил (по нашим данным – первые десятые г/т, до 0,5 г/т).

Арсенопирит развивается в виде сростков мелких игольчатых индивидов. Последующие пирит, халькопирит и сфалерит образуют ксеноморфные выделения. Сфалерит содержит тонкую редкую равномерную вкрапленность халькопирита, что указывает на распад соответствующего твердого раствора. В центральных частях прожилков размещаются галенит, кеноаргентотетраэдрит (состав изменяется от $(\text{Ag}_{3,61}\text{Cu}_{2,39})_{6,00}(\text{Cu}_{2+3,91}\text{Fe}_{0,09})_{4,00}(\text{Zn}_{1,62}\text{Fe}_{0,32})_{1,94}[(\text{Sb}_{2,21}\text{As}_{1,85})_{4,06}\text{S}_{12,72}]$ – в ядерных частях, до $(\text{Ag}_{5,42}\text{Cu}_{0,38})_{6,00}\text{Cu}_{2+4,00}(\text{Zn}_{1,59}\text{Fe}_{0,43})_{2,02}(\text{Sb}_{3,93}\text{S}_{12,03})$ – на периферии), пираргирит ($\text{Ag}_3[\text{SbS}_3]$), селениды и теллуриды свинца и серебра.

Таким образом, минералообразование на рудопроявлении происходило стадийно. Исходные породы преобразованы в условиях зеленосланцевой фации. При начальном развитии рудного процесса породы претерпели преимущественно пластичные деформации с развитием согласных пирит-кварц-хлорит-карбонатных жил и прожилков. Золотосодержащее серебро-полиметаллическое оруденение формировалось в условиях хрупких деформаций. Золотое оруденение (до 0,5 г/т), вероятнее всего, связано с ранними этапами минералообразования. Медно-цинковое оруденение характерно для средних, промежуточных этапов, а серебряная и свинцовая минерализация отчетливо связана с наиболее поздними этапами минералообразования на участке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
2. Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации, масштаб 1:1000000 (третье поколение), серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская, лист Т-45-48 м. Челюскин – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013, 472 с.

3. Науменко Н.Г. Комплексные рудопроявления благородных и цветных металлов вблизи озера Трех Сестер. В сб.: Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа и перспективы их освоения // Материалы научно- практической конференции 25-28 октября 2004 г. ВСЕГЕИ. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004 г. – С.181-183.
4. Плющев Е. В., Шатов В. В., Ушаков О. П., Беляев Г. М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований – Л.: Недра, 1981, 262 с.
5. Проскурнин В.Ф. Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциала // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. СПб, 2013. 40 с.+2 вкл.

Ковалев А.А., Макаров В.А.

ФГАОУ ВО СФУ

ГАЗОВЫЕ СИСТЕМЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ВЕРХНЕ-ЕНАШИМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Вопросы классификации УВ и не УВ газовых смесей различного состава и свойств (в том числе токсичных, горючих и взрывоопасных) из пород и вод рудных месторождений России рассматривались неоднократно и достаточно изучены [5], однако исследование данной проблемы на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа освещено фрагментарно и ограничено изучением флюидных включений рудовмещающих отложений [2, 3]. Первые данные о современном газовом потоке (свободных и сорбированных газах) на одном из золоторудных объектов Верхне-Енашиминского рудного узла [4] были получены авторами настоящей работы.

На территории исследования хроматографическим и изотопным масс-спектрометрическим методами впервые изучены качественные, количественные параметры и генетические показатели газовых систем подземных вод и воздуха приземной атмосферы.

Водорастворенные газы буровзрывных и дренажных скважин имеют углекислотно-кислородно-азотный состав, и только в двух пробах жидких флюидов, последний изменяется на метан-кислородно-азотный (Табл 1.).

Для данных газовых систем характерны экстремальные количественные показатели O_2 и N_2 , которые составляют 1,88 и 94,42 % об соответственно («мертвый воздух»). Максимальные содержания гелия в большей степени характерны для вод из буровзрывных скважин и составляют до 0,022 % об, что более чем в 50 раз превышает средневзвешенное значение для гидросферы ($4,2 \cdot 10^{-4}$ % об.) [1].

Таблица 1

Статистические параметры компонентов газовых систем подземных вод

	Объемная доля компонента, $n \times 10^{-3} \% \text{ об.}$			Объемная доля компонента, % об.				
	CH ₄	ΣC_2-C_4	ΣC_5-C_6	H ₂	O ₂	N ₂	CO ₂	He
Мин	0,227	0,012	0,0014	0,0014	1,88	72,3	0,10	0,00049
Макс	2250	84,61	0,958	0,3783	21,45	94,42	8,57	0,02199
Ср	11,92	0,97	0,0922	0,0146	19,60	78,75	1,01	0,00073

В углеводородной части газовых систем определены: метан, этан, этилен, пропан, пропилен, бутан, изобутан, бутилен, пентан и изопентан, а также изомерные соединения гексана: 2,2 – диметилбутан, 2,3 – диметилбутан, 2 – метилпентан и 3 – метилпентан.

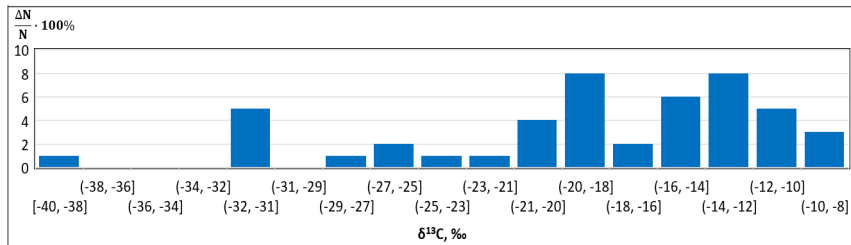
Установлена отрицательная корреляция кислорода с азотом, прямая взаимосвязь метана и его газообразных гомологов с гелием (Табл. 2).

Таблица 2

Корреляционная матрица компонентов газовых систем подземных вод

	CH ₄	C ₂ -C ₄	C ₅ -C ₆	H ₂	O ₂	N ₂	CO ₂	He
CH ₄	1,00							
C ₂ -C ₄	0,87	1,00						
C ₅ -C ₆	0,06	0,08	1,00					
H ₂	-0,04	-0,05	-0,01	1,00				
O ₂	-0,21	-0,29	-0,22	-0,06	1,00			
N ₂	0,13	0,22	0,20	0,08	-0,87	1,00		
CO ₂	-0,05	-0,03	0,08	-0,12	-0,25	-0,08	1,00	
He	0,96	0,83	0,00	-0,04	-0,21	0,14	-0,06	1,00

В природных водах объекта исследований изученный CO₂ характеризуется тремя значениями $\delta^{13}C_{\text{ср}}$: -12,8 ‰, -18,5 ‰, -31,5 ‰, что свидетельствует о полигенности углекислоты, участвующей в формировании газовых систем вод (Рис. 1).

Рис. 1. Вариации изотопного состава углерода CO₂ газовых систем подземных вод

Состав газовых систем приземной атмосферы, как и водорастворенных газов – углекислотно-кислородно-азотный (Табл. 3).

Таблица 3

Статистические параметры компонентов газовых систем воздуха приземной атмосферы

	Объемная доля компонента, $n \times 10^{-3} \% \text{ об.}$			Объемная доля компонента, $\% \text{ об.}$			
	CH ₄	ΣC_2-C_4	ΣC_5	H ₂	O ₂	N ₂	CO ₂
Мин	0,20	0,003	0,020	0,001	20,57	76,83	0,07
Макс	0,27	0,067	0,153	0,002	21,45	78,79	1,50
Ср	0,22	0,021	0,075	0,001	20,96	77,90	0,60

Установлено, что средние содержания CO₂ и водорода имеют 20-кратные превышения над эмпирическими значениями фона данных компонентов в воздухе [1]. Кроме неуглеводородных составляющих флюидальных систем идентифицированы газообразные и парообразные УВ: метан, этан, этилен, пропан, пропилен, n-бутан, изобутан, бутилен, изопентан и пентан включительно.

Выявлена прямая корреляционная связь метана и его газообразных гомологов с углекислым газом; взаимосвязь пентанов с ΣC_2-C_4 и обратная зависимость двуокиси углерода с азотом (табл. 4).

Таблица 4

Корреляционная матрица компонентов газовых систем воздуха приземной атмосферы

	CH ₄	ΣC_2-C_4	ΣC_5	H ₂	O ₂	N ₂	CO ₂
CH ₄	1,00						
ΣC_2-C_4	0,71	1,00					
ΣC_5	0,18	0,62	1,00				
H ₂	0,08	-0,01	-0,24	1,00			
O ₂	-0,39	-0,45	-0,07	0,14	1,00		
N ₂	-0,41	-0,60	-0,52	0,19	0,20	1,00	
CO ₂	0,54	0,82	0,47	-0,12	-0,46	-0,76	1,00

Изотопными исследованиями определен тяжелый состав углерода углекислого газа, укладывающийся в диапазон значений $\delta^{13}C$ от -5,5 ‰ до -9,7 ‰, при среднем показателе $\delta^{13}C_{\text{ср}} = -8,2 \text{ ‰}$.

Резюмируя представленный материал можно сделать вывод, что:

- изученные подземные воды и вмещающие отложения склонны к газопроявлению, что подтверждается наличием современного газообразного и парообразного флюидного потока;

- состав исследованных газовых систем характеризуется наличием углеводородных и неуглеводородных компонентов: неуглеводородная составляющая состоит в различных соотношениях из азота, кислорода, двуокиси углерода, водорода и гелия; УВ часть состоит из метана и его гомологов; парообразные высококипящие углеводороды представлены пентанами и гексанами, а также их изомерами;
- наличие в газовых системах изомерных соединений гексана, способных мигрировать в зону поискового геохимического зондирования только в виде ретроградных растворов, свидетельствуют о аллохтонности вмещающим породам и водам;
- корреляционная связь метана и его гомологов в одном случае с углекислым газом тяжелого изотопного состава (газовые системы воздуха), в другом – с гелием (газовые системы подземных вод) подтверждает участие процессов миграции в формирование УВ и неУВ газовых полей.

Комплекс перечисленных выше фактов, абстрагируясь от минимизированного вклада антропогенной составляющей в состав газовых полей, позволяет авторам сделать предположение, о том, что в формировании газовых систем приземной атмосферы и подземных вод принимают участие, как глубинные газы, так и газы мигрирующие из комплексов пород сопредельных территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. Москва: Недра, 1977. 180 с.
2. Гибшер, Н. А. Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский кряж): температура, давление, состав рудообразующих флюидов, $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов, $^3\text{He}/^4\text{He}$ флюидов, Ar-Ar возраст и продолжительность формирования / Н. А. Гибшер, А. А. Томиленко, А. М. Сазонов, Т. А. Бульбак, М. А. Рябуха, С. А. Сильянов [и др.] // Геология и геофизика. – 2019б. – № 9. – С. 1310–1330.
3. Звягина Е.А. и др. Рудогенез месторождения золота Олимпиада (Енисейский кряж, Россия). – 2019.
4. Ковалев А. А. Свободные и сорбированные углеводородные и неуглеводородные газы углеродисто-терригенных пород золоторудных месторождений Енисейского кряжа // Успехи органической геохимии. – 2022. – С. 114-116.
5. Матвиенко Н. Г. Газобезопасность освоения рудных месторождений // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2000. № 7. С. 31.

Коваль А.В., Александров В.В.

АО «Центральное ПГО»

НОВЫЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ ОБЪЕКТЫ ЗАПАДНО-РЕЖЕВСКОЙ ПЛОЩАДИ (СРЕДНИЙ УРАЛ), ФАКТОРЫ ИХ КОНТРОЛЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ

Средний Урал является старейшим горнорудным районом нашей страны, в тоже время несмотря на длительную историю его изучения в его пределах возможно открытие новых месторождений полезных ископаемых, в том числе и рудного золота. Последние данные по золотоносности Западно-Режевской площади отчасти подтверждают такое положение дел и позволяют положительно оценивать данную территорию на обнаружение новых золоторудных объектов.

С 2021 г. АО «Росгеология» в пределах Западно-Режевской площади ведет поисковые работы на рудное золото за счет средств Государственного бюджета. Основная цель работ – выявление объектов золото-сульфидно-кварцевых руд и золотоносных кор химического выветривания в минерализованных зонах среди вулканогенно-терригенных и интрузивных комплексов; локализация и оценка прогнозных ресурсов золота. В настоящий момент работы продолжаются, их завершение планируется в декабре 2023 г.

В региональном плане Режевская площадь располагается на территории Восточно-Уральской мегазоны, в пределах Восточно-Мурзинской металлогенической зоны, в южной части захватывая территорию Режевского рудного узла.

Район работ находится в пределах дислокационной зоны, контролируемой Асбестовским глубинным разломом. Данная дислокационная зона развита по осадочным и вулканогенным породам девона и ограничена с запада Соколовским (P_{1pt_2}) и Адуйским (P_{3ad}) гранитоидными массивами, а также на северо-западе Точильногорским ультраосновным массивом (V_{1al_1}). С юго-востока и востока дислокационная зона ограничена Режевским и Останинским ультраосновными массивами (V_{1al_1}). Осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы рудянской толщи (D_{1-2rd}) и маминской свиты (D_{2-3mm}) интенсивно тектонически дислоцированы, характеризуется чешуйчато-надвиговым строением. Развита милониты, катаклазиты, вплоть до формирования зон полимиктового меланжа с линзами серпентинитов среди дислоцированных пород девона. В пределах дислоцированных зон нередко отмечаются небольшие тела и дайки гранитоидов и диоритоидов каменского (C_{2-3km}) и гранитоидов петуховского (P_{1pt_2}) комплексов.

Предпосылками для постановки поисковых работ были установлены предшественниками геохимические аномалии мышьяка, отдельные

пункты золотоносности и достаточно широкое развитие золотоносных россыпей в прошлые века, активно отрабатывавшихся старателями.

В пределах Западно-Режевской площади в результате проведенных поисковых работ были выявлены 12 рудных зон. Наиболее перспективными являются рудные зоны Камышная, Никольская, Межевая, Режевская I и Режевская II находящиеся в южной части площади. Протяженность выявленных рудных зон от 500–600 м до нескольких километров, ширина 40–200 м. Основанием для выделения рудных зон явился комплекс прямых и косвенных поисковых признаков [1]. К прямым признакам относятся точки с повышенными и высокими содержаниями золота, а также наличие шлихового золота рудного облика в корях выветривания. К использованным косвенным признакам относятся: геохимические аномалии мышьяка и в меньшей мере серебра, свинца, цинка, меди и вольфрама; признаки гидротермально-метасоматических изменений в породах, наличие кварцевых жил и прожилков, окисленной и свежей сульфидной минерализации; наличие слабоокатанного золота в элювиально-делювиальных отложениях; наличие следов старых разведочных и эксплуатационных горных работ.

Более подробно рассмотрим две наиболее результативные рудные зоны – Камышную и Никольскую. Данные рудные зоны находятся в достаточной близости друг от друга и расположены в западной части участка Камышный. Протяженность рудной зоны Камышной около одного километра, Никольской около 700 м. Ширина рудных зон колеблется от 50 до 200 м (Рис. 1).

Простирание данных рудных зон в целом субширотное, падение на север под углами 20-60°. Вмещающими рудные зоны породами являются углеродистые алевропелиты – рассланцованные и полосчатые породы серого, темно-серого цвета. В пределах рудных зон данные породы интенсивно меланжированы, местами катаклазированы и брекчированы, а также в разной степени метасоматически преобразованы процессами характерными для березит-лиственитовой и аргиллизитовой формаций [2]. В пределах выявленных рудных зон обнаружены фрагменты потенциальных рудных тел по своим параметрам, отвечающие кондиционным. Средневзвешенные содержания золота по рудным пересечениям достигают кондиционных уровней, а истинная мощность в ряде случаев превышает 10 м.

Минерализованные породы в пределах рудных интервалов Камышной зоны сильно меланжированы, березитизированы и аргиллизированы, кварцевых прожилков почти нет, наблюдается рассеянная вкрапленность (до 5%) пирита и арсенопирита находящихся примерно в равном соотношении. Минерализованные породы Никольской рудной зоны сильно тектонизированы, содержат большое количество кварцевых жилок и прожилков, кроме

того, породы сильно березитизированы и аргиллизированы. В следствие аргиллизации метасоматиты сильно глинизированы, имеют «рыхлый» облик, но при этом наблюдается вкрапленность неоокисленного пирита и в меньшей степени арсенопирита.

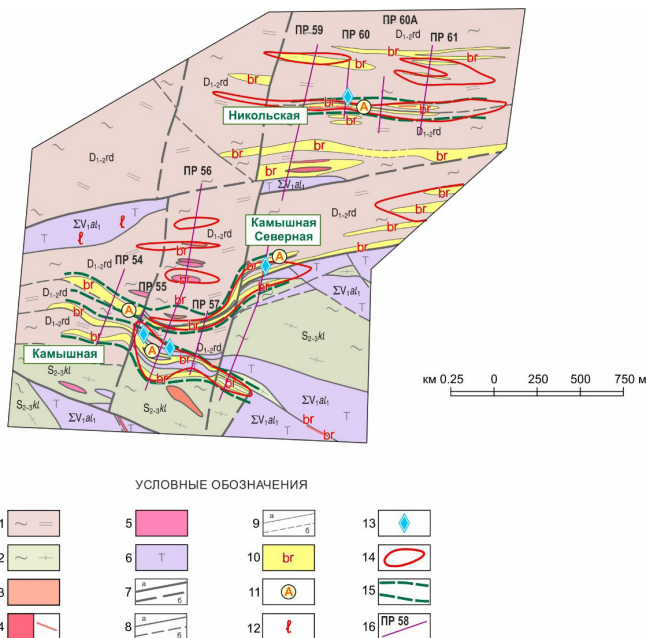


Рис. 1. Схематический геологический план Камышной и Никольской рудных зон:

- 1 – углеродистые алевропелиты рудянской толщи (D1-2rd); 2 – сланцы кварц-хлорит-биотит-полевошпатового переменного состава колютинской свиты (S2-3kt); 3 – граниты петуховского комплекса (P1pt2); 4 – граниты каменского комплекса (C2-3km); 5 – гранодиориты и диориты каменского комплекса (C2-3km1); 6 – апосерпентинитовые карбонат-гальковые сланцы алапаевского комплекса (V1al1); 7 – разломы главные установленные (а) и предполагаемые (б); 8 – разломы второстепенные установленные (а) и предполагаемые (б); 9 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 10 – березиты; 11 – аргиллизация; 12 – лиственитизация; 13 – арсенопиритовая минерализация; 14 – ореолы золота уровня 0,1 г/т и выше; 15 – границы установленных рудных зон; 16 – линии поисковых профилей

По предварительным данным, (так как работы ещё не окончены) золото в минерализованных породах Камышной и Никольской рудных зон относится преимущественно к пылевидному и тонкому классам крупности (около 0,01–0,07 мм), реже отмечаются более крупные зерна. Более крупное золото чаще отмечается по Никольской зоне.

В ходе выполнения поисковых работ было выявлена ведущая роль тектонического фактора контроля золотого оруденения. На основе проведенных работ и с учетом предшествующих данных уточнено геологическое и тектоническое строение Западно-Режевской площади, а также составлена тектоническая схема контроля золотого оруденения Западно-Режевской площади. В результате этой работы были определены участки наиболее благоприятные для обнаружения потенциальных золоторудных объектов.

Исходя из полученных данных в наиболее результативной и перспективной южной части площади сходятся три рудоносные системы разломов:

1. Система Асбестовского разлома субмеридианального направления (на рис. 2 показана красным). Данная система подходит к площади с юга, где за её пределами контролирует рудопоявления Шамейское, Безымянный Лог и золоторудное месторождение Гагарское.

2. Система Арамашковского разлома (на рис. 2 показана желтым) подходит с площади с северо-востока со стороны Арамашковского золоторудного проявления.

3. Система так называемого Режевского разлома (на рис. 2 показана синим) имеет направление субширотное, слегка на северо-запад. Данная система разломов контролирует такие золоторудные проявления как Межевое и Пробойное.

Все три системы разломов являются рудоносными, однако наиболее благоприятными для контроля потенциальных объектов являются узловые участки их сочленения и пересечения. Полученные данные подтверждают эту модель: наиболее значимые результаты получены именно в таких участках (рудные зоны Камышная, Никольская, Межевая и др). Эти же участки маркируются наиболее интенсивными аномалиями мышьяка, достигающими в своей концентрации десятых долей процентов и иногда первых процентов.

По-видимому, также значимым критерием является наличие в таких узловых тектонических сопряжениях проявлений рудной аргиллизации. В рудных скважинах Камышной, Никольской и Межевой зон, непосредственно в рудных интервалах, породы помимо березит-лиственитовых изменений также содержат изменения характерные для аргиллизитовой формации, которые фиксируются как по внешним признакам (короподобные разваливающиеся, рассыпчатые, глинизированные метасоматиты с вкрапленностью неокисленных пирита и арсенопирита), так и в шлифах – развитие гидрослюдистых минералов, карбонатов (кальцит, сидерит), наличие халцедоновидного и рисовидного кварца.

Тектоническая схема контроля золотого оруденения Западно-Режевской площади приведена на рисунке 2.

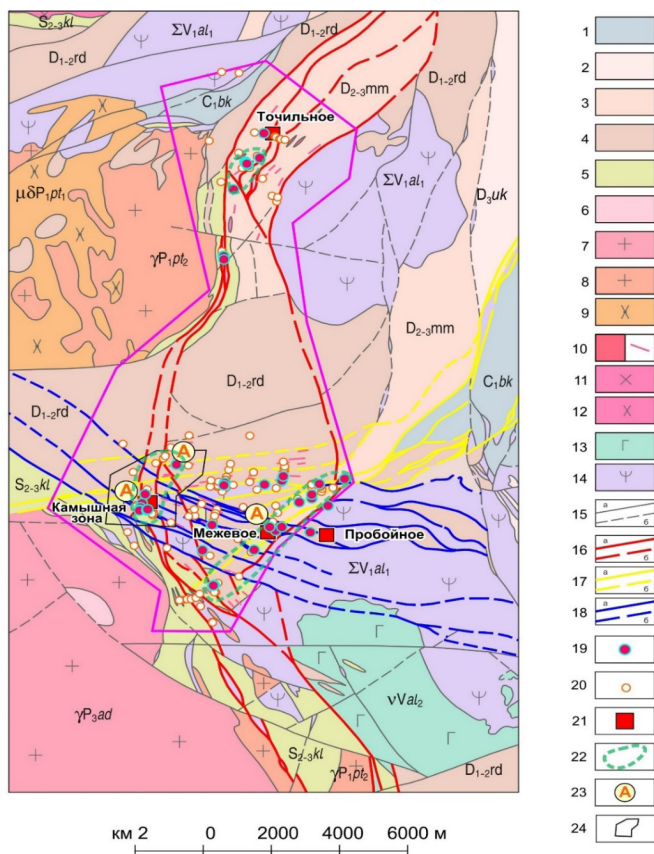


Рис. 2. Схема структурно-тектонического контроля золотого оруденения:

1 – известняки битуминозные (C_{1bk}); 2 – терригенные породы (D_{3uk}); 3 – основные вулканиты (D_{2-3mm}); 4 – основные вулканиты и терригенные породы рудянской толщи (D_{1-2rd}); 5 – сланцы кварц-хлорит-биотит-полевошпатового (S_{2-3kt}); 6 – гнейсы адуйского комплекса (P_{1ad}); 7 – граниты адуйского комплекса (P_{3ad}); 8 – лейкограниты петуховского комплекса (P_{1pt}); 9 – монцодиориты петуховского комплекса (P_{1pt}); 10 – граниты каменского комплекса (C_{2-3km}); 11 – гранодиориты каменского комплекса (C_{2-3km}); 12 – диориты каменского комплекса (C_{2-3km}); 13 – габбро алапаевского комплекса (V_{1al}); 14 – серпентиниты алапаевского комплекса (V_{1al}); 15 – тектонические нарушения установленные (а) и предполагаемые (б); 16 – разломы Асбестовской системы; 17 – разломы Арамашковской системы; 18 – разломы Режевской системы; 19 – точки минерализации золота (0,5 г/т и выше); 20 – точки минерализации золота (0,1-0,5 г/т); 21 – проявления рудного золота; 22 – потенциальные золоторудные объекты; 23 – проявления аргиллизации; 24 – контур Камышной и Никольской рудных зон

Таким образом, полученные данные по золотоносности западно-Режевской площади позволяют положительно оценивать данную территорию на обнаружение новых золоторудных объектов. Следует отметить, что при проведении поисковых работ важное значение имеет анализ структурно-тектонического строения района работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранников А.Г. Прогнозирование и поиски месторождений полезных ископаемых. Учеб. пособие. – Екатеринбург: УГТА, 1999.
2. Грязнов О.Н. Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. – М.: Недра, 1992.

Козлов Г.А.

ФГБУ «ВСЕГЕИ»

ГЕНЕЗИС И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД БОТОМСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)

Под Центрально-Якутским железорудным бассейном понимается территория лево- и правобережья реки Лена от долины р. Намана на западе, до долины р. Алдан на юге и востоке, включающая многочисленные проявления и малые месторождения марганцовистых бурых железняков. В его пределах выделен ряд более крупномасштабных минерагенических подразделений, включая так называемую Ботомскую минерагеническую зону и Усть-Ботомский рудный узел. Суммарно в пределах данных подразделений выявлено 34 рудопоявления, 1 малое месторождение и множество пунктов минерализации, а элювиально-делювиальные развалы бурых железняков имеют практически повсеместное распространение.

Формирование данных образований связывалось предшественниками с процессами осадконакопления, или выноса гелей железа гидрогенными растворами из терригенных и прибрежно-морских юрских осадков с перетолжением их на границе с карбонатной средой, выступавшей геохимическим барьером. Возраст руд оценивался разными исследователями, как триасовый «доюрский», верхнеюрский, палеогеновый или неоген-четвертичный (Протопопов, 1928; Атласов, 1930; Донцов и др., 1942; Колпаков, 1953; Хан и др., 1964; Потапов и др, 1982; Камалетдинов и др., 1984; Гриненко и др., 1985; Андреев и др., 1991 и др.; Гаев и др., 1992; [1,2]).

Результаты работ отдела металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых ФГБУ «ВСЕГЕИ», проведенные в рамках составления

комплектов геологических карт масштаба 1:1 000 000 листов Р-52 – Якутск позволили установить, что распространенные в пределах территории образования имеют выраженные минералого-геохимические особенности и положение в структурах геологического строения территории, что позволяет пролить свет на вопросы их генезиса и классификации.

В ходе полевых наблюдений и изучения данных предшественников было установлено, что рудовмещающую роль в пределах территории выполняют следующие стратиграфические подразделения, закономерно распространенные в северной, восточной и южной части территории.

1. Слои, линзы и горизонты бурых железняков в основании сырсарской толщи олигоцен-миоценового возраста (далее сырсарский тип) мощностью 1.0–8.0 м при протяженности пластов в сотни метров, до первых километров.

2. Прослои и линзы в базальных горизонтах (конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники) в основании раннеюрской укугутской свиты и зоне контакта юрского и кембрийского комплекса (далее укугутский тип), мощностью до 5.0 м при протяженности линз в первые км.

3. Сплошные массы и скопления обломков бурых железняков в объеме продуктов выполнения карстовых полостей эоценового возраста в кембрийских известняках (кырбыканская толща) и ассоциированные с ними породы ранне-среднекембрийского возраста в той или иной степени содержащие окисленное железо в порах, трещинах, кавернах и пустотах (далее кырбыканский тип) мощностью до 13,7 м, протяженностью в первые сотни метров.

Руды характеризуются сходным геологическим строением и представлены кусковыми, оолитовыми, порошковыми, конгломеро-брекчиевыми текстурами при существенно лимонит-гётитовом составе с примесью пиролюзита, псиломелана, вернадита и других сложных оксидов и гидроксидов железа и марганца с аморфными, тонкозернистыми и натечными структурами. Среди аутигенных минералов наблюдаются в основном монтмориллонит, гидрослюда и смешанно-слоистые ожелезненные смектиты. Наиболее распространенными литотипическими разновидностями в пределах территории являются:

1. Кусковые плотные массивные или грубообломочные руды, состоящие из обломков, преимущественно гравийной размерности – (3–5 см, реже 20–30 см) и крупных (до 1 м) глыб бурого железняка;

2. Порошковые руды, встречающиеся в виде небольших гнездообразных скоплений, реже пропластов среди кусковых руд рыхлые, тонкозернистые;

3. Оолитовые руды в виде малых скоплений в кусковых рудах. В виде трубчатых и гороховидных образований, размерами 3–5 мм с низкой плот-

ностью, хрупкостью, скорлуповидной и концентрически-зональной структурой.

4. Ожелезненные брекчии и песчаники с обломками кремнистых и карбонатных пород, конгломератов, песчаников, кварцевых жил и джаспероидов с железистым цементом в том числе в глинах коры выветривания наблюдаются в виде линз и небольших слоёв мощностью до 3,0 м.

5. Системы каверны и пустот неправильной формы и незначительного размера в глинистых известняках, органогенных и органогенно-обломочных карбонатных породах, в доломитах, выполненные бурыми железняками.

Не смотря на весьма сближенные минералого-геохимические характеристики, руды различных типов имеют свои выраженные особенности. Руды всех типов характеризуются близкларковыми концентрациями Mo, Ni, Pb, при аномально высоких (5–35 кк) содержаниях As. При этом, в породах кырбыканского типа отмечается надкларковое концентрации U (до 4 кк), V (до 2,38 кк, Y (до 3,69 кк), Zn (до 14,22 кк), не отмечающееся в породах других типов. Наибольшие концентрации Mn (до 15,48 %) наблюдаются в породах сырсарской толщи, в то время как руды в отложениях укугутской свиты и кырбыканской толщи характеризуются низкими содержаниями Mn, не более 2 %. В рудах из отложений сырсарской толщи наблюдается уменьшение концентрации Cu, Ni, Co, Zn с ростом содержания Fe, в то время как в рудах из укугутской свиты и кырбыканской толщи фиксируется их закономерный рост. Также наблюдается прямая корреляция As и Fe в породах кырбыканской и сырсарской толщи, в то время как для руд укугутской свиты содержания As уменьшаются с ростом Fe.

Характер отношения ряда индикаторных элементов (Ti/Zr, Ba/Sr, V/Cr, U/Th, Mo/Co, Ni/Co, La/Yb) [4] указывает на различия в условиях формирования руд. В частности, для руд укугутской свиты моделируется более активная гидродинамика бассейна с прибрежно-морскими условиями осадконакопления, в то время как руды сырсарского и кырбыканского типа формировались в континентальных условиях при активной роли опресненной воды. В то же время, индикаторные показатели окислительно-восстановительного потенциала рудоформирующих процессов дают противоречивые значения. Так отношения Cr/V, и Mo/Co указывают на формирование руд кырбыканского типа в обогащенных кислородом условиях, а руд сырсарского и укугутского типа в анаэробных и переходных условиях, в то время как отношения U/Th и Ni/Co наоборот указывают на обогащенность рудоформирующей среды кислородом для всех трех типов руд. Последнее может быть связано с длительной историей развития оруденения, повсеместно испытывавшего влияние гидрогенно-инфильтрационных процессов в кайнозое, составом петрофонта питающей провинции и геохимическим особенностям

вмещающих и подстилающих комплексов (в частности региональное обогащение пород Co,Mo) [3]. При этом особенности накопления Ho, Y, Nd и характер Ce-аномалии в породах, в сравнении со стандартом PAAS являются характерным для руд гидрогенно-инфильтрационного генезиса [5].

Спектры распределения REE в значительной степени различаются для пород трех выделяемых типов. Так для пород Сырсарского типа наблюдается в целом пологий угол наклона фигуративных линий с выраженной положительной Eu-аномалией, но полярными значениями Ce-аномалии и характером фигуративных линий, отвечающих как сингенетическими Fe-Mn коркам, так и гидрогенным образованиям, но значительно обедненным (почти на порядок) относительно стандартных значений [5]. Руды укугутского типа формируют две различных по характеру группы значений, с пологим наклоном фигуративных линий (при резкой обедненности пород Sm, относительно стандарта PAAS [6]), а также группу пород, обедненных лёгкими РЗЭ. В то же время породы кырбыканской толщи формируют две схожих группы значений, первая из которых приближена к таковой для руд сырсарской толщи и укугутской свиты, а вторая характеризуется еще более резким обеднением легкими РЗЭ относительно стандарта PAAS [6]. Важно то, что спектры второго типа по характеру аналогичны таковым для образцов из кор выветривания сульфидных (существенно пирит-марказитовых) Pb-Zn руд в подстилающих породах раннего кембрия.

Таким образом, относимые на сегодняшний день к одному типу рудопроявления железа и марганца территории имеют различия в генетических аспектах и обладают выраженными литолого-структурными и минералогическими особенностями.

Полученные данные позволяют предполагать, что формирование руд укугутского типа связано с процессами юрского прибрежно-морского осадконакопления, на который наложились растянутые по времени гидрогенно-инфильтрационные процессы мезо-кайнозойского возраста.

Руды кырбыканского типа сформировались в результате механического и инфильтрационного переноса вещества в карстовые полости, за счет разрушения и переотложения руд укугутского типа и сульфидной минерализации в карбонатных породах кембрия.

Руды сырсарского типа также сформированы за счет переотложения руд укугутского типа и являются результатом механического и частично хемогенного осаднения в континентальном пресноводном бассейне (аллювиально-озерные отложения древней террасы р. Лена), что в том числе подтверждается их залеганием на эродированном карбонатном цоколе, не содержащем следов гипергенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Том 3. Восточная Сибирь // Ред. Малич Н.С. // СПб.: Карт. Фабрика ВСЕГЕИ, 2002 г. – 396 с., УДК: 55+553.3/.9(571.5)
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Амгинская, Листы Р-52-XXV (Синск), Р-52-XXVI (Тит–Ары), Р-52-XXVII (Булгунняхтах). Объяснительная записка / О.И. Щербаков, Л.А. Юганова, М.Л. Кокоулин и др. // СПб.: Карт. Фабрика ВСЕГЕИ. – 1999. – 75 с.
3. Козлов Г. А. Литолого-геохимические особенности раннекембрийских карбонатных отложений юго-восточной части Анабаро-Синской структурно-формационной области Республики Саха (Якутия) и их связь со стратиформным свинцово-цинковым оруденением / Г. А. Козлов, В. Е. Гузев, А. В. Молчанов, А. В. Терехов // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 86. – С. 31-44. УДК: 550.42:552.54:553.445'446(571.56)
4. Юдович Я.Э. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). /Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. // Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.
5. Bau M. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium /M.Bau, K.Schmidt, A.Koschinskya, J.Hein, T.Kuhn, A.Usui, // Chemical Geology. – V. 381. – 2014. – P. 1-9.
6. McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. / S.M. McLennan // Rev. Mineral. Geochem. – №21, 1989. – P. 169-200.

Колесова Г.С., Герасимова В.Н.

АО «Якутскгеология»

ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ШИЛГОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ ДУЛГАЛАХСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Площадь Шилгонского рудного поля расположена на территории Республики Саха (Якутия), в бассейне рек Бытантай и Дулгалах. В административном отношении объект расположен на территории Эвено-Бытантайского улуса (района). Ближайший населенный пункт – село Джаргалах находится в 15 км северо-западнее от объекта. Площадь участка работ составляет 70,7 км². В орографическом отношении площадь расположена в пределах Яно-Адычанского эрозионно-денудационного плоскогорья. Это низкогорье с плоскими водоразделами, абсолютными отметками 500–900 м [2, 3].

Результатами поисково-ревизионных работ на золото предшественников [1] данной территории был определен основной перспективный объект

– рудопоявление Шилгон с признаками локализации золотого оруденения: приурочено к области перехода свода Бутугасской антиклинальной структуры в восточное крыло; золотое оруденение локализуется в толще неоднородного переслаивания алевролитов и песчаников нижней подсвиты Деленджинской свиты верхней перми; область распространения оруденения контролируется мощной разрывной структурой субширотного простирания, рассекающей область свода и восточного крыла Бутугасской антиклинали, сопровождаемой односистемным крутопадающим на юг штокверком кварцевого прожилкования. Значительная протяженность рудовмещающей разрывной структуры и крутое падение свидетельствует в пользу соответствующего развития оруденения на глубину. Площадь рудопоявления на поверхности подчеркивается вторичными ореолами рассеяния золота. Главный полезный компонент руд – золото. Сурьма, крайне редко встречающаяся в виде маломощных линзующихся жил. Вредной примесью является мышьяк с средним содержанием на уровне 1%. Также о перспективах оруденения говорит наличие на продолжении рудовмещающей структуры контрастных аномалий мышьяка, выявленных работами предшественников. Кроме того, с глубиной, помимо увеличения содержания золота в руде, по мере приближения к массиву, можно ожидать более компактного размещения оруденения, с практически отсутствующими пустыми прослоями пород. На эти выводы наводит раскрытие и распадание зон на флангах оруденения в виде структуры «конского хвоста» и, наоборот, сближению зон в осевой части. Границы рудных тел, как правило, определяются по данным опробования, хотя усиление кварцевого прожилкования и сульфидизация вмещающих пород в какой-то мере являются геологическими критериями выделения рудных тел. Наиболее продуктивная часть разреза приурочена к области частого чередования песчанистых и алевроитистых разностей пород. На рудопоявлении Шилгон таковой является область развития штокверкоподобного оруденения. Появление в составе рудных тел слабых, но отчасти стабильных содержаний вольфрама (к-114), подчеркивает наличие глубокозалегающего гранитного массива, как источника рудного вещества, а это значительно повышает перспективы прогнозируемого месторождения. Кроме того, это говорит в пользу существенного вертикально размаха оруденения, с вероятностью наличия промышленной золотой минерализации вплоть до приконтактной зоны рудогенерирующего массива.

Шилгонское рудное поле, приуроченное к Бынтантайскому поперечно-му поднятию, осложняющему Бутугасскую антиклинальную структуру, включает в себя рудопоявления Крутое, Шилгон и Артык (Рис. 1). Оруденение локализовано в мощной разрывной структуре субширотного простирания рассекающей западное крыло и область периклинального замыкания

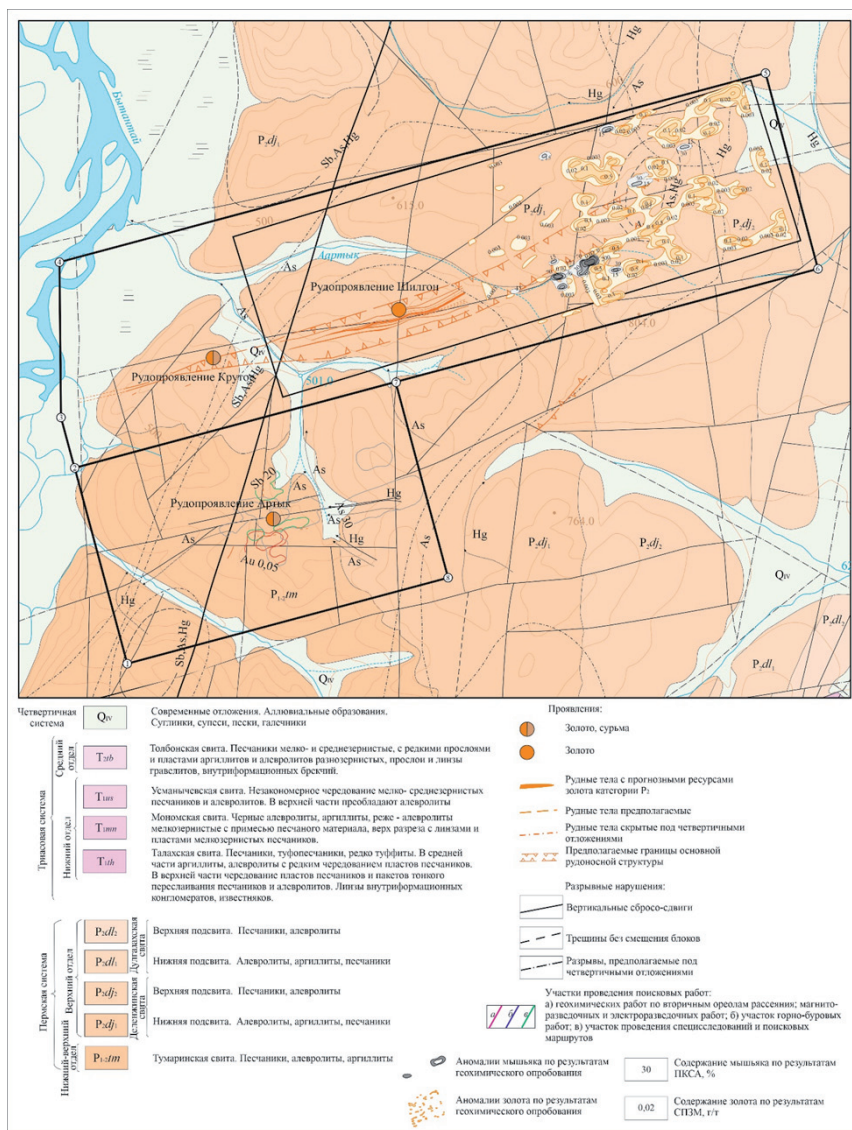


Рис. 1. Карта золотоносности Шилгонского рудного поля

Бутугасской антиклинали, представляет собой серию сближенных разрывных нарушений сбросо-сдвигового характера неясной амплитуды полосой

до 150–180 м круто падающих на юг-юго-восток. Вдоль разрывов, выполненных глинами трения желто-коричнево-серого и черного цвета с обломками вмещающих пород и кварца, развиты зоны кварцевого прожилкования (от нитевидного до 1–2 см, реже больше) содержащего убогую вкрапленность пирита и арсенопирита, являющихся основными носителями золота.

Кроме того, сульфиды, помимо кварцевых прожилков, присутствуют и во вмещающих породах в непосредственной близости от рудовмещающих нарушений в виде тонкой вкрапленности. Рудопроявление Шилгон приурочено к восточному флангу субширотной разрывной структуры, пересекающей свод и восточное крыло Бутугасской антиклинали, прослеживающейся в рыхлом чехле в виде четковидной линейной депрессии. Зоны представляют собой брекчированные вмещающие породы с переменным соотношением обломочного материала и глинистого цемента, варьирующих в весьма широких пределах, и, как правило, с незначительной долей кварцевой составляющей, обычно 1–3%, редко до 10% и более. Зоны формировались без нарушения сплошности вмещающих пород. Независимо от степени изменения, начиная от интенсивной трещиноватости до существенно глиноподобного состояния, в зонах сохраняются элементы первичного залегания пород, подтверждаемые элементами трещиноватости и прожилками кварца. Поведение зон по простиранию кардинально меняется под влиянием серии субмеридиональных, весьма протяженных разломов трассируемых долинами безымянных ручьев, впадающих в ручей Шилгон. На водоразделе Шилгона и Артыка западный разлом прослеживается в виде линейной депрессии в приводораздельной области, далее на север продолжается в долину безымянного ручья. Рудные тела и зоны характеризуются крутым падением на юг, а в центральной части рудопроявления Шилгон крутым падением на север, придавая рудопроявлению своеобразную клавишную структуру.

По результатам площадных литогеохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:10 000, проведенных АО «Якутскгеология» на северо-восточном фланге рудопроявления Шилгон, выявлены аномалии цинка, мышьяка, свинца, сурьмы, золота и вольфрама. Выявленные аномалии золота, мышьяка могут свидетельствовать о наличии новых перспективных структур. По данным магниторазведки и электроразведки ДЭМП масштабов 1: 10 000 установлено, что магнитное поле на участке работ разделяется на три блока, западный, центральный, восточный. Низкоомные аномалии тяготеют к предполагаемой перспективной зоне. Отмечена аномальная среднеомная зона, которой соответствует контур комплексной геохимической аномалии. Выявлены минерагенические факторы, благоприятные для локализации золоторудного оруденения и определен

комплекс поисковых критериев и признаков золоторудных объектов жильно-прожилкового и прожилково-вкрапленного типов в пределах Шилгонского рудного поля. Выявлен основной перспективный объект – рудопроявление Шилгон, подчеркиваемый вторичными ореолами рассеяния золота, с содержанием 0,005–0,3 г/т. На основе комплекса поисковых критериев и признаков разработана прогнозно-поисковая модель. Определено, что основные рудовмещающие структуры, локализирующие золотое оруденение, представлены сочетанием зон кварцевого прожилкования и зон дробления, милонитизации вмещающих терригенных сульфидизированных пород, образующих мощную субширотную разрывную структуру, рассекающую область свода Бутугасской антиклинали. Рудные минералы представлены главным образом арсенопиритом, пиритом, в меньшей степени антимонитом; в виде единичных зёрен при минералогическом анализе и микрозондовых исследованиях встречены галенит, касситерит, молибденит, халькопирит, марказит, сфалерит, самородное золото. Основными концентраторами золота являются арсенопирит (в зонах окисления – псевдоморфозы по нему скородита), пирит (в зоне окисления – псевдоморфозы по нему окислов/гидроокислов железа и калий-натрового спектра ярозитов). Макроскопически видимое самородное золото встречается на площади достаточно редко. Золото, а также серебро в свободном виде отмечены только на рудопроявлениях Шилгон и Крутое, при этом на рудопроявлении Шилгон золото достигает размеров 0,12–1,8 мм. Следует отметить, что золото обнаруживается не только в рудных зонах, но и во вмещающих окварцованных и сульфидизированных алевролитах и песчаниках. Главная продуктивная ассоциация отвечает золото-кварцевой малосульфидной формации пирит-арсенопиритового типа, на которую наложена более поздняя кварц-антимонитовая минерализация в виде маломощных линзующихся прожилков. В ее составе установлено самородное золото, золото-содержащие пирит и арсенопирит, редко антимонит. Проведенными поисковыми работами (с проходкой канав и скважин) на рудопроявлении Шилгон и Крутое выявлены 3 рудных тела РТ-1 мощностью 4,61 м., РТ-3 – 6,44 м. и РТ-7 – 2,79 м. имеют северо-восточное простирание и характеризуются крутым падением на юг. Предварительные результаты проведенных поисковых работ свидетельствуют о возможности выявления в пределах Шилгонского рудного поля золоторудного объекта промышленного значения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданович Ю.И., Айриян А.С., Березнев М.В. и др. Поисково-ревизионные работы на золотое и золото-сурьмяное оруденение на северо-западном фланге Дулгалахской минерагенической зоны (Республика Саха (Якутия)), пос. Батагай (ОАО «Янгеология»), 2014 г.

2. Масленников В.В., Гончаров И.М., Минаева Ю.И. и др. Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 на площади листов Q-52-46-В,Г (по работам 1969-1971 гг.), г. Москва (ВАГТ), 1972 г.
3. Масленников В.В., Минаева Ю.И. Геологическая карта листов Q-52-45-В,Г и Q-52-46-А,Б (по работам 1972-1975 гг.), г. Москва (НПО «Аэрогеология»), 1975 г.

Крылов И.О.

МГУ им. М.В. Ломоносова

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХАРАЕЛАХСКОГО ИНТРУЗИВА НА ЗАПАДНОМ ФЛАНГЕ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Западный фланг Октябрьского медно-никелевого месторождения локализуется в одной из ветвей Хараелахского дифференцированного интрузива габбро-долеритов. В плане она представляет собой вытянутое в северо-западном направлении тело, приуроченное к западному крылу Норильско-Хараелахского разлома [4]. Дифференциация Хараелахского интрузива выражается в изменении состава пород, от безоливиновых до пикритовых разновидностей габбро-долеритов, с накоплением оливина в нижних частях разреза [1]. Внутреннее строение интрузива определяется образованием псевдогоризонтов пород определенного состава. С нижними придонными частями интрузива связано промышленное вкрапленное сульфидное оруденение, а в экзоконтакте подошвы локализуются сплошные (богатые) руды с ореолом медистых и прожилково-вкрапленных руд.

В связи с обработкой запасов богатых руд в центральной части месторождения, важнейшей задачей развития металлогении Норильского района является выявление новых поисковых критериев для дальнейших поисковых работ на богатое оруденение, в частности, во фланговых частях интрузивов норильского типа. Одним из методов выявления таких критериев является фациальный анализ [2]. Исследование базируется на изучении минералогических особенностей и выявление взаимоотношений химических элементов-примесей в разных генерациях породообразующих и аксессуарных минералах. Элементы-примеси характеризуют процессы, произошедшие с магмой во время кристаллизации, в связи с чем выявление закономерностей содержания примесей может указать на особенности образования интрузива.

В результате комплексного изучения породообразующих и окисно-рудных минералов с применением методов ICP-MS, МРСА и ИК-спектроскопии выявлено распределение элементов-примесей в породообразующих

минералах, которое указывает на определенный геохимический признак условий образования рудоносных интрузивов. Наибольшее значение имеют изоморфная примесь железа в плагиоклазах и оксида никеля в оливинах. Отмечена также корреляция состава клинопироксенов с рудоносностью габбро-долеритов. В окисно-рудных минералах рудовмещающих горизонтов отмечаются повышенные содержания ванадия и высокая магнезиальность.

Комплексное изучение минералого-геохимических особенностей рудовмещающих дифференциатов Хараелахского интрузива позволило установить ряд закономерностей, которые расширяют знания об особенностях формирования Хараелахского интрузива и могут в дальнейшем послужить поисковыми критериями для локальных поисковых работ в Норильской металлогенической провинции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Норильской металлогенической провинции / под редакцией И. И. Никулина; ПАО «ГМК «Норильский никель». – Москва: МАКС Пресс, 2020. – 524 с.
2. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М: Наука, 1988, – 274 с.
3. Никулин, И. И., Радько, В. А., Самсонов, А. А., Вильданов, Д. И., Коршунов, Д. М., Крылов, И. О. (2020). Топоминералогическое картирование интрузий Норильского района по данным инфракрасной спектроскопии: Методическое пособие. М. Изд-во: ВНИИ-геосистем.
4. Радько В. А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1991. No 11. С. 19–27

Лосев В. И., Макаров В.А.

ФГАОУ ВО СФУ

Макаров И.В.

ООО «КСП Майнинг»

ОТРАЖЕНИЕ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СУХОЛОЖСКО-СОСНОВСКОГО ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО УЗЛА В ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

Потенциальный рудный узел и совпадающая с ним Сухоложская поисковая площадь располагаются в юго-восточной части Красноярского края в правом борту нижнего течения р. Ус (Рис. 1) [1].

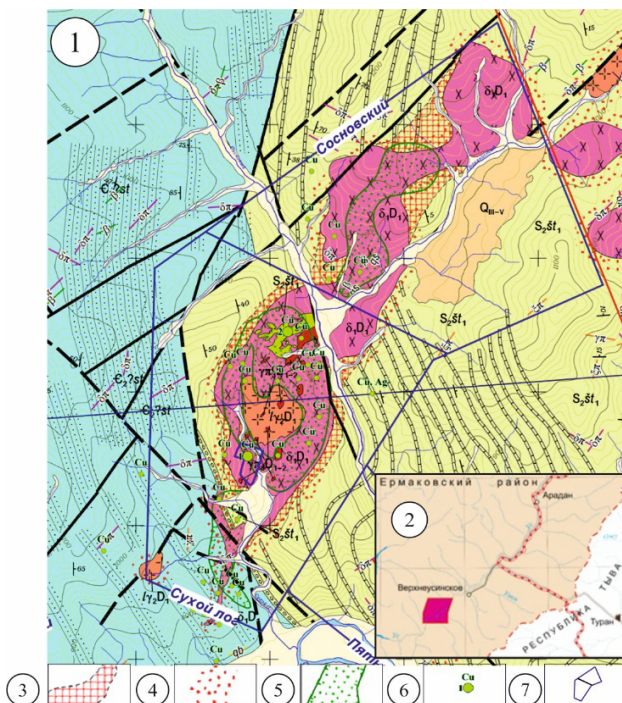


Рис. 1. Геологическая карта Сосновской площади

1 – геологическая карта; 2 – обзорная схема района работ; 3 – скарны, скарнированные породы; 4 – ороговикование; 5 – предполагаемые рудоносные штокверки, 6 – рудопроявления и их номера; 7 – контур участка работ

В структурном плане, узел находится на сочленении Центрально-Саянской структурной фациальной зоны, Усинской межгорной впадины и Куртушибинского офиолитового пояса [2].

В геологическом плане изучаемая представлена терригенными образованиями шиштыгской свиты силурийского возраста прорванными интрузиями преимущественно среднего и кислого состава. Интрузивные тела представлены диоритами, монцонитами и кварцевыми монцодиоритами, также отмечается выходы субвулканических пород основного состава.

Предшественниками на площади были выявлены два проявления меди- Сосновское и Сухоложское. Первое располагается на правом берегу среднего течения руч. Соснового в 4,5 км от его устья. Здесь выявлены и оконтурены по бортовому содержанию 0,7% три рудных тела, приурочен-

ных к эпидот-гранатовым скарнам на контактах интрузивного массива и вмещающей толщи.

Сухоложское проявление меди находится в 1,5 км южнее Сосновского на правом берегу руч. Сухой Лог. Оно, как и Сосновское, приурочено к экзоконтакту массива и представлено тремя рудными телами со средним содержанием меди 0,7–1,1% (см. рис. 1).

Предшественниками медные объекты были отнесены к скарновому генетическому типу.

Для уточнения генезиса объектов и оценки перспектив площади в 2021–2022 гг. был проведен комплекс работ, который включал в себя геохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (сеть 100×25 м), магнитометрическую съёмку с использованием БПЛА масштаба 1:10 000 и комплекс электроразведочных работ – электротомографию методом ВП, и электромагнитную томографию микро-ЗСБ.

При геохимических работах было отобрано 838 пробы, включая 36 контрольных проб. Полевой материал был подвергнут аналитике, которая включала в себя: 1) Рентгенофлуоресцентный анализ на 22 элемента; 2) Золотоспектральный анализ (СЗМ); 3) Мультиэлементный анализ методом LA-ICP-MS (для контрольных проб). После получения результатов лабораторной аналитики, были построены 18 моноэлементных геохимических карт по наиболее информативным элементам, таким как Cu, Mo, Au, Pb, Zn, Fe, W, Bi, S, Zr, V, Sr, P, Ni, Mn, Rb, Ti, K. Кроме того, был выполнен факторный анализ и выделен рудный и околорудный факторы, что позволило с большей детальностью локализовать область поисков (Рис. 2).

Геохимическое поле основных значимых элементов (Cu, Mo, Au) имеет схожую форму в виде «запятой». Высокая интенсивность геохимических аномалий меди, при фоновых значениях в 0,016% и компактная группировка максимальных значений над краевой частью интрузивного гранитоидного массива указывает на рудогенный характер аномалий. Содержания молибдена во вторичном ореоле изменяется от 0,05 до 58,7 г/т, при фоновом содержании 0,56 г/т. Аномальное геохимическое поле золота, хорошо коррелирует с аномальным полем меди – совпадают не только общие контуры развития аномалий, но и сами эпицентры этих аномалий. Такая картина обычно характерна для ореолов на объектах порфирового типа.

Аэромагниторазведка на исследуемой площади выполнялась с использованием БПЛА на высоте полёта 40 м над уровнем поверхности. Результатом работ является цифровая модель аномального магнитного поля (Рис. 3).

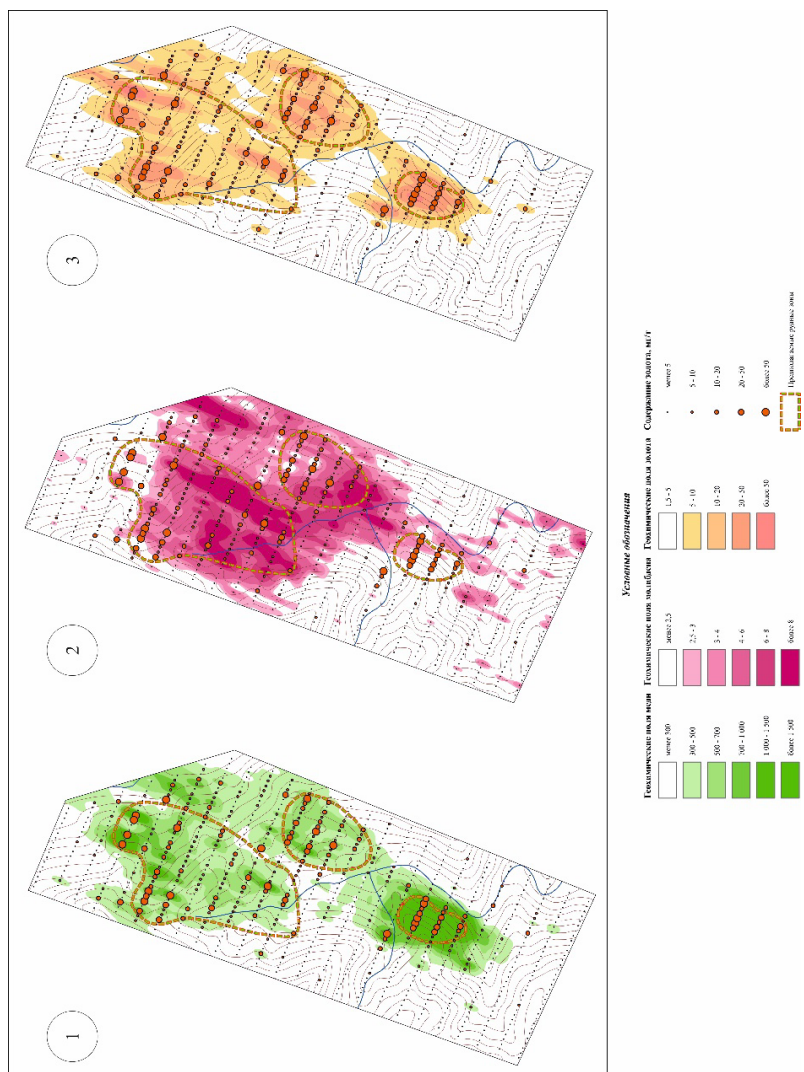


Рис. 2. Моноэлементные карты геохимических полей: 1 – Cu, 2 – Mo, 3 – Au

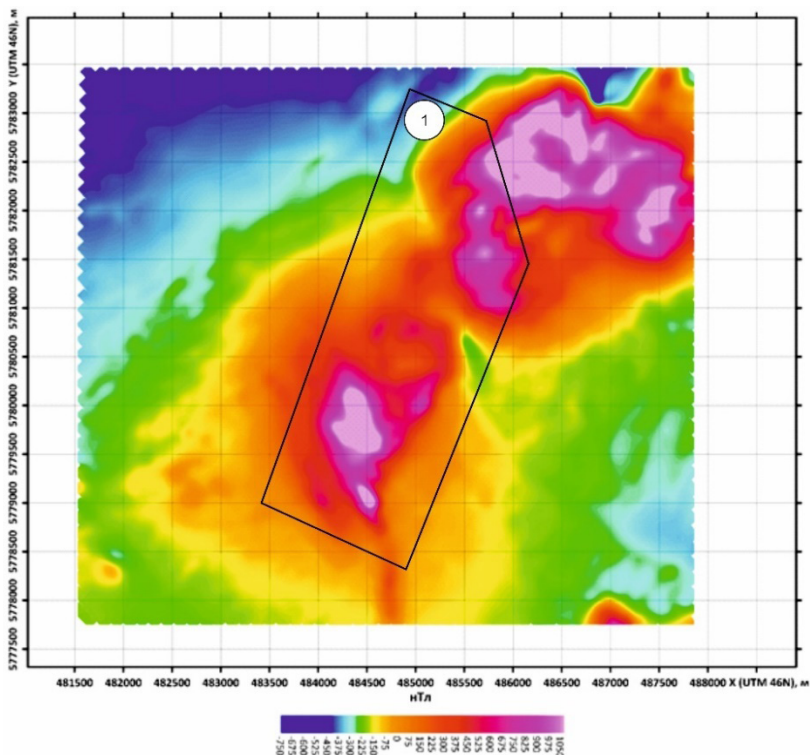


Рис. 3. Цифровая модель магнитного поля Сухоложско-Сосновского потенциального рудного узла, 1 – контур геохимических работ

На полученной цифровой модели отчётливо видны отраженные в положительном магнитном поле ядра и предполагаемый контур распространения интрузивного массива. Такое широкое развитие магматических образований на исследуемой территории, даёт возможность прогнозирования объекта большего масштаба, чем было установлено предшественниками.

Геофизическими исследованиями методом ЭТ-ВП на площади изучены два параметра электрического поля – электрическое сопротивление и кажущаяся поляризуемость. Так на моделях по поляризуемости выделяются обширные площадные аномалии, которые можно интерпретировать, как участки рассеянной сульфидной минерализации, связанной с медно-порфировым оруденением. При этом модели по сопротивлению достаточно пёстрые и разделить интрузивный массив и вмещающие не представляется возможным из-за высокого сопротивления пород в целом (Рис. 4).

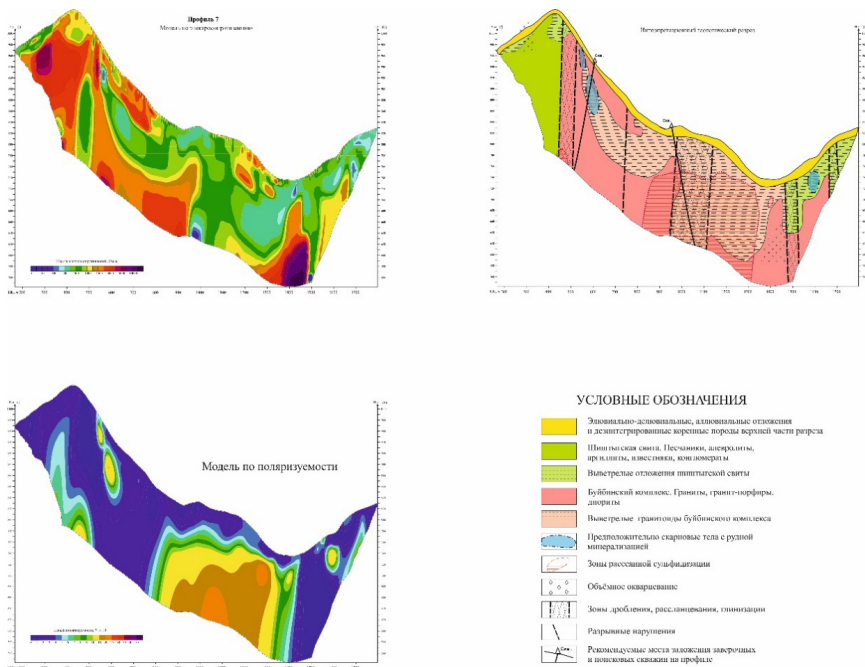


Рис. 4. Геолого-геофизические разрезы ЭТ-ВП по профилю №7

По результатам проведенных работ были получены контрастные площадные аномалии меди, молибдена и золота по вторичным ореолам рассеяния, совпадающие с контуром выхода порфировой интрузии. Это свидетельствует о перспективах обнаружения медно-порфирового оруденения с сопутствующим молибденом и медью. Магниторазведкой уточнены границы массива на глубину. Установлено, что контур распространения рудоносной интрузии с глубиной будет увеличиваться. Этот же вывод косвенно подтвердили результаты ЭТ-ВП, и М-ЗСБ, где было спрогнозировано крупное объемное тело распространения сульфидов на глубине, и достаточно малые области развития скарноидов.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что по ряду геологических, геофизических, геохимических факторов площадь весьма перспективна на наличие оруденения медно-порфирового типа, возможно скарново-порфирового типа [3]. Такой класс объектов до этого в Западном Саяне не был известен, что, в свою очередь, позволяет рассматривать эту крупную структуру по аналогии с Восточным Саяном (Ак-Суг, Кызык-Чадр), для прогнозирования медно-порфировых объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение), лист N-46 – Абакан, С.-Петербург, ВСЕГЕИ, 2008
2. Добрецов Н.Л., Пономарёва Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Под ред. В.С. Соболева и Н.Л. Добрецова. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 128–156.
3. Киселёва Г.Д., Языкова Ю.И., Коваленкер В.А., Трубкин Н.В., Борисовский С.Е. Типоморфизм самородного золота как индикатор различных типов оруденения крупного скарново-порфирового Au-Fe-Cu месторождения Быстринское, Восточное Забайкалье / Руды и металлы 2020 №1 С.51-68.

Муромцев Е.А.

ООО ЦГИ «Прогноз»

Внуков Д.А.

ФГАОУ ВО СФУ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ РАССОХИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Рассохинский рудный узел расположен в пределах Енисейского кряжа Красноярского края, в верховье и среднем течении рек Рассохи и Долгой, в 30 км на СЗ от крупного свинцово-цинкового Горевского месторождения. Рудный узел вытянут с ЮВ на СЗ на расстояние более 20 км, при ширине порядка 10–12 км. В состав Рассохинского рудного узла входят перспективные по запасам свинцово-цинковых руд рудопроявления Линейное и Лимонитовое.

Рудопроявления Лимонитовое и Линейное были выявлены в 1959 г. при геологической съёмке масштаба 1:200 000 (Саванович и Сергеева, 1962) по вторичным ореолам свинца и глыбовым развалам бурых железняков. Последующими поисковыми и геофизическими работами (Ситников, 1961; Валента, 1968; Березий, 1973) на участке были выявлены колчеданно-полиметаллические руды. В 1971–72 гг. на рудопроявлениях проведены поисково-оценочные работы с подсчётом запасов по категории С₂ (Горбунов, 1973). Новые данные по рудному узлу были получены в ходе поисково-оценочных работ 2017–2022 годов, материалы которых легли в основу исследования и послужили основой для дальнейшей диссертационной работы.

Территория Рассохинского рудного узла сложена терригенно-карбонатными отложениями тунгусикской и широкинской серий. Рудные зоны рудопроявлений Линейное и Лимонитовое размещено в ядре антиклинали, сложенной углеродистыми и карбонатно-углеродистыми сланцами первой пачки верхнепотоскуйской свиты.

Рудопроявления Линейное и Лимонитовое, входящие в состав Рассохинского рудного узла, приурочены к породам тунгусикской серии верхнего рифея, которые представлены углеродистыми и карбонатно-углеродистыми сланцами верхней подсвиты верхнепотоскуйской свиты верхнего рифея. Осадочные породы смяты в крупную антиклинальную складку с размахом крыльев до 1 км, которая осложнена локальными складками и разрывными нарушениями [1]. В ядре складки вскрыты глинистые известняки, глинистые и известково-глинистые сланцы, которые в верхней части сменяются чёрными высокоуглеродистыми пиритизированными сланцами, являющимися вмещающими для залежи слоистых колчеданно-полиметаллических руд (пачка 1). Крылья складки сложены полосчато-слоистыми, градационно-слоистыми сланцами, серыми и тёмно-серыми слабоуглеродистыми глинистыми сланцами (пачка 2). Северное крыло осложнено Рассохинским надвигом, из-за чего оно приобрело крутое северное падение (Лапшин, 1990).

Разрывные нарушения на рудопроявлении представлены разломами северо-западного и северо-восточного простирания и имеют сбросо-сдвиговой характер. Околорудные изменения в пределах рудопроявления проявлены слабо (Лапшин, 1990).

Рудопроявления Рассохинского рудного узла стратиформны, на это указывает целый ряд факторов, такие как взаимоотношение рудного тела и вмещающих пород, а также широкое развитие полосчатых и слоистых тектур в зонах сульфидной минерализации, что в свою очередь находит отражение в геохимическом поле рудопроявления, а также геологической и геохимической зональности объектов [2].

В пределах территории рудного узла наблюдается закономерное изменение вмещающих пород от карбонатов в основании, до алевроито-углисто-глинистых (вмещают основную сульфидную минерализацию) и алевроито-глинистых в верхней части разреза. Подобная зональное строение разреза отражает изменение условий осадконакопления. Карбонатные отложения, могут говорить о достаточно спокойных обстановках осадконакопления в условиях относительно закрытой части морского бассейна. Выше по разрезу карбонатные отложения начинают сменяться на сланцы известково-углисто-глинистые, что может говорить о начале накопления более илистого или материала и сапропелей, последующее исчезновение карбонатной составляющей в верхней части разреза подтверждает это предположение.

Вероятно, в момент накопления материала илов и сапропелей произошла магматическая и/или вулканическая активизация, которая положила начало циркуляции минерализованных растворов в пределах морского бассейна с последующим выпадением Fe, Zn и Pb в виде сульфидов на морское дно. Данный механизм формирования сульфидной минерализации достаточно хорошо соотносится с общей стратиформностью рудопроявлений Рассохинского рудного узла и преобладанием полосчатых текстур руд, а также их геологической и геохимической зональностью.

Минеральный состав руд проявления Линейное достаточно простой – преобладающим минералом является пирит, менее развиты сфалерит и галенит, спорадически распространены халькопирит и арсенопирит, впервые на рудопроявлениях Линейное и Лимонитовое был обнаружен минерал кадмия гринокит (CdS), в том числе с примесью In (рудопроявление Лимонитовое), что позволяет предположить о перспективности рудного узла на редкоземельную минерализацию [3]. Рудные минералы в изученных аншлифах представляют собой вкрапленность в углеродисто-глинистых (преимущественно) и кварц-карбонат-сланцевых сланцах. Руды вкрапленные, реже густо-вкрапленные, прожилковые, массивные. Доля сульфидных минералов, зачастую, очень высока и может достигать до 90-95% (в массивных рудах). Среди текстур руд преобладающими являются полосчатые и слоистые текстуры руд.

Изучение геохимических полей Линейного рудопроявления [2] позволило выявить три группы элементов, у которых наблюдается чёткая приуроченность к отдельным литологическим разностям и частям геологического разреза

В первую группу можно отнести элементы, тяготеющие к верхней части разреза (т.е. приповерхностная зона) и локализованные во вмещающих породах со стороны висячего крыла, к ним относятся Ag, Cu, Fe, As, Co. Однако кобальт, в целом, слабо проявлен на рудопроявлении. Ореолы Ag и Cu, вероятно, отражают распределение минералов сульфосолей (предположительно бурнонита) в зоне развития коры выветривания. На развитие коры выветривания также указывает распределение Fe.

Во вторую группу были отнесены Pb, Zn, Cd, Fe, S и As, локализованные в пределах рудной зоны. Ореолы Fe, S и As связаны с распределением пирита в т.ч. его мышьяковой разновидности. Pb, Zn и Cd являются собственными рудными и показывают распределение галенита и сфалерита в пределах рудного тела.

Ореолы Ca, Mg, Mn и P отнесены в третью группу. Они локализованы в карбонатных породах со стороны лежачего крыла рудного тела. Ореолы Ca и Mg проявлены в углисто-глинистых сланцах. Подобное распределение так же отмечено у Mn с P. Однако основные концентрации последних, ло-

кализированы в преимущественно известково-глинистых сланцах. Также их повышенные концентрации отмечены в зоне развития коры выветривания. Очевидно, Mn и P имеют органическую природу.

Для определения возможного источника вещества руд на объектах Рассохинского рудного узла, было выполнено изучение изотопного состава серы пирита рудопроявлений Линейного и Лимонитового [3].

Изотопный состав серы пирита изменяется в широких пределах – $\delta^{34}\text{S}$ от +24,6‰ до -19,3‰ в образцах Линейного рудопроявления и достаточно слабый разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ (от +11,9‰ до +6,1‰) для Лимонитового рудопроявления. По данным предшественников (по Акимцев, 1992), изотопный состав серы сульфидов Рассохинского рудного узла изменяется от $\delta^{34}\text{S}$ от +17,1‰ до -22,2‰. При этом, по данным предшественников (Акимцев, 1992; Пономарев и др., 1991) отсутствуют существенные различия в изотопном составе серы пирита углеродистых сланцев и пирита серноколчеданных залежей.

Обсуждение результатов и выводы. На стратиформность рудопроявления указывает целый ряд факторов, таких как взаимоотношение рудного тела и вмещающих пород, а также широкое развитие полосчатых и слоистых текстур в зонах сульфидной минерализации.

Пробы с проявления Линейное, показали существенное обогащение лёгким изотопом $\delta^{34}\text{S}$, что, вероятно, свидетельствует о процессе сульфатредукции в осадке при резко восстановительных условиях [4-6]. Результаты, полученные в ходе изучения изотопного состава серы, указывают на то, что источником S, по-видимому, являлась морская вода, восстановленная в результате сульфатредукции (бактериальной или термохимической), которая была возможна благодаря вмещающим породам обогащённым углеродом (углеродистые сланцы). В результате этого процесса выделяется сероводород, связывающий в первую очередь все железо (образуются пирит и пирротин). Избыток H_2S попадал в придонную воду, где участвовал в формировании сульфидов цветных металлов. Последние формировались в качестве побочных продуктов сульфатредукции, если соответствующие катионы металлов присутствовали или транспортировались к месту реакции вероятнее всего в виде хлоридов.

В пробах Лимонитового рудопроявления оказалось значительное количество тяжелых изотопов $\delta^{34}\text{S}$ (при вариациях от +6,1‰ до +11,9‰), что, вероятно, является следствием более окислительных условий, которые могли существовать под слоем рыхлых осадков. Очевидно, такое различие в деталях изотопного состава серы сульфидов рудопроявлений Линейное и Лимонитовое свидетельствует о естественной латеральной зональности рудоотложения в пределах Рассохинского рудного узла, связанной с различной глубиной формирования сульфидной минерализации рудопроявлений

в пределах единого бассейна седиментации. На основании полученных анализов изотопии серы сульфидов, можно сделать вывод об увеличении глубины бассейна формирования сульфидной минерализации с востока на запад (по направлению от Лимонитового к Линейному рудопроявлению).

На основании полученных данных о вещественном составе руд можно сделать выводы о стадийности минералообразования [3]. Наиболее ранним сульфидом является глобулярный пирит-1: он пропитывает сланцевую толщу тонкой сыпью единичных глобуль. Близко к нему по времени (но, все же, несколько позже) отлагается галенит-сфалеритовая минеральная ассоциация, в заключительный момент образования которой происходит выделение кристаллозоля пирит-галенит-сфалеритового состава. Это косвенно подтверждается высокой железистостью некоторых сфалеритов и мельчайшими вростками пирита и сфалерита в галените. Также вместе с галенитом и сфалеритом отлагались малые количества халькопирита. Несколько позже происходит формирование метакристаллов пирита-2. Предполагается, что перекристаллизация пирита-1 происходила во время, близкое ко времени отложения пирита-2. Положение арсенопирита остается недостаточно ясным, из-за малого количества данных. Предполагается его образование в одно время с пиритом-2. Наличие катаклазированных кристаллов арсенопирита, трещины в котором залечены сфалеритом, может указывать на более раннее образование арсенопирита или о существовании нескольких (как минимум двух) генераций сфалерита.

Впервые в пределах Линейного рудопроявления обнаружен минерал кадмия гринокит (CdS). Гринокит, в том числе с примесью индия, был зафиксирован также в пределах Лимонитового рудопроявления [1, 3], наличие данного минерала в рудах этих рудопроявлений подтверждает их сходство и одновременность формирования.

Индикаторами температурного диапазона формирования минерализации могут служить гринокит. Находки гринокита известны в сублиматах, с температурным диапазоном 300–600 °С, вулкана Кудрявый [7]. По информации ряда исследователей, формирование минерала происходит в пределах зон вулканических эксгальций [8–10] и, как правило, в низкотемпературных условиях [11].

На температурный диапазон формирования минерализации указывает состав арсенопирита [3]. По диаграмме, отражающей физико-химические параметры его образования. Температуры ложатся в диапазон от 440 до 380 °С, а фугитивность серы от -6,4 до -7,6. Для сернистого и железистого арсенопирита температура образования оценена с помощью экстраполяции в 360 °С и ниже. Вышесказанное позволяет сделать вывод, что основная сульфидная минерализация, вероятно, была сформирована в температурном диапазоне около 300–440 °С.

Обобщая результаты исследования, можно констатировать, что установленная совокупность факторов: стратиформность оруденения, минералогический состав руд, изотопный состав серы пиритов, а также температурный диапазон формирования сульфидной минерализации является довольно типичным для месторождений типа SEDEX [4–6; 12], которые формируются в обстановке морского бассейна.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Сердюк С. С., Макаров В. А., Кириленко В. А., Макаров И. В., Муромцев Е. А., Шведов Г. И. Геология и колчеданно-полиметаллическое оруденение прогнозируемого Лимонитового месторождения Рассохинского рудного узла (Енисейский край). Руды и металлы. 2021. № 4. С. 22–42.
2. Муромцев Е.А. Геохимическая модель рудопоявления «Линейное» Рассохинского рудного узла Енисейского края. Сборник тезисов докладов III Молодёжная научно-образовательная конференция ЦНИГРИ. Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче 2022. С. 123-127.
3. Муромцев Е.А., Лобастов Б.М., Сильянов С.А. Вещественный состав руд перспективного Pb-Zn рудопоявления «Линейное» (Рассохинский рудный узел, Енисейский край). (в печати)
4. Large, R.R., Bull, S.W., McGoldrick, P. J., Walters, S., Derrick, G.M., and Carr, G.R. Stratiform and strata-bound Zn-Pb-Ag deposits in Proterozoic sedimentary basins, northern Australia: ECONOMIC GEOLOGY 100TH ANNIVERSARY VOLUME, 2005, p. 931–963.
5. Goodfellow, W.D., and Lydon, J.W., Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, 2007, p. 163-183.
6. Pirajno F., Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer Science, 2009, 1273p.
7. Гипогенный гринокит месторождения Золотая Гора // Минералогия Урала. Мисс: ИМин УрО РАН. 1998. Т. 2. С. 62–63.
8. Krivovichev S.V., Vergasova L.P., Starova G.L., Filatov S.K., Britvin S.N., Roberts A.C., Steele I.M. Burnsite, $\text{KCaCu}_7\text{O}_{22}(\text{SeO}_3)_2\text{Cl}_9$, a new mineral species from the Tolbachik Volcano, Kamchatka Peninsula, Russia // Canad. Mineral. Vol. 40. 2002. P. 1171–1175.
9. Chaplygin, I.V., Mozgova, N.N., Magazina, L.O., Kuznetsova, O.Yu., Safonov, Yu.G., Bryzgalov, I.A., Makovský, E., Balić-Žunić, T. Kudriavite, $(\text{Cd,Pb})\text{Bi}_2\text{S}_4$, a new mineral species from Kudriav volcano, Iturup Island, Kuriles // Canad. Mineral. Vol. 43. 2005. P. 695–701.
10. Okrugin V.M., Andreeva E.D., Chubarov V.M., Yablokova D.A., Shishkanova K.O., Chernev I.I., Chubarov M.V. Sulfides of the Modern Kamchatka Hydrothermal Systems // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne. P. 1–9.

11. Холодов В.Н. Осадочные бассейны, закономерности их формирования и принципы классификации. Сообщение 2. Осадочные и породные бассейны. Литология и полезные ископаемые №3, 2010. С. 268-308.
12. Lobanov K.V., Nekos V.V. SEDEX Deposits are the Most World Important Source of Zn, Pb and Ag. Brief World Review. The Main Geological Features. Prospects of Russia and Krasnoyarsk Region. Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies, 2017, 10(7), 881-907

Никитин С.С., Бакшеев Н.А., Стамберский А.А.
АО «СНИИГТиМС»

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ПРИ ПОИСКАХ КОМПЛЕКСНОГО МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА АКСАЙСКОЙ ПЛОЩАДИ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ

В тезисах доклада представлена интерпретация результатов анализа ИСП по первичным ореолам рассеяния, полученных в ходе проведенных в 2022 г. АО «СНИИГТиМС» геологоразведочных и связанных с ними работ на участке недр «Аксайская площадь», расположенном в Республике Алтай, Кош-Агачском районе.

Общие сведения об объекте исследования. Географически участок недр расположен в южной части Республики Алтай. Площадь расположена на северном склоне широтной ветви хребта Сайлюгем. Рельеф высокогорный, достаточно расчлененный с высотами от 2300 м до 2900 м над уровнем моря и относительными превышениями от 300 до 600 м. Наибольшую высоту имеет г. Куспалапан (2914,8 м). В пределах участка недр Аксайский населенные пункты отсутствуют. Ближайший населенный пункт – пос. Ташанта находится в 16 км к востоку от центра площади. Район полузакрит в основном элювиально-делювиальными и реже пролювиально-коллювиальными отложениями с выходами коренных пород, обнажающимися в виде останцов на склонах, водоразделах и в русловой части рек. Эталонном поиска является Уландрыкский тип оруденения с выявленными 4-мя основными комплексными меднорудными геохимическими ассоциациями от ранних к поздним «Cu-Fe-Co-Te-Sn-W-V → Au-As-Cu-Sb-Mo-Cr-Ba-Sc → Cu-As-Mn-Sb-Mo-Au-Ba-Y(La) → Cu-Zn-Pb-Ca-Ag-As-Bi-La(Y)-Sr-Ba». Предположительно соответствуют минеральным ассоциациям «серицит-кварц-гематитовым с медью → тектоно-эруптивным брекчиям окварцованным с гематитом и золотом → медно-сульфидно-гематит-кварцевым штокверкам с ранним флюоритом (фиолетовый?) → брекчии тектонические с

116

Fe-карбонатами, халькопиритом, халькозином, гематитом (гётитом?), с поздним кварцем, флюоритом (зеленый?)» приуроченные к контактовой части гранитоидов в зоне дробления Уландрыкского глубинного разлома СЗ простирания, в его юго-восточной части. В северо-западной части, соответственно, на изучаемой площади на продолжении разлома по работам предшественников выявлены многочисленные проявления меди, железа, флюорита, урана сопровождаемые разномасштабными аномальными полями в основном Cu, Y, Pb, Zn, Mo, Au, Ag, W расположенные, как в поле эффузивных пород, так и в гранитоидах Аксайского массива.

Кроме перечисленных геохимических критериев [3] для данного оруденения с комплексными медными рудами выявленного работами предшественников в Уландрыкском рудном узле характерны и другие прогнозно-поисковые признаки:

- стратиграфические: наличие эффузивных пород Аксайской свиты *D₁as*, которая имеет обширное распространение на площади и вмещает железорудную и медную минерализацию;

- магматические: устанавливается условная связь медно-железного оруденения с субвулканическими телами лейкократовых гранитов девонского возраста, хотя эта связь остается на данный момент неясной, как и в принципе принадлежность медного оруденения к медно-порфировой формации, возраст оруденения и стадийность его формирования;

- структурные: основное оруденение рудопоявлений тяготеет к крутопадающим разрывным нарушениям и разломам северо-западных простираний, конформные контакту массива лейкогранитов и общему простиранию структур, выраженные зонами брекчирования, катаклаза, дробления и милонитизации и где вмещающие породы проработаны гидротермально-метасоматическими процессами околорудных изменений;

- минералогические: по работам предшественников и по пройденным поисково-геологическим маршрутам АО «СНИИГГиМС», где были отобраны образцы из руд, изготовлены и описаны по ним шлифы и аншлифы, выделяются следующие рудные минералы: гематит (спекуларит), пирит, халькопирит; второстепенные: главные – кварц, серицит, кальцит, доломит, сидерит, калиевые полевые шпаты (второстепенные – флюорит, апатит, амфибол и др.); гипергенные: гётит, лимонит, малахит, псиломелан, эринит, хризокolla. В соответствии с техническим заданием на площади работ в полевой период 2022 г. проведен отбор проб из коренных пород по сети 200*100±50 метров с детализацией шага опробования в случае обнаружения в породах видимой медной минерализации. В камеральный период выделены комплексные геохимические аномалии с использованием ЭВМ при обработке анализов, полученных методом ИСП – Ag, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Sb, Sc, Se, Sr, Te, Ti, V, W, Y, Zn, Zr и атомно-абсорбционным способом на золото по 1068 литохимическим пробам.

Комплексные геохимические аномалии выделялись, с предварительным расчетом фоновых и аномальных значений согласно инструкции [1], по значениям эталонных показателей рудно-геохимической специализации ($K_{гс_n}$), полученных кластеризацией [2]. Кластеризация выполнена методом динамических групп неиерархическим способом по 1068 пробам. В результате разбивки на однородные группы (классы), было выделено 9 групп каждая из которых характеризуется однородным распределением химических элементов (таблица 1). В дальнейшем по отношению суммы средних значений элементов накопления к элементам выноса, предварительно нормированных на фон, в каждой из полученных групп № 5-9 были составлены эталонные показатели рудно-геохимической ассоциации, с высокоаномальными значениями меди и показателей в группах № 1-4 характеризующиеся фоновыми и реже низко-аномальными значениями рудных элементов при повышенных у петрогенных. Где в каждой группе с выделенными показателями геохимической специализации, наблюдаются однотипные по составу породы:

- $K_{гс-9} = (Cu + As + Sb + Ag + Ni + Se + Pb) / (Bi + La + P + Ai + Ti + K + Zr)$ – лимонитизированные кварциты с малахитом и лимонитизированные тектонические брекчии, жильный кварц брекчированный (рудные метасоматиты);
- $K_{гс-8} = (Cu + Mo + Au + Zn + Mn + Ba + Ca) / (Na + Ti + K + Zr + Al + Sn + B)$ – вторичные кварциты с примазками малахита, брекчии, жильный кварц нередко с флюоритом (рудные метасоматиты);
- $K_{гс-7} = (Cu + Fe + Co + La + Y + Au + Mo + Ni) / (Ag + Sr + B + Al + Ti + K + Zr + Sn)$ – бурые вторичные кварциты с редкими кварц-гематитовыми прожилками, редко кварц-гематитовые брекчии (рудные метасоматиты);
- $K_{гс-6} = (Cu + Fe + Co + W + Cr + Sn) / (Sr + Na + B + Al + K + Mg)$ – кварц, кварц-лимонитовые и кварц-спекуляритовые жилы, кварциты, рассеченные кварц-гематитовыми и гематитовыми прожилками (рудные метасоматиты);
- $K_{гс-5} = (Cu + Sr + Mn + Au + Ag) / (La + Y + Zr + Ti + Ca)$ – метасоматиты, молочный жильный кварц, трещиноватый жильный кварц с лимонитом по трещинам, редко с малахитом, единично с халькопиритом, вторичные кварциты (околорудные метасоматиты);
- $K_{гс-4} = (Na + Al + K + Zr + Au) / (As + Sb + Cr + V + Mg)$ – граниты трещиноватые, брекчированные и катаклазированные, нередко с нитевидными кварцевыми и кварц-гематитовыми прожилками, риолиты (породы Na-K-специализации с преобладанием K (по предшественникам));
- $K_{гс-3} = Ba + Pb + Al + B + K + Zr / Zn + Mn + P + Ca + Sc + Na$ – риолиты, частично серицитизированные, окварцованные с кварцевыми и кварц-лимонитовыми прожилками, граниты (породы K-специализации);

- Кгс-2=Pb+Ni+V+Ca+Mg+Fe+Ti / Mo+Y+Au+As+Ag+Cu+Zr – кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы, частично лимонитизированные, жильный кварц;
- Кгс-1=Zr+Al+Na+La / Ca+Mg+Fe+V – риолиты, частично серицитизированные и окварцованные с редкими прожилками спекулярита, метасоматиты, граниты (натровой специализации) (табл. 1).

Таблица 1

Средние значения химических элементов, нормированных на фон по группам выделенных кластеризацией (КК)

Элементы	Группы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cu	1,6	1,6	3,0	3,8	21,8	33,4	49,3	99,7	499,3
As	0,9	0,7	1,1	1,0	1,3	1,3	2,3	5,8	15,6
Ag	1,0	0,9	0,9	1,9	2,1	1,7	0,9	1,5	36,4
Se	1,1	1,2	1,3	1,1	1,6	1,3	1,3	2,0	2,3
Zn	1,0	2,1	1,1	1,4	1,8	3,1	7,1	11,7	11,7
Sb	1,1	1,2	1,5	1,0	2,5	2,9	4,7	6,9	10,5
Cd	1,2	3,5	1,7	1,2	3,5	4,9	7,9	14,0	31,7
Bi	1,1	1,8	1,2	1,1	1,4	1,7	2,2	3,5	1,1
Ba	0,1	0,9	1,5	1,2	1,4	0,4	1,5	2,4	0,8
Be	1,2	1,7	1,5	1,3	3,5	4,2	5,5	8,2	4,2
Mn	1,0	17,2	1,4	3,1	10,4	5,1	9,9	35,0	6,7
Ni	1,0	8,6	1,5	1,2	3,6	5,0	8,6	4,5	8,5
La	2,6	1,2	2,5	3,8	1,8	6,6	15,8	1,5	1,0
Y	1,5	1,3	2,9	3,3	2,1	3,7	12,2	2,7	4,7
Au	1,2	1,7	2,6	2,8	3,6	3,4	7,0	4,1	2,3
Pb	1,0	40,8	14,0	1,6	4,6	4,2	5,5	17,3	22,0
Fe	1,2	4,7	1,8	1,3	2,6	4,4	5,9	3,7	2,6
Sc	1,0	4,6	1,4	1,2	6,5	12,5	19,1	11,2	3,4
Co	1,8	13,4	3,9	1,1	15,0	20,1	47,0	22,0	23,6
Te	1,2	5,2	1,8	2,0	3,3	3,2	6,4	4,3	4,0
Cr	1,1	1,4	1,2	1,0	2,1	2,3	2,4	1,8	2,1
Mo	1,3	1,2	1,9	1,8	2,6	5,2	5,4	4,9	2,1
P	1,1	1,7	0,9	1,1	1,2	1,5	1,8	1,4	0,8
W	1,5	2,1	1,8	1,2	1,8	3,4	2,0	2,0	1,0
Sn	1,1	2,4	1,1	1,0	1,6	2,9	1,2	1,0	1,0
V	2,1	40,4	3,4	2,2	9,8	16,0	8,8	5,5	10,6
Ca	1,0	39,4	1,4	7,1	3,7	2,9	7,4	16,8	10,2
Mg	0,9	5,6	1,6	1,2	1,7	0,7	1,7	2,5	2,0
Sr	1,7	4,9	1,8	3,1	6,4	0,4	1,2	3,9	5,2
Hg	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Na	2,7	2,7	0,7	4,6	0,7	0,4	0,6	0,2	0,7
B	1,1	1,3	1,6	1,1	0,9	0,2	0,2	0,6	0,7
Al	0,9	0,7	1,2	1,2	0,4	0,1	0,3	0,2	0,3
Ti	1,0	1,8	1,1	1,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2
K	0,7	0,5	1,1	1,2	0,4	0,1	0,2	0,1	0,2
Zr	1,0	0,4	1,1	1,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2
Кол-во проб	101	45	318	278	139	99	34	40	14

* Цветом показана шкала значений химического элемента по группам: от минимального – зеленого цвета до максимального – красного.

По рассчитанным значениям эталонных показателей >1.5 Кк, в программе Surfer были построены карты аномального геохимического поля Кгс 1-9, а по совмещенным или близкорасположенным аномалиям были выделены участки и по каждому подсчитаны прогнозные ресурсы меди и элементов-спутников в соответствии с [1], коэффициенты корреляции меди с элементами-индикаторами и значения показателей геохимической специализации. В заключении по сведённым в таблицу-кадастр геохимическим параметрам определена степень перспективности каждого участка. Всего выделяется 7 перспективных участков, из них на четырех участках по сумме прогнозных ресурсов меди категории P_2 прогнозируется выявление крупного объекта. Для этих участков по выборкам от 29 до 133 проб, характерно пространственное совмещение рудно-геохимических ассоциаций Кгс 5-9, высоко-аномальное среднее значение показателей Кгс >10 Кк (мин.12.3 макс.115.5), значимые коэффициенты корреляции меди с Fe, Pb, Zn, Mo, Mn, As, Sb, Co, Au. В рудах основными попутными компонентами кроме меди при добыче могут быть Mo, Co, Te, W, а также редкоземельные элементы Y-группы.

В целом, комплексные геохимические аномалии на Аксайской площади приурочены к зонам дробления, рассланцевания разломов СЗ простираения в эндо-, экзоконтактовой части Аксайского интрузива, что мы можем наблюдать в центральной части площади. Кроме того, отмечаются линейные зоны дробления и брекчирования вне интрузий с установленной, по отдельным точкам наблюдения, видимой медной минерализацией. В северной части площади выделяется предположительно две зоны: западная шириной до 500–600 м с протяжённостью >2000 м, прилегающей с СВ к разлому СЗ простираения, и другая восточная близкая к изометричной форме с В-СВ простираением, размером 1500-2800 метров.

Таким образом, исходя из анализа состава и пространственного распределения рудно-геохимических ассоциаций на изучаемой площади предположительно можно выделить следующую этапность формирования руд:

Первый этап. $Kgc-5 = (Cu + Sr + Mn + Au + Ag) / (La + Y + Zr + Ti + Ca)$, на завершении формирования Аксайского массива связано образование метасоматически-изменённых пород характеризующиеся низко-, и аномальными содержаниями большинства рудных элементов. Пробы с высокo-аномальными значениями меди в большей части отмечаются в поле эффузивных пород на перспективных участках.

Второй этап. $Kgc-7 = (Cu + La + Y + Au + Fe + Sc + Mo) / (Ag + Sr + B + Al + Ti + K + Zr)$, и $Kgc-6 = (Fe + Cu + Co + Sc + Cr) / (Sr + Na + B + Al + K + Zr)$, формирующие собой штокверковые зоны в виде кварцевых, кварц-спекуляритовых и спекуляритовых жил и тектоно-гидротермальных брекчий с гематитовым цементом, где породы частично интенсивно прокварцованы до вторичных квар-

цитов пробы группы 6. Непосредственно связаны с зонами разлома и оперяющих его нарушений СЗ простирания, как в эндоконтактной, так и экзоконтактной части Аксайской интрузии.

Третий этап. 1-я стадия. $K_{гс-8} = (Cu + Zn + Mn + Ba + Mo + Au + Ca) / (Na + Ti + K + Zr + Al + Sn + B)$, предположительно формирование проходило в приконтактной части с разломами, преимущественно в экзоконтакте с интрузией, представленная интенсивно прокварцованными риолитами и гранитами до вторичных кварцитов лимонитизированными с прожилками кварца и призмами малахита.

Третий этап. 2-я стадия. $K_{гс-9} = (Cu + As + Ag + Sb + Cd + Se + Pb) / (Bi + La + P + Ai + Ti + K + Zr)$, где осаждение проходило в местах тектонически ослабленных зон, оперяющих основной разлом СЗ простирания, на отдалении от интрузии, и представленная лимонитизированными кварцитами с малахитом и лимонитизированными тектоническими брекчиями. Максимально продуктивная, предположительно на потенциально перспективных участках в над интрузивной зоне. В таких участках на нижних горизонтах, можно ожидать наличие медно-рудных тектоно-гидротермальных брекчий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / М-во геологии СССР. М., Недра, 1983. 191 с.
2. Патент № RU2767159C1, от 16.03.2022г «Способ поиска золоторудных и золотосодержащих месторождений по рудно-геохимическим ассоциациям».
3. Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М., ЦНИГРИ, 2010. 95 с.

Ноев В.С.

АО «СВПГО»

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКОВЫХ РАБОТ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО РУДНОГО УЗЛА КАНЧАЛАНО-АМГУЭМСКОЙ ЗОНЫ (ЧУКОТСКИЙ АО)

В результате поисковых работ на золото и серебро в пределах Центрального рудного узла Канчалано-Амгуэмской зоны на северо-востоке Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса выполнена оценка перспектив выявления рудных объектов золото-серебряной формации [1, 3, 4]. В 25-ти километрах северо-западнее Центрального рудного узла находится эксплуатируемое золото-серебряное среднее месторождение Валунистое, являющейся объектом аналогом геолого-поисковой модели.

В пределах Центрального рудного узла выявлены перспективные на золото и серебро рудоносные прожилково-жильные зоны в приапикальных частях окварцованных и пропилитизированных субвулканических тел леурваамского позднемелового интрузивного комплекса, прорывающих интрузивные образования более раннего экитыкинского позднемелового комплекса. В пределах зон выявлены и оконтурены рудные тела с промышленными содержаниями золота и серебра. Изучены технологические свойства руд. Проведена предварительная оценка прогнозных ресурсов золота и серебра категории P_1 и P_2 . Выполнена геолого-экономическая оценка выявленных объектов. Подготовлены рекомендации для дальнейших геологоразведочных работ. Вещественный состав золото-серебряных руд и околорудных метасоматитов изучен сотрудниками ЦНИГРИ.

Поисковые полевые работы в 2020–2022 гг. включали: поисковые маршруты, опробование по вторичным ореолам рассеяния, магниторазведку, электроразведку, проходку канав и бурение колонковых скважин.

Поисковые маршруты проходили с картированием геологических подразделений и отбором штучных проб из потенциальных рудных образований. Наиболее высокие содержания золота (до 30 г/т) и серебра (до 1000 г/т) были выявлены в пропилитизированных дацитах с кварц-карбонатными прожилково-жильными зонами с неясно полосчатыми текстурами.

В результате площадного литохимического опробования по вторичным ореолам составлена геохимическая основа рудного узла, выделены комплексные золото-серебряные аномалии, проведена оценка геохимических ресурсов и выделены перспективные участки.

Площадные геофизические работы позволили построить карты кажущегося сопротивления и магнитного поля. Карты отражают различные структурные неоднородности геологических объектов, в том числе рудоносные субвулканические образования кислого состава леурваамского комплекса и рудоконтролирующие разрывные нарушения.

Канавами и скважинами вскрыты рудные пересечения, представленные кварц-карбонатными образованиями в дацитах леурваамского комплекса и монцодиоритах экитыкинского комплекса. Простираание их субмеридиональное и субширотное. Средняя мощность по поверхности составляет 2–3 м, протяженность 200–300 м.

Золото-серебряное рудопоявление отвечает акантитовому минеральному типу золото-серебряной рудной формации. Отличается широким развитием фестончато-полосчатых, неясно полосчатых и каркасно-пластинчатых адуляр-карбонат-кварцевых и карбонат-кварцевых жильно-прожилковых зон с широким развитием минералов пираргирит-полибазитовой (продуктивной на серебро) и золото-акантитовой (главной продуктивной) минеральных ассоциаций при умеренном развитии минералов более ранней галенит-сфалерит-халькопиритовой минеральной ассоциации.

минералов в основной массе не превышают 50 мкм, крупные зерна (0,1–0,5 мм) присутствуют в небольшом количестве.

По имеющимся на настоящий момент результатам, наиболее перспективным участком является штокверк Северный на левом склоне руч. Лось (рис. 1, 2). По двум рудным телам, отвечающим установленным в техническом задании оценочным параметрам, ресурсы категории P_1 составили: 1,6 т золота, 67 т серебра (2,4 т условного золота), 0,37 тыс.т руды, при среднем содержании золота – 4,5 г/т, серебра – 181 г/т, (6,5 г/т условного золота). Остальные рудные тела, пересеченные горными выработками, характеризуются содержаниями золота ниже минимальных оценочных. В пределах штокверка Центральный ресурсы золота по трем рудным телам составляют: 1,1 т золота, серебра 20 т, (1,4 условного золота).

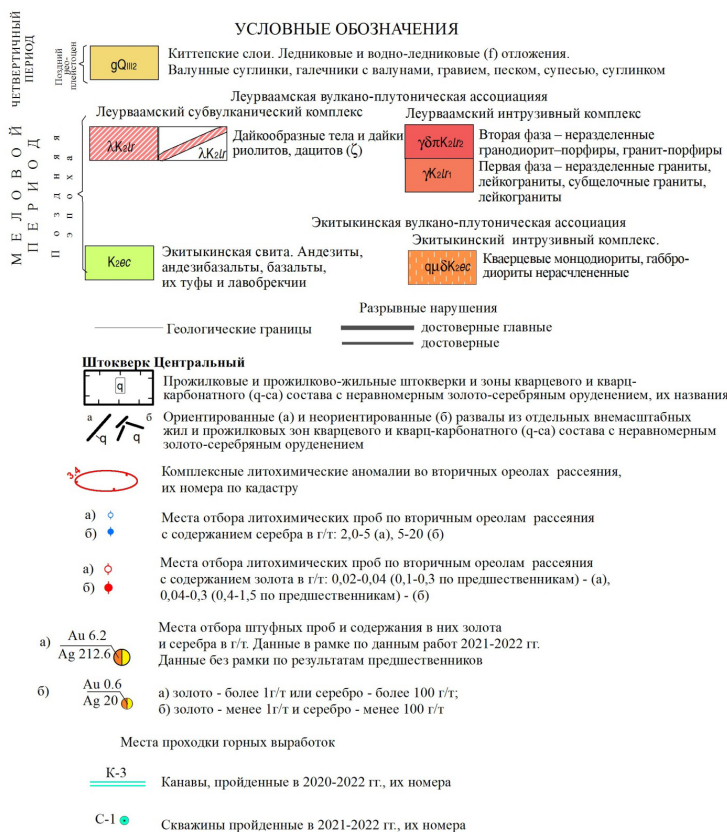


Рис. 2. Условные обозначения к геологическому плану участка Центральный

Общие прогнозные ресурсы категории P_1 по 9 рудным телам в пределах штокверков Северный, Центральный, зоны Базальтовая составили золота 3,7 т, серебра 127 т (5,2 т условного золота), количество руды – 3,9 тыс. т [2]. Для потенциального рудного поля Центральное оценены прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве: 12 т золота, 775 т серебра (21 т условного золота), руды 14 тыс.т руды.

Ресурсы оценены по результатам лабораторно-аналитических работ 2021 года. По пробам, отобранным в ходе полевых работ 2022 года, производятся лабораторно-аналитические исследования. Возможен существенный прирост ресурсов после получения результатов лабораторных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казинский В.А. Отчет о поисках в пределах восточного фланга Канчаланской рудной зоны за 1992-1995 годы. (Тнэквеемский отряд). Научно-производственное предприятие «Геопоиск». п. Эгвекинот, 1996. Чукотский филиал ФБУ «ТФГИ по ДФО», Инв. № 5983.
2. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Золото. М.: ЦНИГРИ, 2002
3. Ноев В.С., Кулешов А.В., Сторож Е.Б. и др. Поисковые работы на золото и серебро в пределах Центрального рудного узла Канчалано-Амгуэмской зоны (Чукотский АО). г.Москва, 2022 г.
4. Романов Н.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, издание второе, серия Пыкарваамская, лист Q-60-XVII, XVIII, М., МФ ВСЕГЕИ 2013.

Носонов Е.Ф., Зименко М.И., Зименко Е.А.
АО «Росгеология», АО Северо-Восточное ПГО

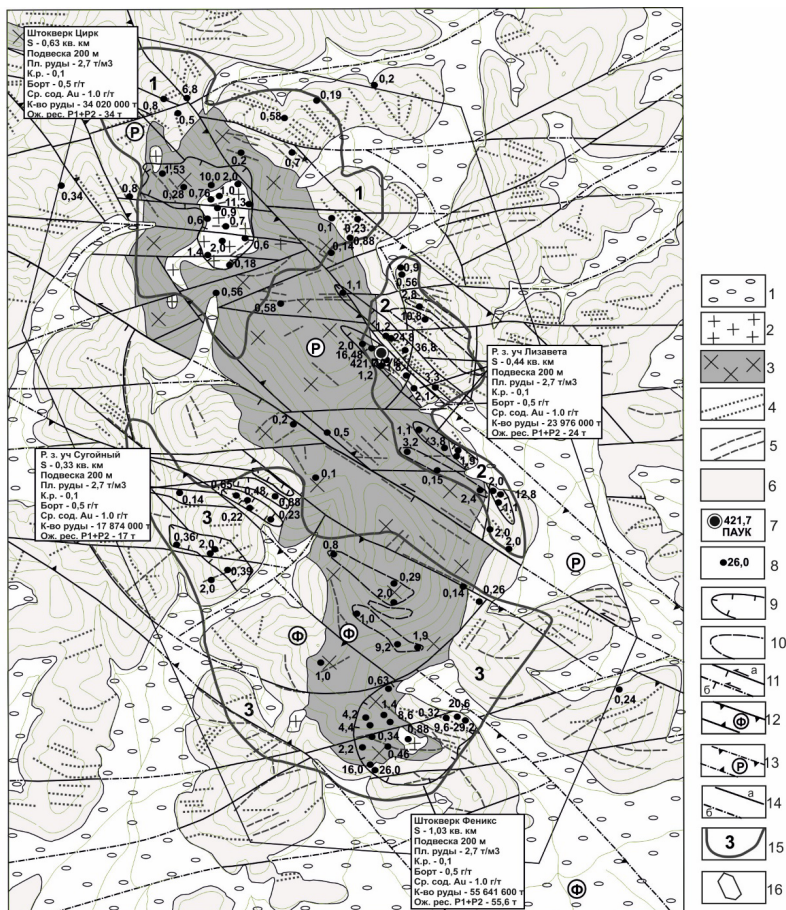
ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ АРАХНИДОВОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ

В тектонических структурах региона Араханидовая площадь расположена в центральной части Детрино-Бохапчинского брахискладчатого района, сложенного среднепермскими-верхнетриасовыми алевритоглинистыми, аспидными и туфогенно-терригенными толщами Вилигинского террейна задугового бассейна Кони-Тайгоносской островодужной системы, на пересечении северного фланга широтного регионального Пограничного разлома глубокого заложения с оперяющим разломом северо-

западного направления Яно-Нелькобинской тектонической зоны. По гравиметрическим данным рассматриваемая территория находится на участке провисания поверхности Мохо до 39 км, в диапазоне глубин 20–30 км здесь предполагается автохтонный магматический плутон базитового состава, а в приповехностной части на глубинах в несколько километров – аллохтонный интрузив гранитоидов. В металлогеническом отношении площадь находится на севере Охотско-Чукотского минерагенического пояса, составляя основу Пауковского молибден-медно-золото-порфирового рудного узла.

В настоящее время для Архнидовской перспективной площади (рудного поля Паук) апробированные ресурсы золота по категории P_3 оцениваются в 30 т (жильный тип золото-кварцевой формации) со средними содержаниям 20 г/т (Протокол №7 от 27.03.2012 г. ФГУП «ЦНИГРИ»). В 2021-2022 гг. в рамках поисковых работ на золото в пределах Арахнидовой ПП установлены структурно-тектонические, формационные, магматические, гидротермально-метасоматические факторы и поисковые признаки контроля золото-порфирового оруденения, выполнена оценка ожидаемого ресурсного потенциала объекта по сумме категорий P_1+P_2 . В пределах площади (Пауковского рудного поля) локализован ряд субвертикальных изометричных (Цирк, Феникс) и линейных (Лизавета, Сугойный) штокверков общей площадью 2,43 км², состоящих из маломощных гидротермальных жил в обрамлении тонкого прожилкования и прожилково-вкрапленных и брекчиевых руд с халькопиритом, борнитом, молибденитом, висмутином, шеелитом, теллуридами висмута и самородным золотом в теле интрузива и его эндо-экзоконтактной зоне. Ожидаемые прогнозные ресурсы золота по сумме категорий P_1+P_2 оцениваются в 130 т (ср. сод 1,8 г/т, борт 0,5 г/т, к.р. – 0,1, плотность руды 2,7 т/м³, глубина оценки 200 м) (рис. 1). Внутри штокверков предполагается наличие линзовидных крутозалегающих обогащенных участков (рудных тел) жильно-прожилково-вкрапленной минерализации с содержаниями золота от 0,5 до 10-36 г/т мощностью от 3-10 до 25-50 м и протяженностью по простиранию и падению в сотни метров. В рудных телах золото ассоциирует с висмутом (теллуrom), мышьяком, медью, вольфрамом, серебром, свинцом. Предполагается открытый способ отработки.

Для прогнозно-поисковой модели золоторудных порфировых объектов, связанных с гранитоидными интрузиями, применимы типовые модели молибден-медно-порфировой рудно-магматической системы (РМС), как базовой формации с многоуровневым развитием золотого оруденения [1]. В качестве объектов аналогов используют типовые модели эталонных месторождений Васильковское (Казахстан), Форт-Нокс (США); приемлема порфирово-эпитеpмальная РМС месторождения Находка, Весеннее.



Рыхлые пролювиальные и аллювиальные образований верхнего неоплейстоцена-голоцена - 1. Интрузивные образования пауковского комплекса, с которыми пространственно, парагенетически и генетически связано оруденение золото-порфирового типа (2-5); штоки амфибол-биотитовых плагитогранитов, плагитогранит-порфиров - 2; биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые тоналиты, гранодиориты (главная фаза) - 3; дайки и дайкообразные тела различного состава порфировидные и порфировые, одровозрастные или древние тоналитов главной фазы - 4; то же, секущие тоналиты главной фазы - 5. Терригенные алевроито-глинистые и флишеидные толщи триаса - 6. Отработанное эпitherмальное сверхмалое месторождение золота Паук, среднее содержание металла в руде в г/т - 7. Пункты минерализации золота, содержание металла в г/т - 8. Прогнозируемые изометричные и линейные золоторудные штокверки в гранитоидом штоке и его осадочном обрамлении (ГРР первой очереди) - 9; то же, второй очереди - 10. Разрывные нарушения (11-14): главный сбросо-сдвиг на поверхности - 11а, перекрытый четвертичными отложениями - 11б; зоны рудоконтролирующих разломов: Фланговая (Ф) - 12, Раздельная (Р) - 13; прочие разломы установленные - 14а, предполагаемые под чехлом рыхлых четвертичных образований - 14б. Комплексные аномалии золота во вторичных ореолах рассеяния - 15: Цирк (1), Лизавета (2), Феникс-Сугойная (3). Контур Арахнидовой площади - 16.

Рис. 1. Схема прогноза на золото Арахнидовой перспективной площади

Представленная многофакторная прогнозно-поисковая модель золото-порфирового оруденения включает различные факторы локализации оруденения в соответствии с Методическим руководством «Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов» [ЦНИГРИ, 2002]. Основными факторами контроля оруденения являются структурно-тектонический, магматический, геохимический и гидротермально-метасоматический.

Структурно-тектонический фактор. Расположение гранитоидного интрузива Паук в пределах интрузивно-купольной структуры и зоне влияния региональных разломов, над источником фемического состава. Блоки интенсивной тектонической проработки пород на пересечении Раздельной и Фланговой рудоконтролирующих зон разломов С-З простираения сбросо-сдвиговой кинематики с дуговыми элементами структуры и нарушениями С-В, субширотного направлений, вмещают гидротермально-метасоматические образования с оруденением Мо-Си-порфирового, Au-порфирового и Au-Ag типа, а также определяют структурно-морфологический облик рудоносных штоков. Апикальные выступы 2-го порядка с вложенными штоками гранитов заключительных фаз маркируют изометричные штоки (Цирк, Феникс).

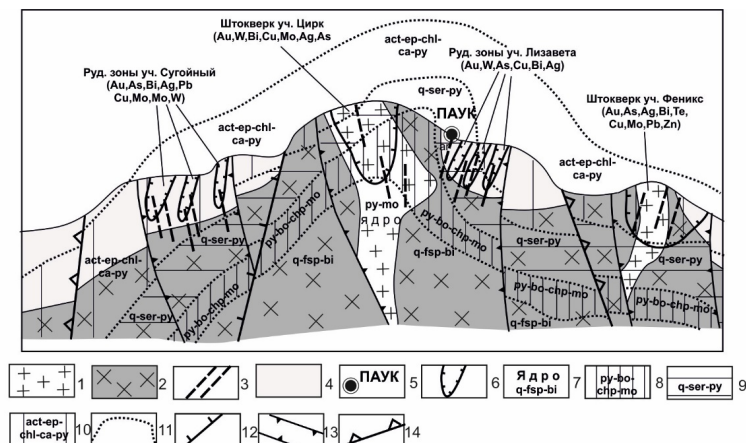
Магматический фактор. Многофазный пауковский комплекс (J_3 - K_1) плутонических пород ряда: габбро – диорит – кварцевый диорит – тоналит – плагиогранит – гранит, завершающийся порфировой фазой «гибридных» даек повышенной основности. Эволюция пород от латитового ряда (первые фазы), гранитоиды – известково-щелочные с калиево-натровым, натровым типом щелочности ($Na_2O > K_2O$), с отклонением к низкокалиевым, толеитовым (в порфировой фазе). A/CNK – 0,9–1,1. Породы магнезиальные, метAPERALYUMINIEVЫE, магнетит-ильменитовой феррофации, обеднены Rb, не много Y, Nb, обогащены Sr и Ba; отношение Sr/Y до 20–40. Геохимический тип: I-граниты, корово-мантийных магм с островодужными метками. K-Ag возраст интрузивной фазы 144 млн. лет, порфировой – 129 млн лет. Уточненный U-Pb возраст интрузивных гранитов 151 млн лет [4]. Предполагается геодинамическое единство эндогенных образований с этапом тектономагматической активизации позднеюрско-раннемелового Удско-Мургаляского вулканического пояса, Cu-Мо специализации [2, 3].

Геохимический фактор. Рудогенные образования потенциальных штоков фиксируются контрастными аномалиями Au (от 0,03 до 0,3–2,5 г/т) с устойчивой корреляцией золота с Bi (Te), As, Cu (Ag, Pb). Определяются элементы геохимической неоднородности, относительно главного сбросо-сдвига Раздельной зоны разломов, проходящего через центральную часть штока. Для северного блока – обобщенный ряд элементов ранжированных по продуктивности: Au, W, Bi, Cu, As, Ag, Mo, Co, Mn, Zn, Ni, Cr, Pb,

Li, Sn, Ba; для южного – Au, As, Bi, Ag, Pb, Cu, W, Co, Mo, Zn, Ni, Mn, Cr, Sn, Ba, Li. Их сравнение показывает более выраженное накопление W (локальные Ag, Pb, As) в северной; более широкое проявление As, Ag, Pb (с локальными W и Mo) – в южной части, что, очевидно, связано с интенсивностью эрозионного среза тектонических блоков. Предварительная оценка эрозионного среза по коэффициенту средних отношений элементов Ag^*Pb^*Zn к W^*Bi^*Mo подтверждает относительно большую эродированность штокверка Цирк в эпицентре структуры (с наиболее контрастными аномалиями Cu, Mo, Bi, W и Au) и наименьший эрозионный срез для штокверка Феникс, в южной апикальной зоне массива. Периферия геохимического поля выражена ассоциацией Co, Ni, Cr, Mn, Ba Гидротермально-метасоматический фактор. Метасоматические изменения в эпицентре РМС выражены более высокотемпературной фацией пропилитизации – уч. Цирк (актинолит, турмалин). В тектонических зонах отмечается грейзено-березитовый тип изменений (граниты 6 фазы), калишпатизация и окварцевание (плагиограниты); накладываются хлорит – серицит – кварцевые изменения. В южной части уч. Феникс – среднетемпературная пропилитизация (эпидот, пренит) с наложением зон прожилков хлорит-серицит-кварцевых, хлорит-карбонат-кварцевых с каолинитом. На флангах уч. Лизавета больше выражена биотитизация, сопряженная с хлорит-серицит-кварцевой зоной; серицит-карбонат-кварцевые изменения, локальная аргиллизация – в пределах эпитермального проявлении Паук. Характерно тяготение калишпатовых разностей пропилитов к эндоконтактовым зонам, а альбитовых – к экзоконтактовым зонам штока. Парагенные ассоциации рудных минералов (наиболее распространенные и визуально определяемые от центра к периферии штока): пирит-молибденит, пирит-халькопирит+борнит, и полисульфидная пирит-арсенопиритовая с халькопиритом и галенитом; пирит, пирит-пирротин. Встречаются: сфалерит, вольфрамит, висмутин, самородное золото. В составе эпитермальной минерализации, кроме золота отмечен аргентит, матильдит, антимонит. Вторичные минералы: малахит и азурит, гематит, лимонит и др. В роговиках наблюдаются Fe-оксидные брекчии с цементом оксидов железа, участками сульфидным с арсенопиритом.

Таким образом, геохимическая зональность в масштабе интрузива и его рамы отражает элементную зональность, связанную с постепенным охлаждением гидротерм и является типичной для прогнозируемого типа оруденения (рис. 2). Такая же, зональность предполагается и в вертикальном разрезе. Также, результатами исследований флюидных включений гидротермальных образований подтверждается наличие в пределах рудного поля разновременных типов золотого оруденения. С учетом уровня современного эрозионного среза гранитоидного штока, предполагается незначительная эродированность золото-редкометалльного яруса оруденения, с

перспективностью крупного промышленного объекта [3]. Наиболее перспективным на золото-редкометалльный тип руд по геологическим данным представляется штокверковая зона уч. Феникс, отличающаяся наименьшим эрозийным срезом.



Интрузивные образования пауковского комплекса порфировидного и порфирового облика (1-3); штоки амфибол-биотитовых плагиогранитов, плагиогранит-порфиров -1; биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые тоналиты - 2; дайки порфировых пород различного состава - 3. Терригенные толщи триаса - 4. Отработанное эпitherмальное сверхмалое месторождение золота Паук - 5. Прогнозируемые золоторудные штокверы и зоны с золото-порфировым оруденением - 6. Элементы рудно-метасоматической зональности (7-11): малосульфидное ядро, кварц-полевошпат-биотитовые изменения; грейзенизация (пирит-молибденит) - 11; пирит-(молибденит)+борнит-халькопиритовая рудная зона - 8; малопиритовая (< 2 %) оболочка, пирит-кварц-серпичитовые изменения - 9; пиритовая оболочка (5-10 %), пропилитизированные породы (актинолит-эпидот-хлорит-карбонат-пирит) - 10; границы рудно-метасоматических зон - 11. Разломы (11-14): главный сброс-сдвиг - 12; рудоконтролирующие разломы - 13; дуговые разломы Архнидовской интрузивно-купольной структуры - 14.

Рис. 2. Обобщенная модель золото-порфировой рудно-метасоматической системы Паукского рудного поля (Арахнидовая ПП)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков А.В., Сидоров А.А., Старостин В.И. Металлогения вулканогенных поясов и зон активизаций. М., 2014, с. 324-326.
2. Зименко Е.А., Горячев Н.А., Зименко М.И., Хасанов И.М. Натровые гранитоиды Охотско-Колымского водораздела и связанное с ними оруденение (юг Магаданской области). ФГУП «Магадангеология», СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, 2004.
3. Сидоров В.А., Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Сидоров А.А. О «корнях» Au-Ag-эпitherмального оруденения на примере Паукского рудного поля Детринского рудного района (Северо-Восток России) // Доклады Академии Наук, 2009, том 425, №3, с. 361-366.
4. Шпикерман В.И., Васькин А.Ф., Желебогло О.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Верхояно-Колымская серия, лист Р-55 (Сусуман) // 2016.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ РТУТНОГО АНАЛИЗАТОРА ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ НА ПЕРЕКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

На сегодняшний день наблюдается возрастание интереса к скрытым, слепым месторождениям, и, в том числе, к геохимическим поискам таких месторождений. Анализ публикационной активности, приведенный в статье Воробьева С.А. и Миляева С.А. [2] показывает, что преобладающее значение в отечественных и зарубежных исследованиях отдается поискам по вторичным ореолам рассеяния (рис. 1). Однако, стоит отметить, что на примерно одном уровне с другими видами поисков за рубежом находится атмогеохимический, тогда как в нашей стране о нем говорят чуть чаще чем о биогеохимических поисках. О возможностях использования атмогеохимических методов, а именно ртутметрии, при поисковых работах и пойдет речь в данном докладе.

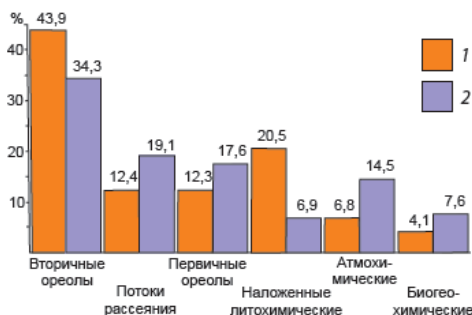


Рис. 1. Распределение публикаций по видам геохимических поисков рудных месторождений по данным электронной библиотеки «eLibrary» на 2001-2021 гг.: [2]

Число публикаций: 1 – отечественные; 2 – зарубежные

В основе ртутметрического метода поисков лежит представление А.А. Саукова о наличии ртути содержащей газовой атмосферы над гидротермальным рудным раствором. Благодаря высокой проникающей способности паробразной ртути и отчасти за счет гидротермальных растворов, содержащих в большем или меньшем количестве ртуть, вокруг сульфидных месторождений образуются первичные ореолы рассеяния ртути. Они являются более широкими, чем для других халькофильных элементов, поскольку последние переносятся в основном в растворах [1].

Газовые ореолы ртути образуются как над ртутными месторождениями, так и над рудными залежами не ртутных объектов, где ртуть может находиться в виде изоморфной примеси в кристаллической решетке минералов меди, цинка, железа (по своим геохимическим свойствам Hg является аналогом кадмия и может входить в состав сфалерита, галенита, халькопирита [3]) или присутствовать в виде механической примеси киновари в других минералах, например реальгаре. Разница в содержаниях ртути в рудах и вмещающих породах может различаться в 5-1000 раз [7]. В результате физико-химических процессов в зоне гипергенеза происходят преобразования первоначальных форм нахождения ртути в сторону легковогняемых форм, а также самородной ртути [1, 7]. Количество ртути, переходящей из твердой фазы в газовую, зависит от температуры, формы нахождения ртути и концентрации ее в твердой фазе, а также от площади рудной и ореольной поверхности [7].

Ртуть, как элемент широкого рассеяния вместе с йодом, сурьмой и бромом, обладает рядом преимуществ в первую очередь для скрытых рудных залежей, поскольку образует обширные ореолы, достигающие первых километров и уходящих вглубь на 300-800 м (рис. 2) [6]. Атмогеохимические поиски по ртути являются достаточно универсальным методом, т.к. метод применим к большому количеству генетических типов руд: полиметаллические, колчеданные, золото-серебряные и др.

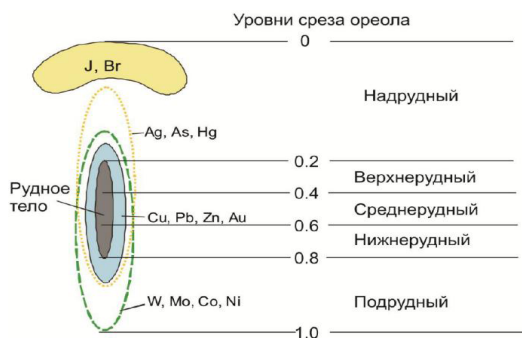


Рис. 6. Уровни максимального накопления элементов в первичном ореоле сульфидосодержащего рудного тела

Рис. 2. Уровни максимального накопления элементов в первичном ореоле сульфидосодержащего рудного тела. (по Н.И.Сафронову и А.П. Соловову) [6]

Газортутный метод поисков месторождений впервые был применен сотрудниками Всесоюзного института техники разведки под руководством Е.А. Сергеева в 1957 году, в последствии его применяли с

70-ых по 90-е годы В.З. Фурсов, И.И. Степанов, А.М. Эдельман и др. В 2017 году П.А. Неволько и П.А. Фоминых провели наиболее свежие из опубликованных опытно-методических работ на Новолушниковском золоторудном месторождении салаирского кряжа, в результате которых были получены высокие оценки эффективности газортутной съемки [5].

Однако, при всех позитивных сторон поискового значения газортутной съемки нельзя не сказать о проблемах ее применения. Так, например, пары ртути следуют по пути наименьшего сопротивления, по зонам трещиноватости и разрывным нарушениям, что создает ложные аномалии на поисковых участках и требуют тщательной разбраковки. При ртутной съемке необходимо учитывать наличие глинистых, углисто-глинистых образований в покровных образованиях, которые могут служить экраном для мигрирующих ртутных соединений [3]. И, наверное, самое главное – это плохая воспроизводимость результатов газортутного анализа, которую фиксировали все предшественники. Но, возможно, данная проблема преследовала только анализаторы старого поколения, а новые, более совершенные модели повысят этот важный показатель.

Для определения содержания ртути в различных средах (воздух, вода, почвы, продукты питания и т.д.) наибольшее распространение получили атомно-абсорбционные и атомно-флуоресцентные анализаторы, различающиеся как оптическими схемами, так и способами концентрирования ртути. В большинстве случаев традиционная схема анализа включает этапы пробоподготовки (минерализация проб с кислотами) и концентрирования ртути на сорбенте (чаще всего используется золото). Применение сорбента позволяет снизить предел обнаружения и увеличить селективность анализа (за счет избирательного поглощения сорбентом ртути из газовой фазы). Недостатком этого метода является существенное влияние мешающих компонент на величину поглощающей способности сорбента. Подобная зависимость приводит к необходимости постоянного контроля коэффициента сорбции при помощи стандартных образцов и чистки сорбента через каждые 8-10 циклов измерений, что значительно усложняет процедуру анализа. Этих недостатков лишен атомно-абсорбционный спектрометр РА-915М, в котором для корректировки неселективного поглощения света использован метод зеемановской модуляционной поляризационной спектрометрии с высокочастотной модуляцией поляризации света. Данный анализатор был приобретен ФГБУ «ЦНИ-ГРИ» для проведения опытно-методических работ и участия в будущем в поисковых работах на скрытое оруденение. Принцип метода измерений показан на рис. 3.

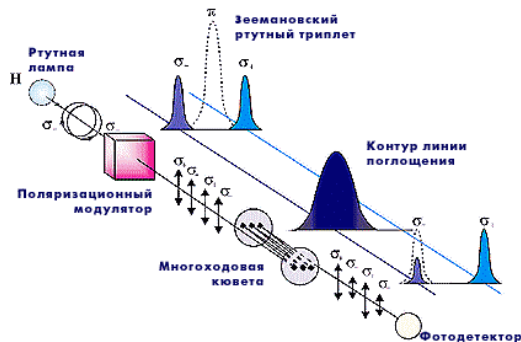


Рис. 3. Принцип действия анализатора РА-915М

Источник излучения помещен в постоянное магнитное поле, под действием которого резонансная линия ртути с длиной волны 254 нм расщепляется на ряд зеемановских компонент. При определенном значении магнитного поля часть компонент остается в области максимального поглощения ртути и является аналитической линией, а другая часть, выходящая за пределы контура поглощения, выполняет роль линии сравнения. Разделение этих линий во времени происходит с помощью поляризационного модулятора. В отсутствие ртути в анализируемом пространстве интенсивности линий равны. При появлении атомов ртути происходит поглощение резонансного излучения на длине волны аналитической линии, что приводит к возникновению разностного сигнала, пропорционального концентрации анализируемых атомов. Величина спектрального смещения зеемановских компонент значительно меньше ширины молекулярных полос поглощения и спектров рассеяния, поэтому появление неселективной помехи, до 500 раз ослабляющей излучение, приводит к одинаковому ослаблению опорной и аналитической линий. Отношение их интенсивностей при этом не меняется, и чувствительность прибора остается практически постоянной. Поэтому степень обеспечения селективности в данном приборе существенно выше, чем у атомно-абсорбционных спектрометров с дейтериевым корректором неселективного поглощения. В методическом плане это приводит к устранению или существенному упрощению этапа пробоподготовки. В данной схеме используется один источник излучения для формирования аналитического и опорного излучения, распространяющихся по одному и тому же оптическому пути, благодаря чему удается полностью устранить влияние фликкер-шумов источника света на результаты измерений. Предел обнаружения определяется исключительно дробовыми шумами [4].

Использование данного анализатора, естественно, возможно только в комплексе с другими геохимическими, геофизическими методами в виду озвученных выше проблем газортутной съемки. Но все же использование данного анализатора кажется крайне перспективным. В настоящий момент авторы находятся в поисках объекта опытно-методических работ и готовы принять рекомендации коллег для его выбора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А., Сауков А.А. Очерки геохимии ртути. М., 1972.
2. Воробьев С. А., Милев С. А. Геохимические поиски рудных месторождений, не выходящих на дневную поверхность. Состояние и перспективы // Руды и металлы. – 2022.
3. Лукашев К.И., Лукашев В.К. Геохимические поиски элементов в зоне гипергенеза. Минск, 1967.
4. Машьянов Н. Р., Погарев С. Е., Рыжов В. В. Возможности атомно-абсорбционного спектрометра РА-915⁺ с зеемановской коррекцией для определения ртути в различных средах // Аналитика и контроль. – 2001
5. Неволько П.А., Фоминых П.А. Опыт-но-методическая газортутная съемка на Новолушниковском золоторудном месторождении (Салаирский край) // Разведка и охрана недр. – 2017
6. Трофимов Н.Н., Рычков А.И. Геохимические поля элементов широкого рассеяния и поиски глубокозалегающих рудных месторождений. М., 1979
7. Фурсов В.З. Ртуть -индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. М., 1977

Решетняк В.Н., Бударина Т.В., Леонов С.С., Писоцкая Л.И., Ирхин Р.О.

ОП «ВНИГРИуголь» АО «СНИИГТиМС»

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ КАМЕРАЛЬНЫХ РАБОТ ПО УЧАСТКУ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА УГОЛЬ

Для повышения эффективности выполнения геологоразведочных работ применяются различные информационные технологии: географические информационные системы (ГИС) – MapInfo, Idrisi, ArcView, ArcInfo, ГИС ПАРК, Global Mapper; графические пакеты – CorelDraw, PhotoShop; редакторы системы автоматического проектирования (САПР) – AutoCad, CADDy; прикладные информационные технологии: Micromine, Surpac, ГИС INTEGR0 и др.

ВНИГРИуголь по контракту с Роснедра в течение ряда лет выполнял работы по методическому обеспечению и сопровождению поисковых и

оценочных работ на уголь, выполняемых за счет средств федерального бюджета. В работе активно использовались геоинформационные системы – ArcView GIS v.3.2 и Arc GIS v.9.3.

В институте разрабатывались и внедрялись информационные технологии; обеспечивающие, в частности, камеральную обработку данных геологоразведочных работ на уголь.

Камеральная обработка результатов геологоразведочных работ предусматривает комплексное использование вновь полученных данных и материалов ранее проведенных работ. Для этого требуется применение информационных технологий, позволяющих объединить всю информацию по участку работ в единой системе.

В настоящее время ВНИГРИуголь выполняет работы по созданию электронных каталогов геологических данных для автоматизированной обработки результатов поисковых работ на уголь.

Электронные каталоги представляют собой электронный ресурс – технологию, позволяющую собирать, обрабатывать и анализировать результаты поисковых работ и ранее проведенных работ на конкретном участке.

Структура и содержание электронных каталогов определены по первичным данным поисковых работ, а также с учетом методических пособий, регламентирующих правила оформления документации маршрутных исследований, скважин и выработок [1–3].

Для хранения цифровой и текстовой информации предусмотрена фактографическая часть каталога, которая создается в среде MS Access, а для накопления графических данных – картографическая часть каталога в среде ГИС ArcView 3.2. Для автоматизированной обработки результатов поисковых работ разработана функциональная (управляющая) часть каталога, включающая в себя блоки данных.

Блоки обработки данных для фактографической части каталога разработаны на языке программирования VBA – Visual Basic MS Access и позволяют оперативно получать информацию о характеристиках угольных объектов – участка работ, района работ; составлять документацию обнажений углепроявлений, скважин, горных выработок; геофизических исследований, принятые разрезы по скважинам; выполнять расчетные операции по данным поисковых работ – расчет координат точек инклинометрических замеров, координат точек пластопересечений, координат маркирующих горизонтов, выхода керна по скважине и выводить результаты в виде соответствующих таблиц и документов, которые применяются при выполнении камеральных работ.

Разработанные блоки обработки данных в картографической части каталога созданы в среде ArcView 3.2. на языке программирования Avenue и обеспечивают подготовку необходимой информации для создания карто-

графических материалов по участку работ и построение следующих графических документов: зарисовки каналов, геологические разрезы, литологические колонки по скважинам и выработкам, схемы сопоставления (корреляции) колонок, стратиграфические колонки, структурные (детализационные) колонки по угольным пластам, геолого-геофизические разрезы скважин, планы оценки ресурсов, линии профилей на картах и графики изменения значений показателей и т.д. Блоки обработки данных реализованы в виде семейства программных модулей GEO. Исходными данными для модулей являются данные фактографической части каталога и необходимые картографические слои (шейп-файлы).

Для построения геолого-геофизических разрезов скважин разработан модуль «GeoKar».

Работа с модулем начинается с «создания вида с прямоугольной системой координат» в меню проекта. Перед началом построения необходимо через SQL- соединение добавить в проект таблицу с первичной информацией (по бурению, каротажу или принятому строению с учетом опробования) и присвоить ей имя `Sky_col`.

После подключения таблицы переходим в созданный ранее вид с прямоугольной системой координат, где и будут производиться все дальнейшие действия.

Меню модуля GeoKar включает в себя 6 пунктов, из которых основными и наиболее часто применяемыми являются:

2 – Детализация LAS-кривых, с помощью которого и производятся построения геологических колонок по бурению, каротажу и принятому строению, а также геофизических кривых методов каротажа;

3 – Изменение параметров слоев (позволяет сдвинуть построенные слои по осям X и Y);

4 – Создание визирной сетки (подкладывается под зону кривых методов каротажа).

С помощью меню функции «Детализация LAS-кривых» задаются масштаб построения (1:20, 1:50, 1:100 или 1:200), интервал колонки (для колонок в детализационном масштабе), а также ширина поля интервала (автоматически стоит 25 см).

После внесения указанных параметров в этом окне можно создать графическую заготовку, вывести текущую колонку (соответствующую информации в подгруженной таблице) или создать заготовку кривой LAS.

Для кривых методов каротажа в данном окне предусмотрены отдельные поля. Необходимо выбрать файл формата las с информацией о проведенных геофизических исследованиях (методы и их значения по глубинам), после чего в окне появится список методов, которые можно построить с помощью данного инструмента. Для выбранного отдельного метода

каротажа необходимо задать значение метода (программа считывает измерения на каждой глубине, определяет крайние значения), шаг линейки метода и начальное значение (при необходимости). Модуль последовательно предлагает сохранить три файла: точки кривой метода, кривую метода (линейный объект) и линейку значений метода (шкалу). Подобным образом строятся все геофизические методы, представленные в LAS-файле.

Колонки геологического строения по бурению, каротажу или принятое строятся по схожему пути: инструмент использует данные из загруженной таблицы и создает два файла: полигональный, где каждый отдельный полигон соответствует геологическому слою (с атрибутивной информацией по каждому слою) и точечный, в котором каждый точечный объект лежит на контакте смежных слоев. В соответствии с информацией о литологическом составе полигонам задается различная заливка, делаются необходимые подписи (глубина подошвы, мощность слоя нормальная и осевая, выход керна по слою и т.д.).

Для удобства восприятия каротажных кривых с помощью пункта меню модуля GeoKag есть возможность построить визирную сетку. Выбирается соответствующий пункт меню, задаются основные параметры сетки (интервал по осям X и Y, шаг сетки), после чего программа предлагает сохранить файл сетки.

Данная технология была применена при выполнении поисковых работ на Силовской площади Печорского угольного бассейна. Были построены геолого-геофизические разрезы по скважинам М 1:200 и детализационного масштаба М 1:20 интервалов глубин. ГИС-проект по геолого-геофизическим разрезам по скважинам М 1:200 содержит 18 ВИДОВ, в том числе 14 с литологическими колонками по скважинам на основе данных бурения, каротажа и принятого разреза и 4 – с данными бурения и принятого разреза (без каротажа). Данные каротажа по скважинам включают в себя методы кажущегося сопротивления (КС)/бокового каротажа (БК), гамма-каротажа (ГК), гамма-гамма каротажа (ГГК), кавернометрия (КВ), температура (Т). Геофизические кривые построены в среде ArcView 3.2. на основе файлов Las-формата.

Принятый разрез в М 1:200 отражает следующие данные – колонка, глубина почвы, мощность осевая, угол падения пород, мощность нормальная, выход керна (м), название пласта. Как видно из рисунка 1, для геолого-геофизического разреза с общим строением скважины, кроме указанной ранее информации, заносятся также сведения об участке работ, сроках начала и конца бурения и каротажа, данные о конструкции скважины и информация об используемых геофизических приборах и зондах.

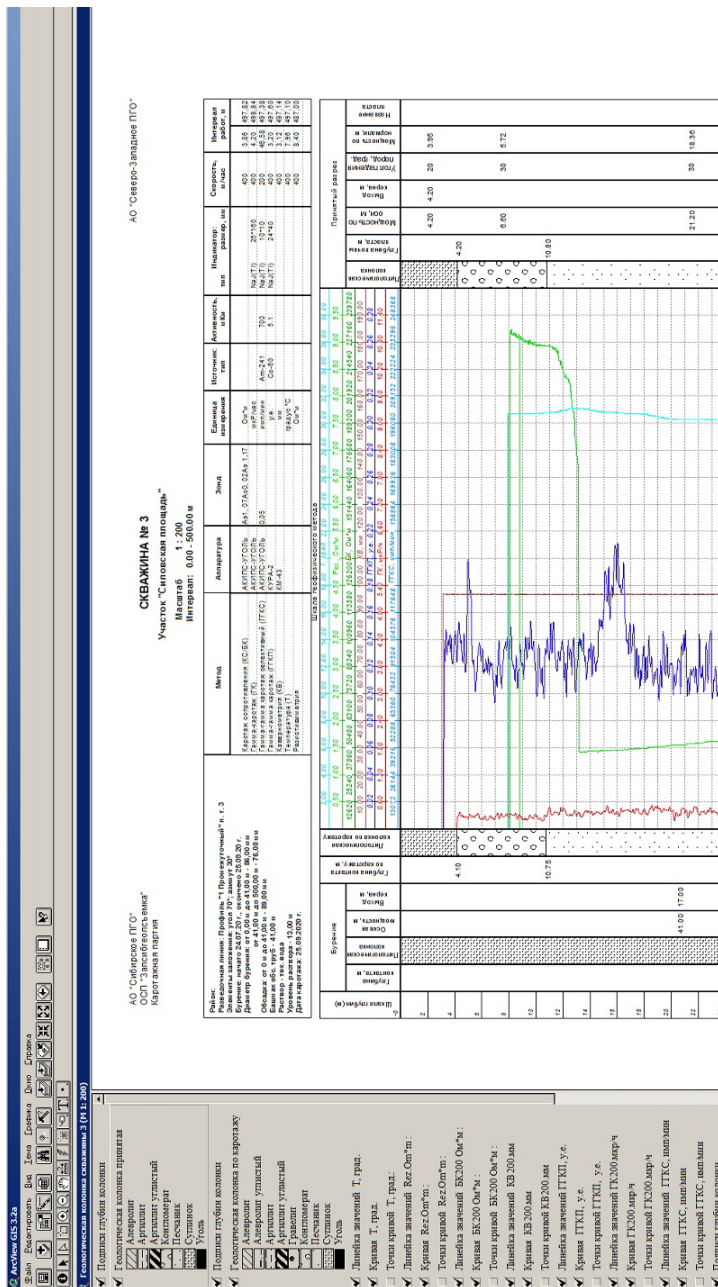


Рис. 1. Фрагмент геолого-геофизического разреза в масштабе 1:200 по скважине в среде ArcView 3.2

ГИС-проект по геолого-геофизическим разрезам интервалов глубин по скважинам в детализационном масштабе 1:20 включает в себя 34 ВИДА. Данные каротажа в масштабе 1:20 содержат кривые КС/БК, ГК, ГГК, кавернометрии (КВ), температуры (Т). Принятый разрез в М 1:20 – колонка, глыбина почвы, мощность осевая слоя (рис. 2).

Таким образом, построенные геолого-геофизические разрезы скважин в среде ГИС позволяют отобразить геологические данные, полученные по бурению, каротажу и принятое строение угольных пластов и разреза в целом, сопоставить эти данные и оценить качество бурения, каротажа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Временная инструкция о порядке, составе и формах представления в ГБЦГИ материалов по первичным геологическим данным по углеразведочным скважинам, ГлавНИВЦ, М., 1997, 47 с.
2. Геологическая документация при геолого-съёмочных и поисковых работах/Бурдэ А.И., Высоцкий А.А., Олейников А.Н. и др.- Л. Недра, 1984. – 271с. (Методическое пособие по геологической съёмке масштаба 1:50 000. Вып.14. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).
3. ГОСТ 2.853-75 Горная графическая документация. Правила выполнения условных обозначений. Введ. 01.07.77. М.: Изд-во стандартов, 1977, 12 с, УДК 744:622:003.62 (083.74).

Русак А.А.

ГЕОХИ РАН

Щекина Т.И.

МГУ им. М.В. Ломоносова

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КРИОЛИТА В ГРАНИТАХ НА МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ КАК МИНЕРАЛА, СОПУТСТВУЮЩЕГО РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Криолит – минерал редкометалльных гранитов, найденный в Гренландии на месторождении Ивигтут. Его название происходит от греческих слов «крио и литос», обозначающих «ледяной камень». Природный криолит относится к группе фторидов (алюмофторидов) с минералогической формулой Na_3AlF_6 . Он относится к структурному типу эльпасолита – криолита и имеет моноклинную сингонию. Высокотемпературная модификация криолита имеет кубическую сингонию. Фазовый переход происходит при температуре 560°C.

Структура криолита представляет октаэдры, их вершины заняты фтором, а в центрах расположены атомы алюминия, получаются комплексы AlF_6 (рис. 1).

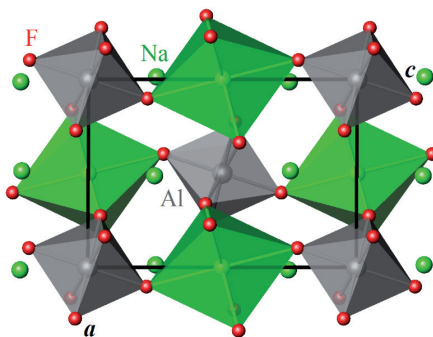


Рис. 1. Кристаллографическая структура криолита
(https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f3/Cryolite_RT_ac.png)

В структуре криолита такие октаэдрические комплексы не связаны между собой и образуют «островки» (структура островного типа). Между AlF_6 октаэдрами в криолите находятся атомы натрия, в эльпасолите (K_2NaAlF_6) между этими же октаэдрами находятся атомы калия и натрия. В криолитионите ($\text{Na}_3\text{Al}_2(\text{LiF}_4)_3$), который имеет гранатоподобную структуру, имеется двойной комплекс в виде LiF_4 -тетраэдров, соединяющих AlF_6 -октаэдры, и между ними в промежутках находятся атомы натрия [2].

Криолит встречается в редкометальных месторождениях совместно с микроклином, альбитом, кварцем (часто горошковидным), арфведсоном, эгирином, рибекитом, литиевыми слюдами (полилитионитом, протолитионитом).

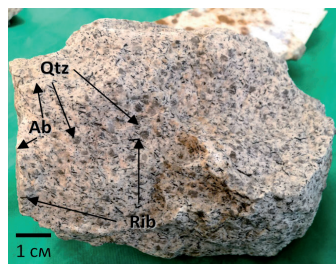


Рис. 2. Альбит-рибекитовая порода с тонкоигольчатым рибекитом и горошковидным кварцем (Зашихинское месторождение)

В парагенезисе с криолитом часто встречаются минералы редких и редкоземельных элементов: пироксеноид, колумбит, гагаринит, циркон, малакон, монацит, флюоцерит, иттрофлюорит и некоторые другие. Криолит чаще всего является акцессорным минералом альбит-рибекитовых гранитов (рис. 2) и связанных с ними пегматитов, но в некоторых объектах он относится к главным породообразующим минералам, образующим не только вкрапленность в гранитах, но также гнезда, жилы и линзы.

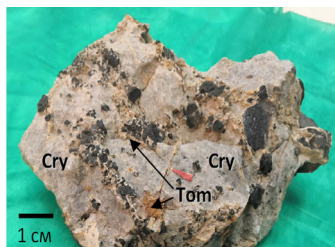


Рис. 3. Гнездовой криолит с прожилками томсенолита (красная стрелка на фото) с Катугинского месторождения

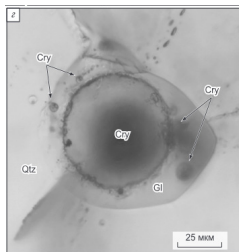


Рис. 4. Крупные (~ 45 мкм) и мелкие (до 10 мкм) шарообразные выделения криолитоподобной фазы [3]

Такие граниты встречаются на месторождениях Катугин, Зашиха, Улуг-Танзек, Ивигтут, Питинга и др. В России первое из них является крупнейшим по запасам тантала, ниобия, урана, циркония, иттрия, РЗЭ и криолита. В нем чаще всего представлен гнездовой криолит (рис. 3), а также встречаются прожилково-вкрапленные выделения. Размеры криолитовых обособлений на месторождении Катугин доходят до 200 м по простиранию массива [4].

Реальность существования криолита в расплаве гранита подтверждена находками фторидных фаз состава криолита в расплавных включениях (рис. 4) из вкрапленников кварца порфировых гранитов массива Ары-Булак (Забайкалье) [3].

В экспериментальных условиях криолит кристаллизуется из гранитного расплава, содержащего фтор в количестве более 3 мас.% [1], при температуре 800–650°C и давлении при 1–5 кбар. В модельных гранитных системах с фтором (от 3 до 20 мас.%), литием (от 1 до 1,5 мас.%) и содержанием воды 2–15 мас.% обнаружена несмесимость между силикатным и солевым расплавами. Из солевого алюмофторидного расплава при 1 кбар и 700°C (вплоть до 400°C) кристаллизуется криолит (рис. 5) [6].

Солевой расплав в наших экспериментах обычно образует глобулы округлой или овальной формы диаметром от 100 до 1000 мкм, имеющие четкие границы с силикатным стеклом (закаленным расплавом). Соле-

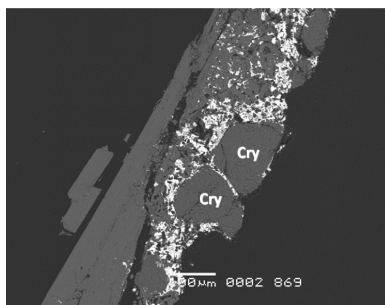


Рис. 5. Кристаллы криолита, образующиеся из солевого расплава при $T=600^{\circ}\text{C}$, $P = 1$ кбар и $\text{CH}_2\text{O} = 15$ мас.%

вой расплав при закалке кристаллизуется и образует полифазный агрегат мелких кристаллов фторидов и алюмофторидов Li, Na, K разной формы и размеров. Солевые глобулы, помимо щелочей алюмофторидов, богаты фторидами PЗЭ, Y и Sc, образующимися при закалке солевого расплава. Они образуют белые (в BSE) кристаллы, ярко выделяющиеся на фоне серых фторидов щелочей. Они неравномерно распределены в объеме солевых глобул, чаще группируются в агрегаты кристаллов до первых десятков мкм в их краевых частях. Наиболее крупные глобулы состоят из смеси закалочных фторидов Al, Na, K, Li разных оттенков серого цвета (в BSE) в зависимости от преобладания того или другого щелочного элемента и фторидов PЗЭ, Y, Sc. Кристаллы криолита заключены в центре солевого глобула и, вероятно, представляют собой монокристалл. Они имеют гладкую поверхность, однородный состав и не содержат включений фаз PЗЭ. Солевой расплав, после закалки представленный агрегатом мелких фторидных фаз, окружает монокристалл K-Na алюмофторида по четкой границе, отороченной мельчайшими кристаллами редкоземельных фторидов белого цвета. Состав солевого расплава и состав монокристаллов близки к составу криолитоподобной фазы, в которой содержание Na >> K. Дефицит суммы щелочных элементов (по данным микрозондового анализа) позволяет предположить, что в обеих фазах еще содержится и литий. Определение состава глобул по площади методами ICP MS (лазерной абляции и анализа из раствора) показало, что они содержат значительно больше лития (до ~6 мас.%), чем алюмосиликатное стекло (до ~0,6 мас.%). Агрегаты кристаллов фторидов редких земель отесняются к краю глобул к границе с алюмосиликатным расплавом или находятся в промежутках между выделившимися кристаллами криолита. Можно сделать предположение о том, что в условиях эксперимента в глобулах после выделения кристаллов криолита из остаточного солевого расплава начался рост кристаллов фторидов щелочей и фторидов редких земель.

Согласно нашим экспериментальным данным при $T = 800\text{--}600^\circ\text{C}$ редкоземельные элементы (PЗЭ), иттрий и скандий концентрируются с большими коэффициентами разделения в солевом расплаве, насыщенном фтором и литием, отвечающем стехиометрии криолита. При понижении температуры гранитной системы кристаллизующийся из солевых расплавов криолит не накапливает PЗЭ, однако ими обогащается остаточный солевой расплав. Только Sc в количестве до ~1 мас.%, замещая Al, может входить в состав криолита. Редкоземельные элементы образуют фторидные фазы. Наши эксперименты доказывают, что образование криолитовых тел (линзы, жилы) в гранитных массивах возможно на магматической стадии их существования вследствие возникновения силикатно-солевой несмеси-

сти в расплавах на последних этапах дифференциации крупных гранитных плутонов. Способность солевых расплавов концентрировать Li, RЗЭ и ряд других элементов объясняет тот факт, что всем криолитсодержащим гранитам сопутствует редкометалльно-редкоземельная минерализация. Редкоземельные элементы входят в состав оксидов, силикатов, фосфатов, карбонатов и фторидов наряду с редкими элементами (Ta, Nb, Zr, Hf) и актинидами (U, Th) и образуют также собственные минералы типа гагаринита (NaCaYF_6), твейтита $((\text{Y,Na})_6(\text{Ca,Na,Y})_{12}(\text{Ca,Na})\text{F}_{42})$, флюоцерита $((\text{La,Ce})\text{F}_3)$, костинита (NaYF_4). Поэтому при поиске редкоземельных элементов криолит может служить поисковым признаком редкометалльно-редкоземельной минерализации, характерной для щелочных редкометалльных гранитов.

Резюмируя выше сказанное, мы считаем, что криолит кристаллизовался в магматическую стадию. Это доказывают полученные данные по изучению редкометалльных гранитов плутона Мадейра месторождения Питинга в Бразилии [5]. В составе этого комплекса выделены три интрузивные фазы – граниты-рапакиви, биотитовые и редкометалльные щелочные граниты. В биотитовых гранитах находят крупные тела, сложенные криолитом. В самих породах внутри зерен кварца найдены вроски криолита. Такие же структуры получены и в наших экспериментах. Это говорит о том, что кварц, криолит и сопутствующие фазы являются ликвидусными фазами богатого фтором расплава гранита. Кристаллизация криолитсодержащих гранитов на месторождении Питинга происходила при температуре около 650°C и давлении 1 кбар [5], что близко к параметрам наших экспериментов, в которых были обнаружены подобные структуры.

Работа выполнена по государственному заданию ГЕОХИ РАН и при поддержке гранта РФФИ (проект № 16-05-00859).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М.: ГЕОС. 2005. 186 с.
2. Минералы. Справочник (под ред. Ф.В. Чухрова и Э.М. Бонштедт-Куплетской). Т. II, вып.1. Галогениды. М.: Наука, 1963, 296 с.
3. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2010, т.51, №10, с. 1423-1442.
4. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Велюславинский С.Д., Ларин А.М., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Хромова Е.А. Генезис Катугинского редкометалльного месторождения: магматизм против метасоматоза // Тихоокеанская геология, 2016, том 35, №3, с.9-22.

5. Lenharo S.L.R., Pollard P.J., Born H. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare metal mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil // Lithos. 2003. V. 66. P. 37–61.
6. Rusak A. A., Shchekina T. I., Zinovieva N. G., Alferyeva Ya. O., Khvostikov V. A., Gramenitskiy E. N., Kotelnikov A. R. The peculiarities of crystallization of lithium-containing granite melt with high water and fluorine contents in the temperature range of 800 – 400°C and pressure of 1 kbar (according to experimental data) // Environmental Sciences Proceedings (2021), Vol. 6, №1, pp. 1–8.

Сватков А.С., Гирфанов М.М., Истомин В.А.

ФГБУ «ЦНИГРИ»

ДИНАМИКА МИРОВОГО РУДНИЧНОГО ПРОИЗВОДСТВА И ЗАПАСОВ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ АБЦМ В ПЕРИОД 2019- 2021 ГОДЫ ПО ДАННЫМ ЗАРУБЕЖНЫХ ИСТОЧНИКОВ

С целью выявления основных тенденций динамики мировой минерально-сырьевой отрасли и положения России среди ведущих стран-производителей алмазов, благородных и цветных металлов (АБЦМ) в критический для мировой экономики период первого этапа пандемии COVID-19 (2019-2021 гг.) нами проведены сбор, статистическая обработка и анализ данных по рудничному производству и эксплуатационным запасам (по категориям «доказанные» и «вероятные» запасы) АБЦМ мира в целом и ведущих стран-производителей этих видов сырья.

Использованные данные получены из источников, находящихся в открытом доступе – отчеты USGS, BGS, обзоры аналитических агентств S&P Global Market Intelligence, Trade Map, Thomsonreuters, Metal Focus, World Bureau of Metal Statistics, Kimberley Process и др.

Как видно из составленных диаграмм, основной тенденцией мирового рудничного производства АБЦМ в рассматриваемый период являлось его общее снижение, что было вызвано экономическими последствиями пандемии COVID-19 – ограничением экспортно-импортных операций и резким снижением промышленного производства на первой стадии этого кризиса. Такое снижение затронуло большинство видов АБЦМ. Исключение составил ряд металлов, востребованных в процессе «энергетического перехода» (Ni, Co, Cu) (Рис. 1).

Доля России в мировом рудничном производстве по большинству компонентов несколько выросла за рассматриваемый период. Снижение доли России в мировом производстве МПП и алмазов было вызвано известными техническими причинами.

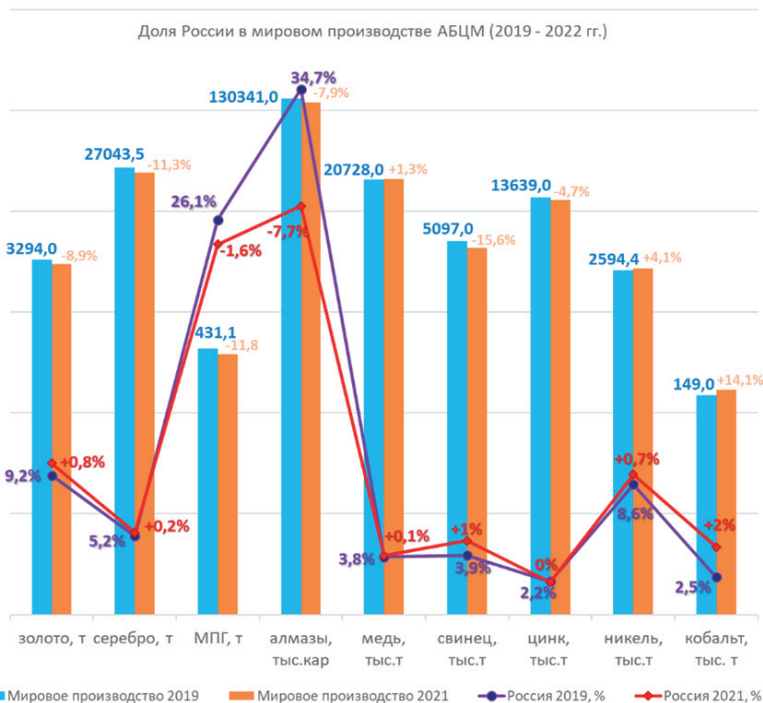


Рис. 1. Динамика мировой рудничной добычи цветных, благородных металлов и алмазов и доли в ней России в период 2019-2021 гг.

Мировая минерально-сырьевая база (МСБ) мира и отдельных стран также испытала значительные колебания в рассматриваемый период. Это, в первую очередь, относится к величине эксплуатационных запасов категорий «доказанные» и «вероятные» запасы, которая, благодаря их динамической природе, в значительной степени определяется экономическими условиями функционирования горно-металлургической отрасли. На представленных в качестве примера круговых диаграммах, составленных для золота, меди, цинка и никеля, показано общее количество мировых запасов по этим компонентам и доля в них ведущих стран-производителей по состоянию на 2019 год, а также относительное (в процентах) изменение мировых запасов и долей отдельных стран к 2021 году относительно 2019 года (Рис. 2).

Как видно, динамика изменений МСБ в рассматриваемый период 2019-2021 гг. оказалась разнонаправленной, как для разных видов полезных ископаемых, так и по странам.



Рис. 2. Динамика относительного изменения мировых запасов и долей в них ведущих стран-производителей и России по некоторым металлам в период 2019–2021 гг.

Например, мировые эксплуатационные запасы никеля, а также меди и цинка значительно выросли, а золота, наоборот, снизились. При этом, ряд стран, в т.ч. Россия, ЮАР, Канада, увеличили запасы золота, а США и Австралия – уменьшили. Запасы никеля значительно увеличились в Индонезии и ряде второстепенных стран-производителей, но уменьшились на Филиппинах. По цинку преобладало значительное увеличение запасов, как по отдельным странам, так и по миру в целом. По меди относительные вариации оказались умеренными, а наибольшее относительное снижение показали США.

Такая резкая изменчивость показателей запасов может объясняться быстро меняющейся конъюнктурой рынка минерального сырья в связи с неопределенностью общей экономической ситуации в начальный период пандемии.

Выполненный анализ статистических данных позволяет продемонстрировать влияние экономических последствий пандемии COVID-19 в наиболее критический период 2019–2021 гг. на состояние минерально-сырьевой базы и рудничной добычи мира и отдельных стран. При этом можно заключить, что Российская Федерация, несмотря на объективные трудности и ограничения, занимает уверенные позиции среди ведущих минерально-сырьевых держав, сохраняя место в первой пятёрке стран как по запасам и ресурсам, так и по рудничному производству основных благородных и цветных металлов и алмазов.

Секерина Д.Д.

СПГУ

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Аннотация. Актуальной задачей геологоразведочной отрасли является возрождение и наращивание мощностей горнодобывающей промышленности по добыче полиметаллов. Однако при достаточно хорошей изученности регионов, существует проблема детализации перспективных районов. В связи с чем, возникает необходимость привлечения дополнительных инструментов для извлечения полезной информации из результатов ранее проведенных геолого-геофизических исследований. Для решения поставленной задачи в данной работе предлагается комплексное преобразование, основанное на расчете трансформант гравитационного и магнитного полей масштаба 1: 200 000 и крупнее [2], а также расчет рефлексивности для сейсморазведочных профилей МОГТ-2Д-ВРС [1]. С последующим выделением основных геолого-структурных элементов и детализации прогнозных площадных и латеральных моделей.

Ключевые слова: полиметаллы, Рудный Алтай, геолого-структурное районирование, потенциальные поля.

Постановка задачи

Змеиногорский рудный район, богатый полиметаллическими месторождениями, локализован в зоне развития Северо-Восточного разлома, разграничивающего каледонские и герцинские складчатые образования Алтае-Саянской складчатой области [5]. В связи с особым промышленным значением региона была поставлена задача изучения особенностей глубинного строения Змеиногорского рудного района с разработкой генетической модели рудоформирования [1].

Фактологическая основа

В качестве фактологической основы данной работы задействованы актуализированные карты и цифровые матрицы потенциальных полей, включая Геофизические основы Госгеолкарты-1000, Госгеолкарты-200 и более крупных масштабов [2]. Важным источником информации для последующей интерпретации данных, являются производственные отчеты и научные труды отечественных специалистов, выполненных в различные периоды времени [1]. Внимательно изучался опыт исследований региона специалистами ФГБУ «ЦНИГРИ» 2010–2022 гг. [1].

Методология

На первом этапе нами изучалась региональная геотектоническая [6] позиция Змеиногорского рудного района. С использованием данных геологического и специализированного картирования, геофизических и дистанционных основ масштаба 1:1 000 000, установлено, что рудный район локализован вблизи границы проявления позднекаледонского и раннегерцинского орогенезов (рис. 1) [1, 2].

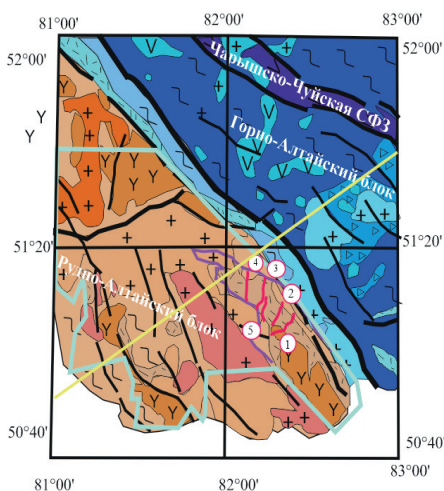


Рис. 1. Геолого-эволюционная схема для Рудного Алтая, построенная по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных



Условные обозначения:

1-4 – ареалы развития каледонских структур (1-2 – раннекаледонские: 1 – блоки, 2-межблоковые зоны; 3-4 – позднекаледонские: 3 – блоки, 4 – Иртышская структурно-формационная

межблоковая зона), 5-6 – ареалы развития герцинских структур (5-6 – раннегерцинские: 5 – блоки, 6 – межблоковые зоны), 7-10- структурно-вещественные подразделения: 7 – океанической коры (флиш), 8 – аккреционной призмы (флишоподная турбидитовая), 9 – пассивной континентальной окраины (терригенно-карбонатная), 10 – вулканоплутонических поясов активной континентальной окраины (а-базальт-дацит-риолитовая, б – габбро-гранодиорит-гранитовая), 11 – задуговых рифтов активной континентальной окраины (бимодальная базальт-риолитовая), 12 – разрывные нарушения, 13 – положения сейсморазведочных профилей МОГТ-2Д-ВРС, 14 – контур геолого-геофизической и геохимической изученности Змеиногорского рудного района, 15 – контур Змеиногорского рудного узла, 16 – положение профиля ГСЗ-МОВЗ «Базальт» [7]

На втором этапе автором сформирован рабочий банк данных, включающий разномасштабную геолого-геофизическую информацию в виде карт, схем, моделей, разрезов МОГТ-2Д-ВРС масштабов 1: 200 000-1:25 000.

В настоящее время, начата обработка цифровых матриц гравитационного и магнитного полей масштаба 1:200 000 и 1: 100 000 и расчет их трансформант [4]: горизонтального градиента, разложения на региональную и локальную составляющие, расчет кажущейся плотности и др. [3]. На этой основе выполняется линеаментный анализ и составляются геолого-структурные схемы площади исследований с моделированием блоков [6], межблоковых зон, отдельных разрывных нарушений и геологических тел (рис. 2).

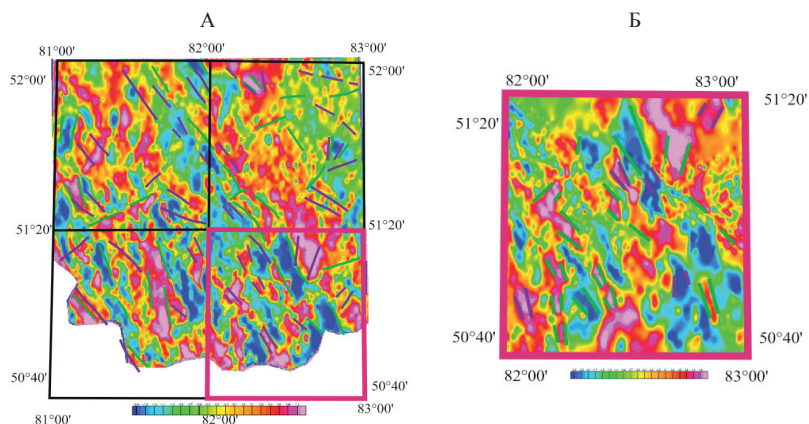


Рис. 2. Схема линеаментного анализа: А – по площади Горного и Рудного Алтая (масштаба 1: 200 000), Б – по площади локального положения Змеиногорского рудного узла (масштаба 1:100 000).



Условные обозначения:

1 – линеаменты по трансформантам магнитного поля, 2 – линеаменты по трансформантам гравитационного поля, 3 – положение листа М-44-ХІ

На этом же этапе реализуется обработка сейсмической информации, представленной в виде разрезов, путем расчета в показателях «рефлективности» (рис. 3) и решения задачи инверсии для гравитационного и магнитного полей [8].

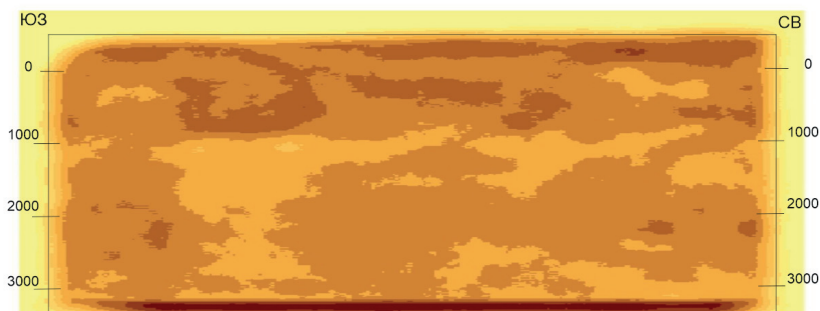


Рис. 3. Разрез сейсмического профиля №2, представленный в показателях «рефлективности» по методу круга

Результаты и выводы

Сопоставляя исходные карты гравитационного и магнитного полей с рассчитанными трансформантами, удастся выделить неоднородности по участкам с резкой сменой характера. При линеаментном анализе карт масштаба 1:200 000 отчетливо выделяется Северо-Восточный разлом, разграничивающий каледонский и герцинский орогенезы. По картам более крупного масштаба удастся генерализировать разрывные нарушения, учет которых крайне важен при латеральном моделировании.

Переходя к латеральному моделированию, выполняется расчет в показателях «рефлективности». Данный подход позволяет наметить основные структурно-вещественные неоднородности этого сечения.

В дальнейшем планируется разработка структурно-вещественного разреза параллельно с созданием структурно-вещественной схемы, которые будут увязываться по системе условных обозначений и контурам.

СПИСОК ИСПОЛЪЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Серавина Т.В., Кузнецов В.В. Методика поисков коренных месторождений свинца и цинка в вулканогенных ассоциациях на закрытых территориях, основанная на опыте работ ФГБУ «ЦНИГРИ» 2010-2022 гг.
2. Гусев Н. И., Вовшин Ю. Е., Круглова А. А., Пушкин М. Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-44 – Рубцовск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 415 с. + 1 вкл.

3. Секерина Д.Д. Перспективы прогнозирования наиболее перспективных рудоносных районов на основе классификации потенциальных месторождений. Инженерная и горная геофизика 2021, Апрель 2021, Том 2021, стр.1-7. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152025>.
4. Алексеев С.Г., Сенчина Н.П., Шаткевич С.Ю., Штокаленко М.Б. Достоинства и недостатки томографии потенциальных полей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского. - Воронеж, 2016. - С. 10-13.
5. Чекалин В. М. Основные закономерности размещения и принципиальная модель формирования колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Риддер-Сокольного месторождения // Геология и геофизика. – 1991. – № 10. – С. 75–89.
6. Егоров А. С., Большакова Н. В., Калинин Д. Ф., & Агеев А. С. (2022). Глубинное строение, тектоника и геодинамика Охотоморского региона и структур его складчатого обрамления. *Записки Горного института*, 257, 703-719. <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.63>.
7. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 17 – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019– 303 с.
8. Егоров, А.С. Структурные и петрофизические характеристики внутриплитных геодинамических обстановок Баренцевоморско-Карского региона и северной окраины Евразийского континента / А. С. Егоров, О. Е. Смирнов // Записки Горного института. – 2012. – Т. 197. – С. 50-58.

Сомов Н.А.

ФГБУ «ЦНИГРИ»

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ШЛИХО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ НАХОДОК МИК В УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ ТОЛЩ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (ЛЕДНИКОВЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ, РУЧЬЕВСКАЯ ПЛОЩАДЬ)

Одной из основных геологических задач, решаемых в ходе выполнения работ в пределах Ручьевской площади, являлось выявление прямых признаков алмазоносных кимберлитов в пределах кустов кимберлитовых тел на основе проведения и анализа результатов шлихо-минералогического опробования современного аллювия и ледниковых осадков (выявление ореолов рассеяния ближнего сноса). Для ее решения проведена шлихо-минералогическая заверка магнитных аномалий трубочного типа.

Эффективность шлихо-минералогического опробования зависит от многих факторов: содержание, состав и соотношение индикаторных минералов в кимберлите, уровень эрозионного среза прогнозируемых тел, мощность и тип перекрывающих отложений, типы кимберлитовмещающих пород и др.

Теоретическими основами применения шлихо-минералогического метода в условиях развития сложнопостроенных толщ четвертичных (ледниковых) отложений и интерпретация обнаруженных в ходе пробоотбора МИК являются разработки «ЦНИГРИ» на примере опробования перекрывающих отложений трубок месторождения Ломоносова и классификационные таблицы, разработанные Ю.К. Голубевым, которые были применены на практике в ходе выполнения работ в пределах Ручьевской площади [1, 2, 3].

Ручьевская площадь расположена на территории Северо-Западного федерального округа РФ, в Архангельской области, в административных границах муниципального образования «Мезенский муниципальный район», в 160 км на северо-восток от г. Архангельск и в 40 км на север от разрабатываемого месторождения алмазов им. В. Гриба, в пределах номенклатурных листов масштаба 1:200 000 Q-37-XVIII, XXIV.

Стоит отметить, что в пределах Ручьевской площади отложения, перекрывающие прогнозируемые палеозойские кимберлитовые тела, в общем виде, могут быть представлены тремя типами разреза, что является основанием для выделения трех типов поисковых обстановок (рис. 1).

Первый тип характеризуется наличием в разрезе перекрывающих отложений только разнотипных четвертичных (ледниковых) образований. Распространен в северной и западной частях Ручьевской площади, занимая около 60% её территории.

Следует отметить, что опыт работ «ЦНИГРИ» в пределах Зимнебережного района показывает, что строение толщи четвертичных (ледниковых) отложений весьма сложное и характеризуется чешуйчато-надвиговым строением [7]. Данное положение хорошо характеризуется картиной распределения типов различных осадков, слагающих базальный горизонт комплекса четвертичных отложений, показывающие наличие крайне разнотипных осадков в базальной части четвертичной толщи. Данные особенности строения морены позволяют ожидать вывод обломочного материала на поверхность, а в его составе МИК, что и было положено в основу пробоотбора, выполненного по морене.

Здесь возможно обнаружение ореолов рассеяния МИК ближнего сноса, т.е. согласно модельным представлениям на удалении не более 4–6 км (обычно 1–2 км) от точки их захвата при мощности четвертичных отложений до 60 м [1, 7].

Второй тип характеризуется наличием в разрезе над кимберлитовыми телами терригенных палеозойских и разнотипных ледниковых отложений. Распространен на площади в виде узкой (до 3 км) извилистой полосы, обрамляющей поле развития карбонатных и хемогенных отложений среднего карбона нижней перми в центральной и восточной частях Ручьевской площади.

Залегающие на кимберлитовмещающем цоколе палеозойские терригенные образования являются первым и, потенциально, наиболее информативным промежуточным коллектором, способным содержать ореолы МИК, имеющие непосредственную связь с первоисточником. В подобной обстановке поступление МИК в состав ледниковых отложений и далее в водотоки обуславливается их переотложением из терригенного дочетвертичного коллектора.

Третий тип характеризуется наличием в разрезе палеозойских терригенных, карбонатных и хемогенных отложений среднего-верхнего карбона и нижней перми, а также четвертичных образований. Данный тип разреза характерен для восточной части Ручьевской площади (около 40% территории).

На площадях, характеризующихся терригенно-карбонатным типом разреза палеозоя, при мощности карбонатных пород более 10 м, связь ореолов МИК в четвертичных отложениях с первоисточником отсутствует.

В ходе работ выделены участки долин рек и ручьев, носящие характер долин катастрофического стока талых ледниковых вод. Форма таких долин обычно трапецевидная, реже корытообразная. Также признаком долины стока талых ледниковых вод является несортированный, крупно- и гигантообломочный состав отложений, выполняющих дно долины, однако в большинстве случаев на территории Ручьевской площади они перекрыты мелкозернистыми песками и торфами, что создает сложности для определения таких долин. В случае унаследования рекой долины, выполненной флювиогляциальным материалом, как правило, формируются ореолы рассеяния дальнего сноса.

С целью выявления признаков алмазоносных кимберлитов проводилась шлихо-минералогическая разбраковка магнитных аномалий. Данные работы выполнялись в ходе проведения специализированных геолого-геоморфологических маршрутов масштаба 1:10 000, сопряженных со шлихо-минералогическим опробованием отложений морены. При этом применялся профильный пробоотбор. Профили располагались в крест направлению движения ледника. Расстояния между профилями составило от 250 до 500 м, расстояние между пробами от 100 м до 500 м, протяженность профилей от 1 до 3 км. Объем отбираемых шлиховых проб из ледниковых отложений – 20 литров, пробы отбирались из шурфов и копуш, средняя глубина пробоотбора около 1 м.

Кроме того, для выявления признаков наличия алмазоносных кимберлитов в пределах прогнозируемых кустов тел проводилось опробование современных водотоков в ходе специализированных геолого-геоморфологических маршрутов масштаба 1:25 000. Шаг опробования по водотокам зависел от конкретной поисковой ситуации и составил на перспективных для выявления ореолов участках 200–250 м, увеличиваясь между ними до 1000–1500 и даже более м при отсутствии материала для опробования. Объем отбираемых шлиховых проб из аллювиальных отложений – 20 литров.

Для оптимизации планирования шлихо-минералогического опробования и для более полной и качественной интерпретации данных шлихо-минералогического опробования было проведено районирование Ручьевской площади по условиям ведения поисков с составлением карты четвертичных (ледниковых) отложений.

Итоговая карта районирования территории по условиям ведения поисков содержит следующие элементы: типы четвертичных отложений, которые могут содержать ореолы МИК ближнего, дальнего сноса или потерявшего связь с первоисточником; выходы коренных дочетвертичных пород венда в речных долинах, а также выходы Мельских силлов на участке Мельский; отдельным знаком показаны перекрывающие кимберлитовмещающие отложения венда, в т.ч. терригенно-карбонатные отложения нижнего и среднего карбона, которые являются промежуточными коллекторами, а также хемогенные осадки верхнего карбона и нижней перми. Кроме того, на карту вынесены участки проведения наземных геофизических работ, перспективные аномалии, заверенные шлихо-минералогическим методом, пробуренные скважины на аномалиях ПГУ-1, результативные точки отбора предшественников и в ходе текущего проекта (находки МИК), контур Ручьевской площади, участки проведения специализированных геолого-геоморфологических маршрутов со шлиховым опробованием четвертичных отложений, перспективные участки ранга «куста» кимберлитовых тел. Отдельным знаком на карте показаны области с мощностью отложений более 60 м, т.к. это негативный фактор для проведения шлихо-минералогического опробования; розы-диаграммы, построенные по результатам замеров удлинённых осей галек, показывающие направление движения ледника, а также доминирующее направление ледника и его азимут.

В основу районирования территорий была положена классификация основных типов ледниковых осадков и свойственные им ореолы рассеяния минералов-индикаторов с целью определения направления и дальности сноса минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) от потенциальных коренных источников [4, 5, 6, 7].

Определенные генетические типы четвертичных отложений способны концентрировать индикаторные минералы кимберлитов, образующие ореолы рассеяния. При этом наиболее информативными, с точки зрения решения поисковых задач, являются отложения тем или иным образом, взаимодействующие с подстилающими их кимберлитовмещающими породами. При всем разнообразии генетических типов, представленных в пределах Ручьевской площади четвертичных отложений, ореолы МИК ближнего сноса могут формироваться лишь в некоторых из них, а именно: ледниковых отложениях основной морены, русловом аллювии, отложениях долин стока талых ледниковых вод.

Для определения направления движения ледника (направление перемещения обломочного материала в составе ледниковых отложений) в ходе проведения геолого-геоморфологических маршрутов масштаба 1:10 000 в пройденных шурфах измерялись направления удлиненных осей галек в отложениях морены. Петрографический состав гальки соответствует породам Кольского полуострова. На этой основе были построены розы-диаграммы, показанные на карте районирования по условиям ведения поисков. Результаты замеров ориентированных осей гальки в нескольких шурфах по территории Ручьевской площади представлены на диаграммах (рис. 2).

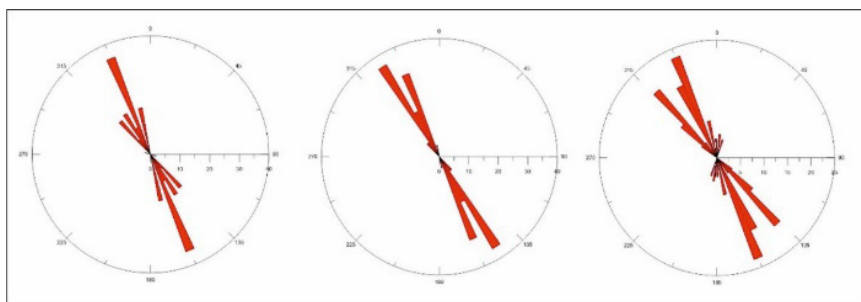


Рис. 2. Диаграммы замеров направления удлиненных осей галек

Анализ полученных замеров позволил определить доминирующее направление движение ледника – ЮВ 150-160°.

Кроме того, в тяжелой фракции проб Ручьевской площади преобладают алмаздин (до 90 %), амфиболы, ильменит, дистен и эпидот. Кроме того, в пробах установлены магнетит, пироксен, рутил, ставролит. Это также свидетельствует о направлении движения ледника со стороны Кольского полуострова.

В пределах Северо-Мельского прогнозируемого участка ранга «куста» кимберлитовых тел и к юго-востоку от него были обнаружены находки

МИК (хромшпинелидов по химическому составу близких к хромшпинелидам из состава мельского силла) может говорить об обнаружении тел сходных с Мельским силлом. Кроме того, обнаружение пикроильменита по составу отличного от пикроильменитов Мельского силла позволяет предполагать наличие кимберлитовых тел другого состава.

В пределах участка Мельский по геолого-геофизическим предпосылкам был локализован куст кимберлитовых тел, получивший название Южно-Мельский. Работами предшественников восточнее «куста», по направлению перемещения материала (в т.ч. МИК) по долине стока талых ледниковых вод р. Мела, были обнаружены находки пиропов, пикроильменитов и хромшпинелидов. Пиропы имеют неустановленный источник. Пикроильмениты и хромшпинелиды, установленные в том числе и в ходе работ, по своему химическому составу относятся к Мельским силлам и прослеживаются на расстоянии до 4–5 км от источника. Это говорит о том, что в пределах «куста» можно ожидать объекты схожего типа.

Стоит отметить, что минералогическая заверка аномалий не подтвердила наличие кимберлитовых алмазоносных тел в выделенных перспективных магнитных аномалиях трубчатого типа, что также подтверждают результаты бурения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубев Ю.К. Ореолы рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов в ледниковых и водно-ледниковых отложениях // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века // ВГУ – 2003. – С. 48-51.
2. Голубев Ю.К., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И. Характерные особенности формирования ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов в основных обстановках осадконакопления // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный. 1998. С.323-325.
3. Голубев Ю.К. Минералогическое отражение кимберлитовых трубок в составе различных типов ледниковых и водно-ледниковых отложений // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: VII Международная научно-практическая конференция 16-18.04.2018. С.91-92.
4. Голубев Ю.К. Особенности формирования ореолов рассеяния современного аллювия областей четвертичных покровных оледенений // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 250. 1991. С.72-82.
5. Голубев Ю.К. Ореолы рассеяния МИК в ледниковых и водно-ледниковых отложениях // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж. 2003. С.48-52.

6. Голубев Ю.К. Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И. Особенности интерпретации ореолов рассеяния МИК в районах с широким развитием отложений покровных оледенений севера ВЕП // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: VII Международная научно-практическая конференция 16-18.04.2018. С.91-92.
7. Голубев Ю.К. Особенности проведения поисковых работ на алмазы в областях развития ледниковых отложений // Тр. ЦНИГРИ 1987. Вып. 218. С.66-70.

Старостин И.А., Столяров И.О., Гирфанов М.М.

ФГБУ «ЦНИГРИ»

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КЫЗЫКЧАДРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (РЕСПУБЛИКА ТЫВА) В РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Кызыкчадрское рудное поле (Республика Тыва) с золотосодержащим молибден-медно-порфировым месторождением Кызык-Чадр располагается в области северо-западного замыкания каледонского Монголо-Тувинского вулcano-плутонического пояса (ВПП), сформированного на гетерогенном основании Алтае-Саянского сегмента Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП).

Месторождение открыто в 1951 г. В разные годы изучалось Э.Л. Варандом (1955–1956), Р.Т. Уссаром (1976–1977), М.И. Семеновым (2009–2015) и другими геологами. В 2017–2019 гг. на объекте были проведены ревизионные поисковые и оценочные работы силами АО «Сибирское ПГО» (АО «Росгеология») при участии ФГБУ «ЦНИГРИ» [1].

Монголо-Тувинский ВПП, с которым связано медно-молибден-порфировое оруденение месторождения Кызык-Чадр и ряда других месторождений и рудопроявлений, сложен преимущественно породами раннепалеозойских базальт-андезиобазальтовой вулканогенно-терригенной, габбро-тоналитовой и диорит-гранодиорит-гранитной плутоногенных формаций, которые рассматриваются в качестве рудоносных [3]. В настоящее время большая часть ВПП и его основания перекрыты или прорваны поздними образованиями.

Для целей регионального прогнозирования представляет интерес позиция рудного поля на время формирования медно-порфирового оруденения, которая, ввиду широкого распространения перекрывающих и прорывающих формаций, реконструируется только по фрагментарно сохранившимся блокам пород рудоносных и подстилающих формаций. Для реконструкции исходной картины использованы разработанные рядом исследо-

вателей сводные геодинамические модели на основе принятой геотектонической концепции тектоники плит [5, 7]. Относительно рассматриваемой территории они заключаются в следующем.

Современный Алтае-Саянский сегмент ЦАОП рассматривается как Алтае-Саянский коллаж позднепротерозойско-палеозойского возраста. Развитию этой структуры предшествовал распад суперконтинента Родиния 720 млн. лет назад (поздний рифей RF3), в результате чего обособились, в частности, Сибирский и Восточноевропейские кратоны, а также целая серия небольших Алай-Тарим-Северокитайских кратонов. После формирования байкальских структур на периферии Сибирского кратона (600 млн. лет, начало венда) активизировался рост террейнов Кузнецко-Хамсаринской (Тувинско-Монгольской) островной дуги (Рис. 1).

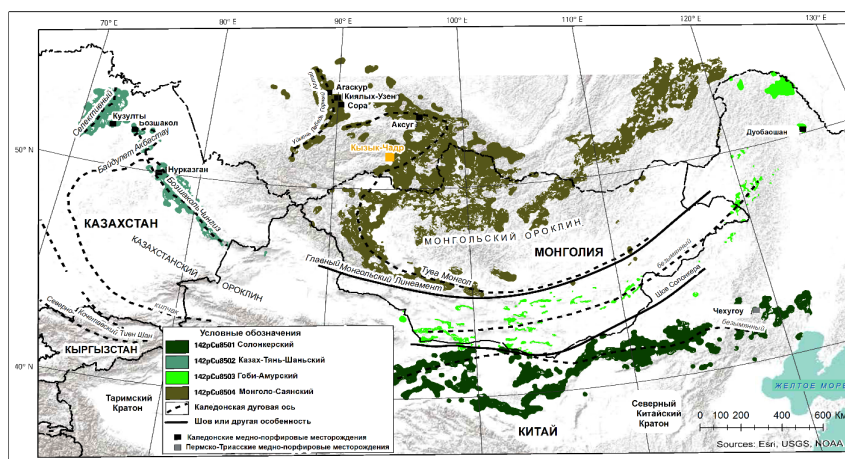
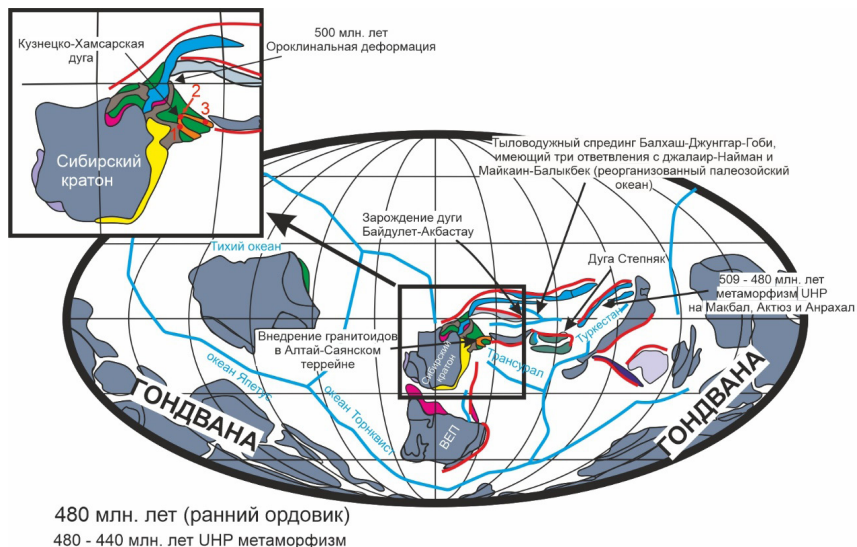


Рис. 1. Позиция месторождения Кызык-Чадр и других медно-порфировых месторождений в каледонских структурах Центрально-Азиатского орогенного пояса (геологическая основа по M.L. Zientek и др., USGS, 2015 г.)

Кузнецко-Хамсаринская надсубдукционная дуга, формирующаяся предположительно в краевой части одного из микроконтинентальных блоков, начинает своё движение в Палеотихоокеанском океаническом бассейне в сторону Сибирского кратона. В раннем палеозое на фронте данной дуги и в её фундаменте присутствовали аккрецированные океанические отложения, в том числе обломки вендской подводной горы и офиолиты аккреционного клина Горного Алтая, Западных Саян и запада Монголии [6]. Параллельно с Кузнецко-Хамсаринской дугой формируется Салаирская магматическая дуга, отделенная серией аккреционных клиньев (Рис. 2).



Условные обозначения:

Месторождения:		
1 - Сорское, 2 - Ак-Суг, 3 - Кызыл-Чад	Ангарский и Таймырский ороген	Кузнецко-Хамсарская дуга
— Зоны спрединга	Киянская и Шихидская дуги	Тунгуско-Аргунские террейны
— Зоны субдукции	Палеозойские аккреционные клинья	
— Древняя континентальная кора	Дуга Байдулет-Акбастау	
— Кратон Янцзы	Бассейны, контролируемые рифтами	

Рис. 2. Палеотектоническая реконструкция позиции магматических дуг Алтае-Саянского региона на начало ордовика (Yakubchuk, 2017)

В среднем кембрии – начале ордовика происходит аккреция Кузнецко-Хамсаринской островной магматической дуги к континенту и ее деформация. В результате формируется магматическая дуга окраинно-континентального типа и начинают внедряться гранитоидные массивы, с которыми связано формирование порфировых месторождений в среднем-позднем кембрии.

Внедрение этих интрузий ознаменовало собой завершение формирования структур Салаирской фазы каледонской складчатости. Последующие магматические события в пределах Алтае-Саянского коллажа фиксируются уже в девоне, в ходе герцинского этапа к которому отнесена главная фаза коллизии.

Формирование Алтае-Саянского складчатого пояса завершилось к середине палеозоя. Однако, формирование Центрально-Азиатского орогенно-го суперколлажа продолжалось и в позднем палеозое, когда происходила

коллизия между консолидированными блоками континентальной коры с Таримским и Северокитайским кратонами. В мезозое Алтае-Саянский коллаж находился в пределах суперконтинента Лавразия, вдали от континентальных окраин, и здесь преобладали платформенные обстановки.

На рассмотренных выше геодинамических схемах, составленных для различных геологических периодов, мы определили позицию Кызыкчадра и двух крупных по запасам эталонных порфировых месторождений региона – медно-порфирового Аксуг и молибден-порфирового Сорское [2, 4, 5]. Кызыкчадрское и Аксугское месторождения локализованы в пределах фрагментов Кузнецко-Хамсаринской магматической дуги, а Сорское относится к Салаирской дуге. Как видно из схематической палеорекострукции для раннепалеозойского этапа, крупные промышленные порфировые объекты располагались существенно ближе к границе Сибирского кратона, чем среднее по запасам Кызыкчадрское месторождение.

Таким образом, можно заключить, что золотосодержащее медно-порфировое оруденение Кызыкчадрского рудного поля сформировано в обстановке надсубдукционной магматической дуги в краевой части микроконтинента, причленившегося в раннем палеозое к Сибирскому кратону, на гетерогенном основании, включающем фрагменты островных вулканических дуг и аккреционных призм предшествующих этапов. Впоследствии блок рудного поля претерпел интенсивную пострудную деформацию в условиях аккреционного и коллизионного этапов развития ЦАОП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев А.В., Гирфанов М.М., Старостин И.А. и др. Геологическое строение, рудно-метасоматическая и минералого-геохимическая зональность золотосодержащего молибден-медно-порфирового месторождения Кызык-Чадр, Республика Тыва // Москва, Руды и металлы. 2021. № 1. С. 57-76.
2. Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О. Cu-Mo-порфировое месторождение Аксуг (Северо-Восточная Тува): хронология процессов магматизма и рудообразования (U-Pb, Re-Os изотопные данные), металлогенические следствия. – «Геология и геофизика», т. 60, №9, 2019, с. 1330–1349.
3. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Меднопорфировые месторождения М., ЦНИГРИ, 2001, 232 с.
4. Семенов М.И., Юркевич Л.Г. Геология, геохимия и рудоносность Ожинского интрузивного плутона. // Геологическое строение и полезные ископаемые Центральной Сибири: Сборник статей. Красноярск, АО «Сибирское ПГО», 2019, с. 110–119.
5. Черных А.И., Ветров Е.В. Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) – на основе новых геохимических и изотопно-геохронологических данных // Отечественная геология. 2017. №2. С. 4-21

6. Zientek M.L, Porphyry Copper Assessment of the Central Asian Orogenic Belt and Eastern Tethysides—China, Mongolia, Russia, Pakistan, Kazakhstan, Tajikistan, and India – «USGS», march, 2015.
7. Yakubchuk A. Evolution of the Central Asian Orogenic Supercollage since Late Neoproterozoic revised again. – «Gondwana Research», №47, 2017, с. 372 – 398.

Субботин Н.А., Ло Грассо Д.

ООО НОРД РИМ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ М-Я. ПЕСЧАНКА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ РУДОГЕНЕЗА

На сегодняшний день медно-порфировые месторождения являются основным источником меди в мире. Такие месторождения характеризуются большими запасами при довольно низких (убогих) содержаниях. Месторождение Песчанка в пределах Баимской лицензионной площади в России (Чукотка) имеет ресурсы JORC в размере 9,9 млн тонн меди при среднем содержании 0,39% и 16,6 млн унций золота при среднем содержании 0,21 г/т [1].

Данная работа подготовлена на основании изучения месторождения Песчанка с точки зрения рудогенеза, начатой Джузеппе Ло Грассо в 2020 г., по материалам фотодокументации керна и данных опробования, с заверкой при повторном просмотре керна. Автором работа была дополнена и в некоторых моментах скорректирована на основании наблюдений, документации керна и обсуждений с Джзуппе. В представленном исследовании разобран рудогенез м-я. Песчанка по наиболее изученному Главному Рудному Штокверку (ГРШ).

Месторождение Песчанка практически полностью сложено интрузивными породами монцодиоритового состава и их порфировыми разностями Егдэгкычского комплекса с различным метасоматическим изменением, что вызывает трудности при разделении месторождения на литологические разности и зоны изменений. Вследствие чего ранее проведённые исследования позволили лишь расчленить монцодиориты и мондиорит-порфиры внутри Егдэгкычского комплекса и не всегда корректно. Такой подход оправдан с точки зрения решения вопросов региональной геологии, но не позволяет или затрудняет полностью ответить на вопросы рудогенеза, и тем самым расчленить массив на близкие, по технологическим свойствам, разности.

Для ответа на вопросы рудогенеза используется метод поиска парагенетических связей. При этом подходе особое внимание уделяется метасо-

матическим изменениям порфирового этапа, их «луковичному» строению и прожилкованию порфирового типа, позволяя предполагать и в дальнейшем выделять инициировавшие эти изменения и прожилки интрузии, что в свою очередь позволяет разделить на дорудные (рудовмещающие), рудные (рудоносные) и пострудные интрузии. Другими словами, данный подход позволяет построить парагенетическую взаимосвязь между изменениями и инициировавшими их интрузиями.

При изучении порфировой системы нужно понимать к какому типу она относится и подбирать наиболее близкие месторождения аналоги. Месторождение Песчанка относится к щелочному типу и по метасоматическим изменениям наиболее близкое месторождение аналог – Кадия Ист (Рис. 1) [2]. В отличие от Кадии Ист, вмещающими породами которой являются разнообразные вулканиты и известковые отложения, в пределах месторождения Песчанка, вмещающими породами являются более ранние магматические породы преимущественно монцодиоритового состава, поэтому в пределах Песчанки не выделены зоны скарнов. А из-за значительного уровня эрозионного среза не выделены зоны щелочных покрывающих пород и натриевой зоны. Также есть некоторые отличия в минеральных ассоциациях (Рис. 2).



Рис. 1. Схематическая иллюстрация зональности изменений м-я. Кадия Ист (Tedder и др., 2001; Wilson 2003; Holliday и Cooke, 2007)

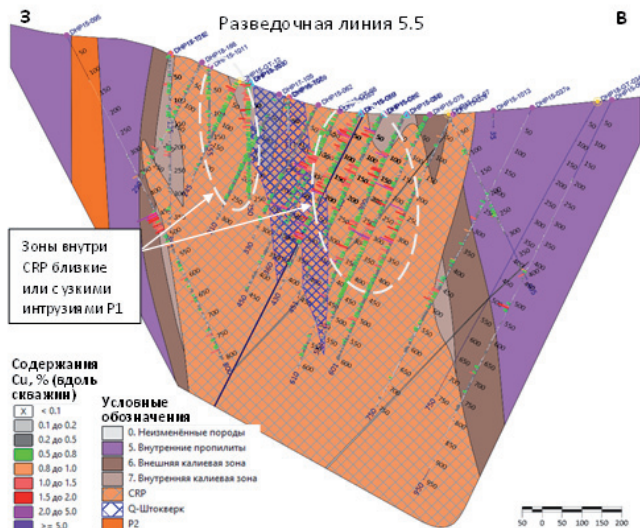


Рис. 2. Разрез зональности изменений центральной части ГРШ м-я. Песчанка по Р.Л. 5.5. Описание литологических разностей и изменений дано в тексте

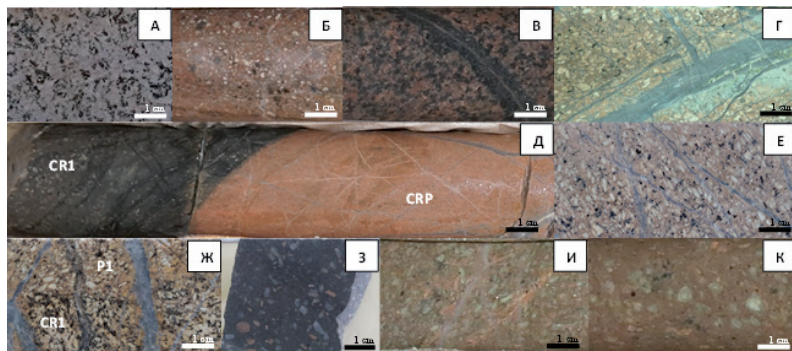


Рис. 3. Основные литологические разности, их изменения и прожилки в пределах ГРШ: А – CR1 зоны внутренних пропилитов с хлоритизацией по роговой обманке, слабой альбитизацией и «распылённым» гематитом; Б – CR1 с псевдопорфировой текстурой; В – CR1 внутренней калиевой зоны с биотитизацией по роговой обманке, альбитизацией и гематитизацией по основной массе и EDM – прожилком; Г – CRP с пустым прожилкованием А-типа CRP; Д – контакт сильно альбитизированного «распылённым» гематитом CRP и биотитизированного CR1; Е – P1 с прожилкованием А-типа с борнитом; Ж – контакт P1 и CR1 с прожилками EDM и А-типа P1; З – М с биотитизацией по основной массе; И – P2 с альбитизацией и гематитизацией и прожилками А-типа P2; К – P3 с альбитизацией и гематитизацией

Для удобства при документации для всех типов изменений были заданы числовые, а для литологических разностей – буквенно-числовые кодовые номера (Рис. 3).

В пределах Песчанки выделена довольно большая группа порфировых интрузий, отнесённых к рудным (то есть инициировавшим минерализацию и изменения порфирового типа), но основными источниками изменений являлись лишь CRP и P1, соответственно, этим изменениям в основном подверглись дорудные породы отнесённые к CR1. Рудные порфировые интрузии в основном подвержены своим изменениям, которые описаны выше. А пострудные интрузии подвержены лишь поздним наложенным низкотемпературным филлическим изменениям, соответственно, для них применяется код как для неизменённых или слабоизменённых пород (0).

Для порфировых систем, как правило, между зонами нет чётких границ, так называемые транзитные зоны, и в них граница выделяется условно, основываясь на преобладании тех или иных минеральных ассоциаций, и внутри самих зон минеральные ассоциации и их интенсивность могут варьироваться от первичного состава изменённых пород, их проницаемости и глубины залегания относительно инициировавших изменения интрузий, так как флюид, несущий изменения, больше распространяется по вертикали, а не горизонтали.

Ниже приведено краткое описание основных литологических разностей для ГРЩ, их изменений, прожилков и взаимосвязи, а также рассмотрены некоторые проблемы при их определении. Также они были разделены на этапы согласно легенде регионального интрузивного магматизма, но этот вопрос требует дополнительного изучения.

(CR1 – Country Rock – фаза) Дорудный (рудовмещающий) интрузивный комплекс (Первая фаза раннемелового Егдэгкычского интрузивного комплекса). Наиболее широко представленный комплекс в пределах месторождения. Сложен породами преимущественно монцодиоритового состава. Отличительными особенностями являются: полнокристаллическая структура, а также вмещение всех типов прожилков и жил, и всех типов изменений. В зонах сильной альбитизации может наблюдаться псевдопорфировость за счёт разрушения альбитом первичной структуры (псевдоафировость) и высветления на фоне основной массы вкрапленников плагиоклаза, что ранее могло определяться как порфир (Рис. 3Б). Могут иметь большую минерализацию чем в рудных интрузиях за счёт большей проницаемости (Рис. 3 Ж). Основные изменения проходят по амфиболам (роговой обманке), в зонах калиевых изменений амфиболы переходят в биотит (Рис. 3 Б, В, Д, Ж), в зонах пропилитизации в хлорит (Рис. 3 А). На разрезе представлены повсеместно под кодами изменений (5, 6 и 7) (Рис. 2).

(CRP, P1, M, P2, P3 – фазы) Рудный порфировый интрузивный комплекс (Вторая фаза раннемелового Егдэгкычского интрузивного комплекса).

CRP – Country Rock Porphyry. Представлены монцодиорит-порфирами, широко распространены обычно в виде крупных тел. Отличаются сильной альбитизацией по основной массе, также альбитизация частично или полностью может замещать вкрапленники плагиоклаза, с повсеместно расплывчатым гематитом, за счёт чего визуально ранее эти изменения интерпретировались, как калишпатизация, роговая обманка повсеместно биотитизирована (Рис. 3 Д). Иницирует большое количество пустых (неминерализованных) кварцевых прожилков А-типа часто образующих Q-штокверк (Рис. 3 Г), которые могут далеко проникать во вмещающие породы. Породы также несут сильные преимущественно натровые изменения во вмещающие породы (Рис. 3 Б) и, вместе с окварцеванием или кварцевым прожилкованием экранируют минерализацию, как по вмещающим, так и в самом CRP, что можно наблюдать по падению содержаний в пределах Q-штокверка на разрезе. Минерализация связанная с CRP, по всей видимости, довольно слабая (до ~0.1% Cu). На разрезе представлены в центральной части в виде крупного тела.

P1 – Porphyry 1. Представлены кварцевыми монцодиорит-порфирами, основные отличия от CRP – менее распространён, слагает узкие, штокообразные тела от $n \cdot 10$ см до первых десятков метров и является основным источником минерализации на Песчанке от ~0.4% Cu (в основном ~0.6%) до первых процентов. Несёт более слабую альбитизацию с расплывчатым гематитом, но при этом сильные калиевые изменения по вмещающим породам с полным замещением амфиболов биотитом (Рис. 3 В, Ж). Иницирует тонкие кварцевые прожилки А-типа с мелко-вкрапленными сульфидами (преимущественно борнитом) (Рис. 3 Е, Ж). Эти прожилки А-типа с минерализацией секут более ранние, либо образовавшиеся одновременно с ними, кварцевые прожилки с околопрожилковой биотитизацией (EDM – Early Dark Mica) (Рис. 3 Ж). P1 на контактах может иметь сильную биотитизацию, часто узкие тела сами сильно биотитизированы без остатка первичной структуры и/или представлен магматической брекчийей. В связи со своей малой мощностью тела P1 сложно прослеживаемы по разрезу между скважинами, вероятно за счёт залегания под углом к разрезу. Минерализация инициированная P1 хорошо проникает в CR1 в виде прожилкования и по массе, но при этом в CRP проникает слабо, в основном по мелким трещинам в Q-прожилках CRP и по массе. На разрезе представлен в выделенных областях в центральной части, не отображён в отдельные тела в связи с малой мощностью.

М – Мafic. Монцо-диорит/Диорит-порфириды тёмные, тёмная окраска связана сильными калиевыми изменениями (биотитизацией) (Рис. 3 З). Представлены редкими узкими дайками до первых десятков метров. Минерализация обычно слабая, редко хорошая до ~0.4-0.5% Cu. Наблюдаются пересечения с P1, но связь с P2 и P3 неясна. На разрезе не представлен в связи с малой мощностью.

P2 – Porphyry 2 и P3 – Porphyry 3. Кварцевые монцодиорит-порфиры, распространены средне в пределах всего месторождения, обычно телами средней размерности. В отличие от CRP и P1, имеют слабые изменения, в основном внутри самих тел. P2 инициирует редкие кварцевые прожилки А-типа, не отмеченные во вмещающих породах, минерализован слабо обычно до ~0.2% Cu, мелковкрапленным халькопиритом и борнитом (Рис. 3 И). В P3 не отмечено кварцевых прожилков, имеет слабую рассеянную минерализацию, обычно до ~0.1% Cu (Рис. 3 К). На разрезе представлено только тело P2 в восточной части.

В пределах ГРШ не выделено пострудных интрузий Егдэгкычского комплекса.

(And – Andesite) Пострудный позднемеловой субвулканический интрузивный комплекс.

Представлен дайками андезитов, трахи-андезитов, возможно наличие андези-базальтов. Распространены в пределах всего месторождения, от п*10см до первых метров, редко больше. В основной зоне преобладают с юго-западным падением, могут быть использованы для корреляции разломов между разрезами. Не имеют собственной минерализации и изменений за счёт этого на разрезе отображены под кодом (0) в центральной и западной частях.

В заключении следует отметить, что для изучения порфировых систем прежде всего необходимо искать парагенетические связи между изменениями, прожилками, интрузиями и минерализацией, такой подход позволит правильно понимать систему, прогнозировать оруденение и разделять массивы на близкие по технологическим свойствам разности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. <https://www.kazminerals.com/ru/главная/our-business/baimskaya/>;
2. Anthony C. Harris et al. Geologic Evolution of Late Ordovician to Early Silurian Alkalic Porphyry Au-Cu Deposits at Cadia, New South Wales, Australia // Society of Economic Geologists, Inc. SEG Special Publications, no. 23, pp. 621–643, 2020.

Усанова О.И.
ФГБУ «ЦНИГРИ»

ФОРМИРОВАНИЕ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В УСЛОВИЯХ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ЫЛЭНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Ылэнский рудный узел расположен в северо-восточной части хребта Черского в верховьях реки Ылэн.

Структурная позиция рудного узла определяется наличием крупных линейных складок: Иньяльской синклинали и Ылэнской антиклинали северо-западного простираения. Узел приурочен к участку их сочленения и охватывает юго-западное крыло первой и северо-восточное второй. Крылья складок осложнены пликативными структурами более высоких порядков, которые, как правило, узкие, симметричные, линейно-вытянутые северо-западного и субширотного простираения. Углы падения крыльев складок варьируют в пределах 40–700. Шарниры складок на площади рудного узла испытывают пологое (6–120) погружение на юго-восток.

Разрывная тектоника в пределах Ылэнского рудного узла формирует сложную мозаично-блоковую структуру, в которой контроль золотого оруденения часто связан с кинематикой разрывов. Известно, что на некоторых протяженных разломах фиксируется смена обстановки сжатия на обстановку растяжения. С последней, судя по всему, связана основная масса золоторудной минерализации.

Для определения кинематики тектонических разрывов и взаимоотношений разломов с трещиноватостью ФГБУ «ЦНИГРИ» были проведены специализированные исследования [3].

Исследования оперяющих трещин подтвердили первоначальное предположение о значительной осложнённости тектонической рамы зонами повышенной трещиноватости. Повышенная проницаемость вмещающих пород играет в основном негативную роль, поскольку декомпрессионный режим приводит к адиабатическому расширению флюидной системы, что обуславливает быстрое падение температуры, т.е. рудно-солевые растворы могут просто не донести солевую нагрузку (включая золото) в необходимом для формирования промышленно значимых рудных залежей [1].

Структурно-морфологический тип оруденения (на наш взгляд) во многом определяет флюидный режим рудной системы, и (как следствие) физико-химические параметры среды рудогенеза, которая, однако, на всем своем протяжении является водонасыщенной.

Так, данные, полученные в ходе исследований газовой-жидких включений в кварце, позволяют достаточно уверенно утверждать, что на всем про-

тяжении разгрузки рудно-солевых растворов среда минералообразования была водонасыщенная.

Несколько повышенные значения содержания воды во включениях из кварца продуктивных золоторудных ассоциаций связаны (скорее всего) с особенностями геологической среды, в которой происходило его формирование: ограниченное пространство в пределах рудных тел (жильно-прожилковые зоны) обуславливает увеличение давления в газовой-жидкой фазе. В свою очередь, для минерализованных зон дробления, особенно-стью которых является наличие свободного пространства между дезинтегрированными вмещающими породами, давление в газовой-жидкой фазе меньше [2].

Помимо зафиксированной нами разницы в режиме водного питания рудно-солевых растворов, структурно-морфологические типы оруденения влияют на состав газовой фазы, что подтверждает валовый газохроматографический анализ включений в кварце и определение состава газовой фазы. Так, для наиболее продуктивных минеральных ассоциаций во включениях из кварца в составе газовой фазы преобладает CO₂.

В зависимости от генетического происхождения рудно-солевых растворов и физико-химических параметров газовой-жидкой системы (температура, давление, объем) содержание основных газовых компонентов в среднем варьируется в следующих пределах: для рудных тел CH₄- 2–6 мл/л, CO₂- 150–180 мл/л; для рудных зон CH₄- 4–7 мл/л, CO₂- 99–110 мл/л; за пределами рудных зон CH₄- 10–12 мл/л, CO₂- 30–80 мл/л.

Зафиксированные различия в содержании CO₂ в газовой составляющей рудно-солевых растворов в зависимости от структурно-морфологических типов оруденения на наш взгляд объясняются прежде всего взаимодействием «первичного» флюида магматического происхождения с вмещающими породами, которые относятся к черносланцевой толще Куларо-Нерского пояса и содержат значительное количество рассеянного углеродистого вещества (сапропели, твердые битумы, возможно, антраксолиты). В результате взаимодействия вмещающих пород с первичным флюидом при повышенной температуре 200–3000°C, последний обогащается углеводородами в виде метана, как самого летучего и наиболее мобильного соединения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко Н.В. и др. Изучение вещественного состава руд и околорудных метасоматитов и разработка прогнозно-поисковых моделей золоторудных проявлений Ылэнского рудного узла (Республика Саха (Якутия)) – М.: ЦНИГРИ, 2022 – 268 с.
2. Кряжев С.Г. Флюидный режим формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // Материалы XVIII Всероссийской кон-

- ференции по термобарогеохимии, посвященной 100-летию со дня рождения профессора Ю.А. Долгова. – Москва: Изд-во Первого МГМУ, 2018. С.71-73.
3. Шахтыров В.Г. Методические рекомендации по изучению сдвигов при поисково-съёмочных работах. Магадан, 1987.

Шадчин М.В.
ФГАОУ ВО СФУ

ИЗОТОПНЫЕ СООТНОШЕНИЯ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТОВ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АК-СУГ

Молибден-меднопорфировое месторождение Ак-Суг находится в Тоджинском кожууне (районе) республики Тыва в 240 км северо-восточнее г. Кызыл неподалеку от административных границ с Курагинским районом Красноярского края и Нижнеудинским районом Иркутской области. Область месторождения относится к горной системе Восточных Саян Алтае-Саянской складчатой области. Объект является типичным представителем месторождений, сформированных в островодужных системах кембрийского возраста во время субдукции океанической плиты, сопровождающейся габброидным и гранитоидным магматизмом. Наиболее известными месторождениями меди и молибдена аналогичного генезиса в России являются месторождения: Кызык-Чадр (респ. Тыва), Малмыжское (Хабаровский край). Ближайшими зарубежными аналогами Ак-Суга можно считать Ою-Толгой, Эрдэнэтуин-Обо (Монголия), Коунрад, Актогай (Казахстан).

Актуальность исследований обуславливается ограниченной освещенностью в печатных изданиях тематики изотопно-геохимических исследований процессов рудообразования отечественных порфировых объектов.

Ак-Сугское Мо-Au-Cu месторождение находится в составе Ак-Сугского рудного узла, локализованного на сопряжении двух крупных тектонических структур Алтае-Саянской складчатой области: Восточно-Тувинской и Кизир-Казырской складчатых систем, естественной границей между которыми является крупный Кандатский разлом и его оперяющие.

Структура месторождения определяется полифазным строением Ак-сугского массива одноименного интрузивного комплекса, а также его положением относительно структурных элементов района. Массив располагается в зоне влияния Кандатского межрегионального разлома и двух региональных разломов: Ак-Сугского и Челдезрикского. Зона Кандатского разлома контролирует размещение золоторудной, полиметалльно-золоторуд-

ной, медно-молибденовой (Ак-Сугское месторождение), а также редкоземельного оруденения (месторождение Арыскан). Ак-Сугский разлом является ветвью Кандатского разлома и выражен полосой дробления, интенсивной трещиноватости и расщеливания пород. В плане ширина тектонически нарушенных интервалов колеблется от первых до десятков метров. Наибольшая густота трещин отмечается в пределах Северной рудной залежи и в центральной части месторождения. Челдезрикский разлом является естественной границей Даштыгойского грабена, сложенного терригенно-вулканогенными отложениями Толтаковской свиты девонского возраста и обрамляющего месторождение с запада. Аксугский интрузивный массив имеет куполовидную ассиметричную форму с характерным зональным строением и крутым падением контактов ($70-80^\circ$) под вмещающие породы Хамсаринской и Толтаковской свит. Зональность массива и соответственно месторождения объясняется последовательным внедрением интрузивных фаз Ак-Сугского комплекса, представляющих собой гомодромный ряд от диоритов и габбро-диоритов до тоналитов и плагиогранитов. Северная, восточная и южная часть массива представлена диоритами, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами первой фазы Ак-Сугского комплекса, составляющими около 75% площади выхода интрузии на поверхность (Рис. 1). Контакт кварцевых диоритов с диоритами на юго-восточном фланге крутой ($78-85^\circ$) с падением на юг. Следующая интрузивная фаза представлена тоналитами и плагиогранитами, в том числе слабопорфиризовидными. Данные породы распространены преимущественно в западной и восточной частях Ак-Сугского месторождения с углами падения контактов под породы Толтаковской свиты до $60-80^\circ$. Наиболее продуктивными на медное и молибденовое оруденение являются породы третьей (порфириовой) фазы Ак-Сугского комплекса, представленные тоналит-порфирами и плагиогранит-порфирами.

Вещественный состав руд Ак-Сугского месторождения разнообразен. В настоящее время в рудах месторождения описано более 60 минеральных видов, среди которых преобладают сульфиды: халькопирит, борнит, пирит, молибденит, энаргит, халькозин. Из самородных металлов наиболее часто встречаются золото и медь, значительно реже самородное серебро, теллур и висмут [2]. Породообразующие и акцессорные минералы представлены кварцем, карбонатами (кальцитом, доломитом, анкеритом), слюдами (биотитом, мусковитом-серицитом), хлоритом, КППШ, плагиоклазами, сульфатами (баритом, ангидритом, целестином). Постоянно отмечаются циркон, эпидот, монацит, рутил, апатит, фторапатит. Наиболее богатые руды месторождения сконцентрированы в его северной части и локализованы в телах порфирировых пород третьей фазы аксугского комплекса. Среднее содержание меди здесь составляет около 1%, молибдена 0,02%. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные, подчиненное количество рудных минералов

располагаются по зальбандам жил и в основной массе кварц-карбонатных прожилков. Карбонатным минералом, слагающим жильные тела, как правило, является кальцит. С кварц-карбонатными жилами и прожилками на начальных стадиях формирования руд месторождения связана преимущественно пирит-халькопиритовая и блеклорудная минерализация. С карбонатными образованиями финальных стадий рудогенеза связано отложение сульфатных и редкоземельных минералов.

Рис. 1. Геологическая карта месторождения Ак-Суг

Изотопный состав углерода и кислорода месторождения Ак-Суг определен для монофракций кальцита, отобранных абразивной коронкой из карбонатных прожилков керна скважин с различных частей месторождения и глубин. Контроль чистоты отбираемого материала осуществлялся под бинокуляром. Измерения изотопных отношений проводили в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» СО РАН г. Новосибирск с использованием газового масс-спектрометра Delta V Advantage в режиме двойного напуска. Для мониторинга подготовительных и измерительных систем использовали международные стандарты карбоната NBS-18 ($\delta^{13}\text{C} = -5,014\text{‰}$ VPDB, $\delta^{18}\text{O} = -23.2\text{‰}$ VPDB), NBS-19 ($\delta^{13}\text{C} = +1.95\text{‰}$ VPDB, $\delta^{18}\text{O} = -2.20\text{‰}$ VPDB). Точность измерений изотопных характеристик карбонатного вещества составила не хуже 0,1‰ для углерода и 0,2‰ для кислорода.

Изотопный состав углерода и кислорода кальцита месторождения Ак-Суг по полученным данным характеризуется диапазонами: $\delta^{13}\text{C}$ от -3,6 до 2,2 ‰ со средним значением $\delta^{13}\text{C}$ -1,1 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ от 10,4 до 21,8 ‰ со средним 14,1 ‰ для 19 измерений (таблица 1).

Таблица 1

Изотопный состав углерода и кислорода месторождения Ак-Суг

Скважина	Глубина	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (VSMOW)
5а-1г	10,0	-0,4	+14,8
– // –	73,2	-0,6	+12,4
– // –	92,6	-0,3	+14,9
– // –	234,0	-1,8	+12,7
– // –	361,0	-1,0	+13,9
– // –	432,1	-0,1	+21,8
– // –	446,0	-1,3	+16,1
– // –	478,6	-1,5	+11,3
– // –	493,8	-1,2	+12,0
– // –	511,2	+0,2	+21,4
– // –	542,6	-0,8	+13,5
– // –	575,5	-1,8	+13,0
– // –	653,0	-2,9	+13,7
– // –	694,4	-1,1	+13,2
6-3г	178,8	+2,2	+18,8
7-6г	148,5	-2,2	+10,4
8а-8г	93,0	-3,6	+10,4
9а-10г	24,9	-1,7	+11,8
– // –	53,9	-0,5	+11,9
Среднее по выборке		-1,1	+14,1

Все полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ были использованы для построения графиков распределения изотопов в системе координат $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ и трендов изменения изотопных величин по уравнению декарбонизации релеевского типа [1].

Изотопный состав С и О проанализированных кальцитов характеризуется умеренно узким диапазоном значений $\delta^{13}\text{C}$ ($\Delta=5,8\text{‰}$) и широким диапазоном $\delta^{18}\text{O}$ ($\Delta=11,4\text{‰}$), что с наибольшей долей вероятности может свидетельствовать о неоднородности источников кислорода воды, участвовавшей в образовании жильного кальцита Ак-Сугского месторождения (Рис 2).

Наиболее вероятным источником вещества, принимавшем участие в образовании жильного кальцита различных стадий являлись преимущественно осадочные карбонаты. Карбонатные минералы Ак-Сугского месторождения постепенно осаждались из растворов, образующихся в результате

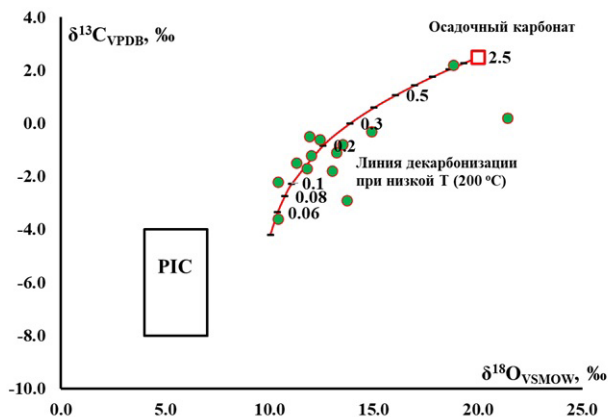


Рис. 2. Изотопный состав С и О жильного кальцита месторождения Ак-Суг

низкотемпературного ($\sim 200^\circ\text{C}$) растворения осадочных карбонатов в условиях повышенной кислотности среды, с определенным количеством воды и галогенидов (F, Cl). Об этом свидетельствуют точки сверху графика, близкие к полю осадочных карбонатов, изотопные соотношения которых они унаследовали. В процессе проходящей декарбонизации, кроме переотлагающегося кальцита дополнительно выделяется углекислый газ, обедняющий изотопную систему $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$, но играющий важную роль в гидротермальных процессах. Немаловажное значение на изотопный состав изучаемых карбонатов могли оказать поступление воды других источников и продолжающийся метасоматоз. Не стоит исключать из внимания близость пострудных интрузивных тел дайкового комплекса и образующиеся карбонаты локальных флюидов. Образование прожилков с наложенной низкотемпературной редкоземельной минерализацией происходило позже остальных и сопряжено с завершением гидротермально-метасоматических процессов. Данные по изотопному составу $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в жильном кальците Ак-Сугского месторождения различных стадий минералообразования подтверждают неоднородный полигенный источник вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинина Е.О. Стабильные изотопы легких элементов в процессах контаминации и взаимодействия флюид-порода: дис. д-р. геол.-минерал. наук: 25.00.09. - ИГЕМ РАН, Москва, 2013-407 с.
2. Шведов Г. И., Самородский П. Н., Макаров В. А. и др. Мышьяковистая самородная медь золото-медно-порфирового месторождения Ак-Суг, Восточная Тыва // Руды и металлы. – 2021. – № 1. – С. 77-92.

3. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry: Sixth edition// Springer-Verlag Berlin Heidelberg. – 2009.
4. Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon. Geochemistry of hydrothermal ore deposits// N.-Y., John Wiley and Sons. -1979. 509–567.
5. Shanks W.S., III. Stable isotopes in Seafloor Hydrothermal Systems: Vent fluids, hydrothermal deposits, hydrothermal alteration, and microbial processes. In: Stable Isotope Geochemistry: ed. by J. W. Valley, D.R. Cole. – Reviews in mineralogy & geochemistry. – 2001. – V.43. – P. 469-525.
6. Sharp Z. D. Principles of stable isotope geochemistry. – Pearson: New Jersey, 2007. – 344p.

Шапаренко Е.О., Хоменко М.О.

ИГМ СО РАН

Сильянов С.А.

ФГАОУ ВО СФУ

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ ЗОН ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОДАТНОЕ И ДОБРОЕ НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ

Установление параметров рудообразующих флюидов золоторудных объектов с различными запасами является ключевой задачей для понимания процессов и закономерностей их формирования. В данной работе применен комплекс термобарогеохимических методик для установления температуры, давления, солёности и состава минералообразующих флюидов.

В пределах Енисейского кряжа, который является докембрийским складчатым поясом, находятся месторождения золота с различными запасами. В то время как суммарные прогнозные ресурсы золота в данном районе составляют более 3000 т [1]. Месторождения Благодатное и Доброе расположены в заангарской части кряжа.

Рудное поле месторождения Благодатное расположено в Северо-Енисейском районе Енисейского кряжа на юго-восточном крыле Панимбинского антиклинория, ограниченного с запада зоной Татарского, а с востока – Ишимбинского глубинного разлома. Месторождение залегает в рифейских отложениях кординской свиты, прорванных гранитоидами Татарско-Аяхтинского комплекса [2]. Месторождение относится к золото-кварцевой малосульфидной формации и представлено крутопадающей S-образной золотоносной минерализованной зоной левостороннего сбросо-сдвига протяженностью 3800 м с мощностью в раздувах до 250 м.

Центральная часть рудных тел обогащена кварцево-жильными образованиями желваковой и четковидной форм, которые по периферии оконтурены сульфидизированными серицитовыми метасоматитами с кварц-карбонатным прожилкованием. Главные рудные минералы в образцах представлены золотом, арсенопиритом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. На всех трех выделенных стадиях гидротермально-метасоматических образований постоянно присутствует кварц, являясь главным минералом кварцево-жильных образований (до 98 % объема).

Месторождение Доброе входит в состав Советского рудного узла и находится в 12 км к западу от месторождения Советского, одного из крупнейших в Енисейском кряже [3]. Рудный узел приурочен к зоне сочленения двух крупных протерозойских структур Енисейского кряжа – Центрального поднятия и Восточной синклинорной зоны. Главной рудоконтролирующей структурой является Ишимбинский глубинный разлом. Рудные тела представлены гидротермально-измененными сланцами с кварцевыми жилами и прожилками с золото-сульфидной минерализацией. Месторождение также относится к золото-кварцевой малосульфидной формации. Вмещающие породы – отложения кординской и горбилокской свит, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Рудная минерализация представлена пирротинном, арсенопиритом, золотом и пиритом. В подчиненном количестве обнаруживаются халькопирит и галенит. Кварц представлен двумя разновидностями: ранним гранобластическим и более поздним жильным.

На месторождении Благодатное были изучены образцы (100 шт.) с Северного и Южного участков месторождения. Содержание золота в образцах варьирует от 0.2 до 31.5 г/т. Образцы (21 шт.) для исследования с месторождения Доброе представляют собой каменный материал, отобранный вкрест рудного тела №5 (РЛ 4,3) с горизонтов 380-390 с участка Татьянинский. Содержание золота в образцах составляет 0.1-1.4 г/т. Флюидные включения (ФВ) в кварце и рудных минералах из рудных и околорудных зон месторождений были изучены методами микротермометрии, рамановской спектроскопии и газовой хромато-масс-спектрометрии (GC-MS) [4].

В кварце месторождения Благодатное были обнаружены следующие типы включений: двухфазные газовой-жидкие ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma_{\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}$), однофазные газовые/жидкие ФВ ($\text{Ж}_{\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}$, $\Gamma_{\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2}$), трехфазные ФВ ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma + \text{KP}$) (рис. 1). В кварце месторождения Доброе присутствуют двухфазные газовой-жидкие и однофазные газовые/жидкие ФВ. Обычно в зернах кварца присутствует несколько генераций флюидных включений. Важно отметить, что в образцах из рудных зон месторождений преобладают однофазные включения более поздних генераций.

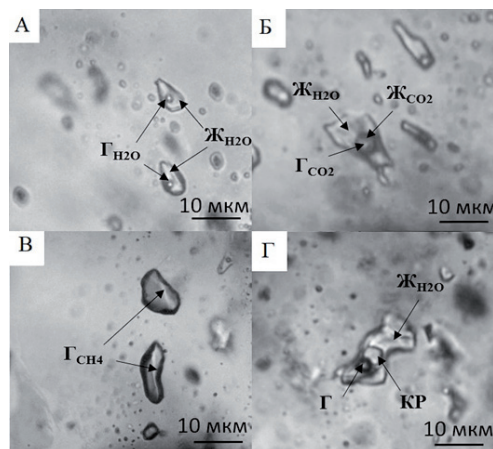


Рис. 1. Типы флюидных включений в кварце золоторудного месторождения Благодатное: а, б – двухфазные газопо-жидкие включения, в – однофазные включения, г – трехфазные

Было установлено, что формирование кварцево-жильных зон исследуемых объектов происходило в интервале температур 180 – 360 °С, давлений – 0.2 – 2.6 кбар и солёности от 1.5 до 16.5 мас. % (NaCl-экв.). Широкая вариативность температур, давлений и солёности флюидов характерна для большинства золоторудных месторождений Енисейского кряжа.

Состав газов в минералообразующем флюиде месторождений Благодатное и Доброе применены следующие методики: 1) состав газовой фазы в индивидуальных флюидных включениях в кварце определен методом рамановской спектроскопии, 2) валовый состав летучих, извлеченных из ФВ из кварца, сульфидов и самородного золота, проанализирован методом газовой хромато-масс-спектрометрии.

Методом рамановской спектроскопии в индивидуальных флюидных включениях в кварце выявлено наличие трех основных компонентов: CO_2 , CH_4 и N_2 в различных соотношениях. В газопо-жидких первичных и первично-вторичных ФВ на обоих месторождениях преобладает CO_2 (рис. 2). Тогда как в однофазных газовых и жидких первично-вторичных и вторичных включениях главным долей CO_2 понижается. Таким образом, можно выделить два типа флюида, сформировавших золотое оруденение месторождений Благодатное и Доброе: водно-углекислотный, с вариациями соотношения CO_2/CH_4 от 4.7 до 145.3 (Благодатное) и от 1.7 до 329.3 (Доброе); углекислотно-углеводородный, где CO_2/CH_4 составляет 0.01-0.2 (Благодатное) и 0.04-30.5 (Доброе). Стоит отметить, что однофазные флю-

идные включения первично-вторичных и вторичных генераций преобладают в кварце рудной стадии формирования кварцево-жильных зон месторождений Благодатное и Доброе. А это указывает на то, что продуктивные стадии минералообразования и отложения золота на исследуемых объектах связаны с более поздними восстановленными углекислотно-углеводородными порциями флюида.

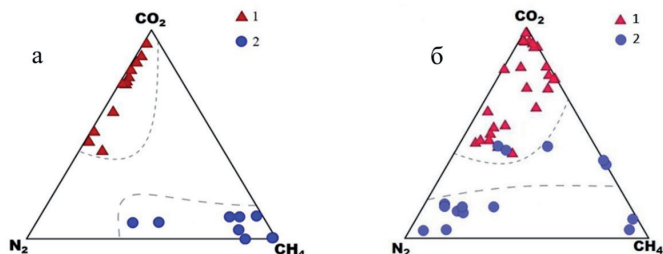


Рис. 2. Состав газовой фазы индивидуальных флюидных включений в кварце золоторудного месторождений Благодатное (а) и Доброе (б) (по данным рамановской спектроскопии): 1 – двухфазные ФВ, 2 – однофазные ФВ

По данным GC-MS, во флюиде обнаружены вода, углекислота, широкий спектр бескислородных и кислородсодержащих углеводородов, азот-, серо- и галогенсодержащих соединений (рис. 3). В составе летучих из флюидных включений в кварце, сульфидов и кальците месторождения Благодатное вода и углекислота являются основными компонентами, при этом преобладает вода. Доля воды составляет 58.7 – 96.4 отн. % (в среднем 81.23 отн.%), доля CO_2 0.83 – 15.08 отн. % (в среднем 6.19), доля остальных соединений составляет 2.56 – 38.75 (в среднем 12.58).

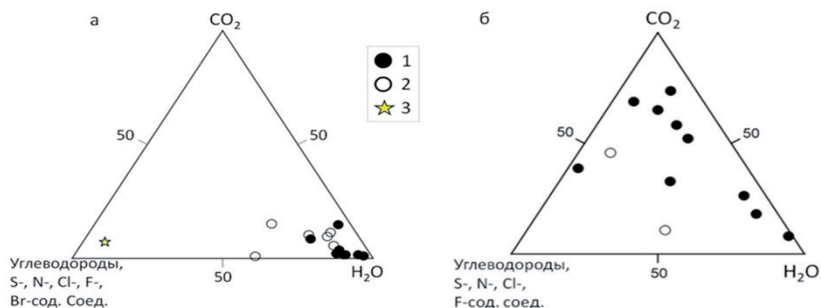


Рис. 3. Состав летучих во флюидных включениях в минералах месторождения Благодатное (а) и Доброе (б) (по результатам GC-MS): 1 – в кварце и сульфидов золоторудной зоны, 2 – кварце и сульфидов незолоторудной зоны, 3 – в золоте

В составе летучих из флюидных включений в кварце и сульфидах месторождения Доброе преобладает CO_2 , доля которой достигает 60-70 отн. % при колебании в интервале от 10.7 до 73.8 отн. %. Доля воды составляет 3.4 – 90.6 отн. %. Содержание углеводов, представленных алифатическими, циклическими и кислородсодержащими соединениями, в среднем составляет в кварцах – 16.3 отн. %, а в сульфидах – 7.4 отн. %.

Прямым доказательством того, что золото на месторождении Благодатное отлагалось в восстановительной обстановке, является состав летучих, извлеченных из самородного золота (Рис. 4). В газовой составляющей флюидных включений в самородном золоте преобладают углеводороды, S-, N- и галогенсодержащие соединения, их доля составляет 85.5 отн. %. Вода и углекислота присутствуют во флюиде в подчиненном количестве, 7.3 и 7.4 %, соответственно.

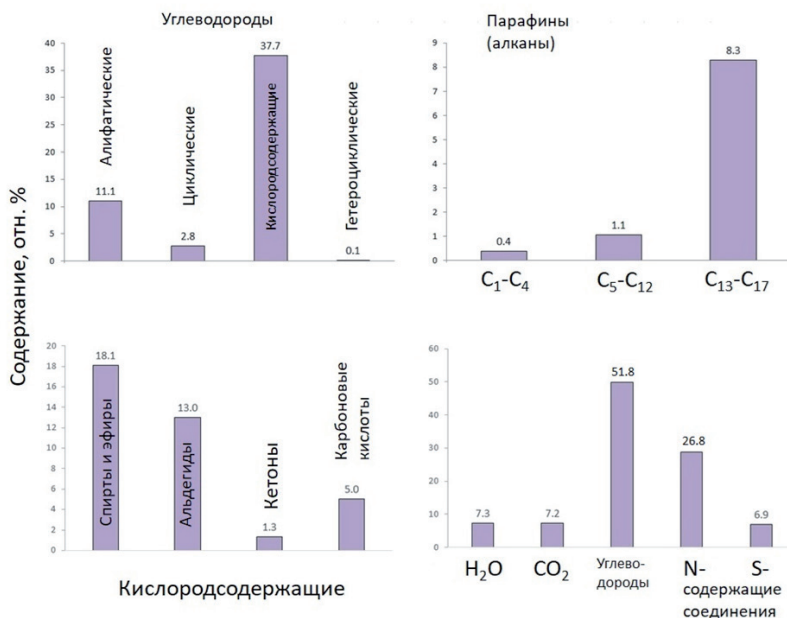


Рис. 4. Распределение летучих компонентов (отн. %) во флюидных включениях, извлеченных из самородного золота месторождения Благодатное (данные GC-MS)

Полученные данные указывают на то, что флюиды, действующие на рудном этапе, имели сложный водно-углекислотно-углеводородный состав. Отношение $\text{H}/(\text{O}+\text{H})$, которое является индикатором окислительно-

восстановительных параметров флюида, составляет 0.84. Таким образом, минералообразующие растворы отвечают восстановленному состоянию. На восстановленный характер флюидов также указывает отношение алканы/алкены, которое составляет 7.4.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сердюк С.С., Комаровский Ю.Е., Зверев А. И. и др. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Под. ред. С.С. Сердюка. Красноярск. 2010. 584 с.
2. Полева Т. В., Сазонов А. М. Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже. Монография. –М.: Экон. газ., 2012. 290 С.
3. Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Пиманов А.В. Миллер В. Я., Качевская Г. И., Дмитриева Е. В., Пиманова Г. П., Гладкова Р. Ф., Дмитриев Г. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Енисейская. Лист Р–46–XXXIII (Тея). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ». 2018. 164 с. (МПР России, Федеральное агентство, ОАО «Красноярскгеолсъемка»).
4. Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Сазонов А.М., Шапаренко Е.О., Рябуха М.А., Хоменко М.О., Сильянов С.А., Некрасова Н.А. Угледороды во флюидных включениях из самородного золота, пирита и кварца месторождения Советское (Енисейский кряж, Россия) по данным беспирилизной газовой хромато–масс–спектрометрии // Геология и Геофизика. 2020. №11. С. 1535–1560.

Шведов Г.И., Лосев В.И., Лобастов Б.М., Сильянов С.А.

ФГАОУ ВО СФУ

БЕНЛЕОНАРДИТ И СЕРВЕЛЛЕИТ ПЕКИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (ПОЛУОСТРОВ ЧЕЛЮСКИН)

Пекинская площадь находится в юго-восточной части полуострова Челюскин, на водораздельной части между заливами Симса и Фаддея в верховьях р. Пека, в северо-восточной части прогнозируемого Дорожнинского рудного района, перспективного на медно-молибден-порфировый с золотом и вольфрамом тип оруденения. Административно относится к Таймырскому Долгано-Ненецкому муниципальному району Красноярского края и размещается в пределах нераспределенного фонда недр (рис. 1).

Структурную позицию Пекинской площади наряду с одноименным массивом определяет крупная долгоживущая рудо- и магмоконтролирующая структура – Дорожнинский глубинный разлом и более мелкие разломы, большая часть из которых, очевидно, образовалась в результате динамической активности первого и являются его опережающими.

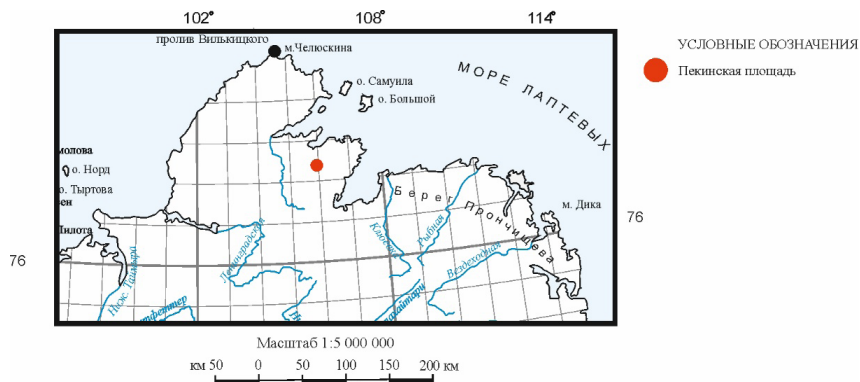


Рис. 1. Положение Пекинской площади на полуострове Челюскин

Пекинский массив имеет овальную в плане форму и занимает центральную и основную часть площади. По результатам петрографического изучения шлифов установлено, что в пределах массива преобладают породы кислого состава нормального и умереннощелочного петрохимических рядов. Породы нормального петрохимического ряда представлены гранитами, лейкогранитами, плагιοгранитами, гранодиоритами. Интрузивные образования умереннощелочного ряда представлены граносиенитами, монцогранитами, монцолейкогранитами.

Породные комплексы рамы представлены отложениями рифея, сформированными в условиях пограничных между зеленокаменной и эпидот-амфиболитовой фациями и нижнепротерозойскими образованиями, претерпевшими прогрессивный амфиболитовый и эпидот-амфиболитовый метаморфизм и прорванными бескорневыми (аллохтонными) штоками и пластовыми телами катаклазированных крупно-среднезернистых, двуполовошпатовых мусковит-биотитовых гранитов. Рифейские отложения развиты к северу от Дорожнинского разлома и представлены в большей степени зелёными сланцами альбит-эпидот-хлоритового состава, эпидот-хлорит-актинолитового, кварц-актинолитового, актинолит-кварцевого, а также кварц-хлорит-актинолитового состава.

Вещественный состав рудной минерализации Пекинского массива, по данным изучения кернa скважин, крайне разнообразен. Наиболее распространенными сульфидными минералами являются пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит. В меньших количествах отмечаются такие минералы как айкинит, арсенопирит, блеклая руда, тетрадимит, эмплектит, висмутин, матильдит, борнит, пирротин, моусонит, шеелит. Также незначительно распространены низкопробное золото, электрум, самородное сере-

бро. Отмечаются достаточно редкие минералы теллура: гессит, штютцит, эмпрессит, самородный теллур. Наибольший интерес вызывает находка в галенитовом прожилке достаточно редких в целом минералов бенлеонардита и сервеллеита. Бенлеонардит как новый минерал с первоначальной формулой $\text{Ag}_8(\text{Sb,As})\text{Te}_2\text{S}_3$ открыт в 1986 году Стэнли с соавторами [10] и позднее был выявлен в различных регионах Мира [1,4,6,9,11]. Сервеллеит с формулой Ag_4TeS был представлен Гридли и др. [3]. Оба новых минерала обнаружены в составе рудника Бамболла, Мексика. Ниже приводится краткая характеристика обнаруженных на Пекинской площади бенлеонардита и сервеллеита, а также ассоциирующих с ними рудных минералов.

Галенит является одним из наиболее распространенных рудных минералов в изученном образце. Минерал образует аллотриоморфные (ксеноморфные) зерна и агрегаты размером до 6×10 мм. Края агрегатов и зерен галенита неровные, заливообразные, обрастаются сфалеритовыми зернами и сростками. Внутри галенитов отмечается множество включений идиоморфных метакристаллов кварца, внутри которых присутствуют включения самого галенита. Кроме кварца, в галенитах наблюдаются включения сфалерита, меньше пирита, редкие кристаллы гематита, рутила, а также микронные выделения бенлеонардита и более редких сервеллеита и гессита. Галенитовые прожилки, кроме этого, выполняют трещины в сфалеритовых агрегатах и пиритовых зернах, а также в интерстициях породообразующих минералов. Большое количество мелких ксеноморфных зерен галенита присутствует в составах сфалеритов, где тесно срачиваются с включениями пирита и халькопирита. Химический состав галенита характеризуется отсутствием каких-либо примесей.

Обнаруженный бенлеонардит распространен в достаточно большом количестве (десятки зерен) внутри наиболее крупных агрегатов галенита. Минерал образует, главным образом, тонкопластинчатые, игольчатые кристаллы толщиной от 0,5–1 мкм до 20 мкм. Длина кристаллов достигает 25–28 мкм. Агрегаты крупнее, до $0,02 \times 0,05$ мм. Характерны небольшие сростки кристаллов минерала друг с другом, с сервеллеитом, реже – с гесситом (рис. 2).

Зерна бенлеонардита имеют темно-серый цвет, значительно темнее сервеллеита и гессита. Минерал анизотропен. Химический состав обнаруженного бенлеонардита плохо пересчитывается на общепризнанную формулу $\text{Ag}_8(\text{Sb,As})\text{Te}_2\text{S}_3$ [8]. Согласно предположению Бинди и других [2], бенлеонардит должен относиться к группе пирсеита-полибазита и иметь формулу $(\text{Ag,Cu})_{16}(\text{Sb,As})_2(\text{S,Te})_{11}$. Пересчитанные анализы (анализы 1–8) бенлеонардита на 29 атомных единиц (табл. 1).

Сервеллеит является значительно более редким минералом в составе агрегатов изученного прожилка галенита. Как правило, минерал представ-

лен ксеноморфными мелкими зернами изометричной, плитообразной или линзообразной формами. В некоторых случаях наблюдаются тесные срастания сервеллита и бенлеонардита (см. рис. 2Б, В). Химические составы обнаруженного авторами сервеллита представлены в таблице 1 (анализы 9–12). Отнесение обнаруженных минералов к бенлеонардиту и сервеллиту необходимо подтвердить рентгеноструктурными исследованиями.

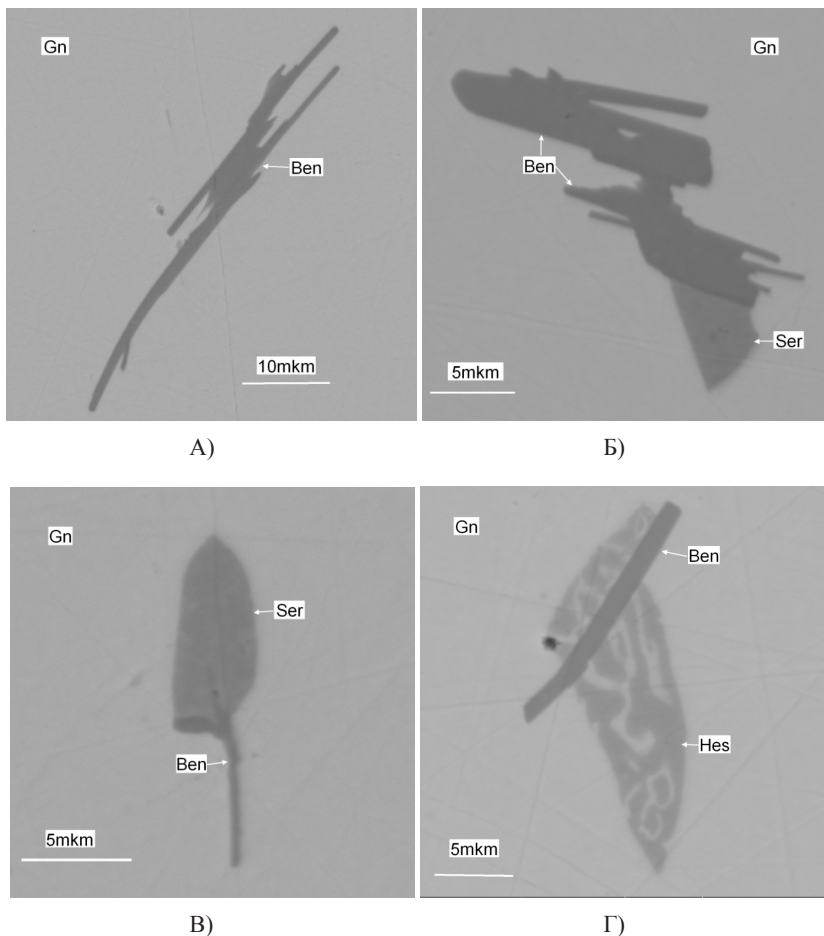


Рис. 2. Сrostок игольчатых кристаллов бенлеонардита (Ben) в галените (Gn) – А; бенлеонардит в срастании с сервеллитом (Ser) – Б-В; бенлеонардит в срастании с гесситом (Hes) – Г. BSE-фото (СЭМ Tescan Vega III SBH, R&D Центр CFУ Норникель, г. Красноярск)

Таблица 1

Химический состав бенлеонардита и сервеллента

№ п/п	Содержания, в мас. %					Сумма	Кристаллохимическая формула
	S	Cu	Ag	Sb	Te		
1.	10,8	1,01	67,95	8,95	12,33	101,04	$(Ag_{15,85}Cu_{0,40})_{16,25}(S_{8,47}Te_{2,43})_{10,90}$
2.	10,62	1,32	66,51	9,28	13,47	101,2	$(Ag_{15,54}Cu_{0,52})_{16,07}(S_{8,35}Te_{2,66})_{11,01}$
3.	9,09	0,0	65,32	9,08	17,56	101,06	$Ag_{15,95}Sb_{1,96}(S_{7,47}Te_{3,62})_{11,09}$
4.	10,7	1,18	68,13	9,14	12,45	101,61	$Ag_{15,98}Sb_{1,92}(S_{7,42}Te_{3,68})_{11,10}$
5.	8,44	0,0	64,63	8,98	18,75	100,79	$Ag_{16,04}Sb_{1,97}(S_{7,05}Te_{3,93})_{10,98}$
6.	8,5	0,0	64,25	9,38	18,91	101,03	$Ag_{15,91}Sb_{2,06}(S_{7,08}Te_{3,96})_{11,04}$
7.	9,37	0,9	63,04	8,6	15,22	97,13	$(Ag_{15,73}Cu_{0,29})_{16,02}Sb_{1,90}(S_{7,87}Te_{3,21})_{11,08}$
8.	8,63	0,0	63,83	8,51	18,69	99,65	$Ag_{15,93}Sb_{1,88}(S_{7,25}Te_{3,94})_{11,19}$
9.	4,06	0,0	69,57	0,0	27,23	100,85	$Ag_{1,96}(Te_{0,65}S_{0,39})_{1,04}$
10.	4,94	0,0	70,73	0,0	26,37	102,04	$Ag_{1,94}(Te_{0,61}S_{0,45})_{1,06}$
11.	5,29	0,0	65,87	0,0	27,61	98,77	$Ag_{1,85}(Te_{0,65}S_{0,50})_{1,15}$
12.	4,42	0,0	72,05	0,0	26,28	102,75	$Ag_{1,98}(Te_{0,61}S_{0,41})_{1,02}$

Примечание: Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе СЭМ Tescan Vega III SBH, в R&D Центре СФУ Норникель, г. Красноярск).

Гессит распространен еще более редко по сравнению с бенлеонардитом и сервеллеитом. Образует также неправильные по форме зерна размерами до 10×20 мкм (рис. 2Г).

Условия образования обнаруженных минералов еще предстоит изучить, но согласно исследованиям Занга и Спрая [12], кварц золото-серебротеллуридного месторождения Гиес (штат Монтана, США), содержащий в своем составе бенлеонардит, кристаллизовался при температурах от 250°C до 195°C . По данным Каруп-Мёллера [6], а также Спрая и Тибена [9] образование минерала, подобного сервеллеиту, предположительно происходило при температурах от 230 до 195°C .

Образование полиметаллической минерализации Воронцовско-Песчанской группы (Урал), содержащей бенлеонардит, происходило совместно с карбонатами при температуре около 400°C (определения по доломит-кальцитовому геотермобарометру) [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мурзин В.В. Бенлеонардит. В сб.: Минералогия Урала. Арсениды и стибниды. Теллуриды. Селениды. Фториды. Хлориды и бромиды. Свердловск: УрО АН СССР. 1991. – с. 113–114.
2. Bindi, L., Stanley, C., Spry, P.G. (2015) New structural data reveal benleonardite to be a member of the pearceite-polybasite group. Mineralogical Magazine: Vol. 79 (5): pp.1213–1221.

3. Criddle, A.J., Chisholm, J.E. and Stanley, C.J. (1989) Cerveleite, Ag_4TeS , a new mineral from the Bambolla mine, Mexico, and a description of photo-chemical reaction involving cervelleite, acanthite and hessite. *Eur. J. Mineral.*, 1, 371-380.
4. Gu X.-P., Watanabe M., Hoshino K. and Shibata Y. (2003) New find of silver tellurosulphides from the Funan gold deposit, East Shandong, China. *Eur.J.Mineral.* 15. Pp. 147-155.
5. Helmy, H.M. (1999) The UM Samiuki volcanogenic Zn-Cu-Pb-Ag deposit, eastern Desert, Egypt: a possible new occurrence of cervelleite. *Can. Mineral.*, 37, 143-158.
6. Karup-Møller, S. (1976) Arcubisite and mineral B – two new minerals from the cryolite deposit at Ivigtut, south Greenland. *Lithos*, 9, 253-257.
7. Maslennikov, V. V., Maslennikova, S. P., Large, R. R., Danyushevsky, L. V., Herrington, R. J., & Stanley, C. J. (2013) Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from Cu-Zn massive sulfide deposits of the Urals, Russia. *Mineralogy and Petrology*, 107 (1), pp. 67-99.
8. Moëlo Y., Makovicky E., Mozgova N. et al. Sulfosalt systematic: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy. *Eur.J.Mineral.* 20. 2008. pp. 7-46.
9. Spry, P.G. and Thieben, S.E. (1996) Two new occurrences of benleonardite, a rare silver–tellurium sulphosalt, and a possible new occurrence of cervelleite. *Mineralogical Magazine*: 60: 871–876.
10. Stanley, C.J., Criddle, A.J. and Chisholm, J.E. (1986) Benleonardite, a new mineral from the Bambolla mine, Moctezuma, Sonora, Mexico. *Mineralogical Magazine*, 50, 681-686.
11. Vakh A.S., Khomich V.G., Boriskina N.G. and Santosh M. (2016) The Berezitovoe gold-polymetallic deposit (Upper Amur region, Russia): Structure, mineralogy and genetic aspects. *Geoscience Frontiers*, 7(3), 483-494.
12. Zhang X, and Spry P.G. (1994) Petrological, mineralogical, fluid inclusion and stable isotope studies of the Gies gold-silver telluride deposit, Judith Mountains, Montana. *Econ. Geol.*, 89, pp. 602-627.

Шипилова Е.С., Макарова М.А., Внучков Д.А., Боева Н.М.

ИГЕМ РАН

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЕННОГО ГОРИЗОНТА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ БОКСИТОВ ПРОВИНЦИИ ФУТА ДЖАЛЛОН-МАНДИНГО (ЗАПАДНАЯ АФРИКА)

Провинция Фута Джаллон-Мандинго (ФДМ) расположена в Западной Африке на территории Республик Гвинея, Мали и Гвинеи Бисау. На вершинах останцов и обособленных водораздельных массивов (бовалей) северо-западных отрогов плато Фута-Джаллон на породах латеритных покровов

повсеместно развиты современные рыхлые сероцветные образования изменчивой мощности, представленные почвенно-растительным горизонтом. В отличие от железистой кирасы, которая рассматривается как каменистая вскрыша и зачастую включается в рудное тело, чтобы не осложнять добычу селективной отработкой, рыхлая порода верхнего горизонта всегда снимается бульдозерами, чтобы не разубоживать бокситы. С этой точки зрения она представляет чисто техническую проблему для горняков ведущих эксплуатацию месторождений.

Изучение этих континентальных образований позволяет понять не только их полигенный генезис, но также действия гипергенных процессов физического и химического выветривания (разрушения подстилающего латеритного бокситоносного покрова). Также почвенный горизонт является зоной начальной мобилизации продуктов разрушения латеритных покровов, их вовлечения в переотложение и накопление различных генетических типов континентальных образований, определяя возможности (или невозможности) локализации механогенно-осадочных залежей бокситов.

Б. Михайлов, изучая почвенно-растительный горизонт из района южнее провинции, показал, что злаки из саванны содержат в скелете кремнезём. Соответственно, он предположил, что глинистая составляющая почвы возникла благодаря почвенной регенерации богатого перегноя. Также А. Сурков, изучив форму кварцевых зёрен доказывает особую «летучесть» при таких формах типа «дельтапланов» и соответственно их оловый генезис [2].

По своей природе эти континентальные образования относятся к элювиальным и делювиальным генетическим типам, образующимся за счет физического разрушения и химического выщелачивания подстилающих их каменистых бокситов и латеритов. При их образовании происходит активное перераспределение вещества с преобладающим выносом алюминия и накоплением железа. Подтверждением преимущественного накопления железа являются колломорфные железистые оболочки на обломках и глыбах бокситов. Особенно показательно в этом отношении образование так называемого латеритного гравия, представляющего собою мелкие обломки местных пород с многослойной колломорфной железистой оболочкой.

В качестве фактического материала для изучения использованы результаты полевых исследований и лабораторных анализов пород рыхлого почвенно-растительного горизонта на ряде бокситовых месторождений в бассейне рек Когон и Тингилинта на северо-западе Гвинеи. В процессе детальной разведки бокситов в провинции ФДМ на многих месторождениях проводились замеры мощности на регулярной сети скважин, чтобы изучить распространенность этих отложений. По результатам таких работ составлялись карты мощностей рыхлых образований. В качестве примера приведена карта мощностей на одном месторождении на западе провинции. Кроме

того, на ней показаны площади развития древесно-кустарниковой и травянистой растительности (рис. 1).

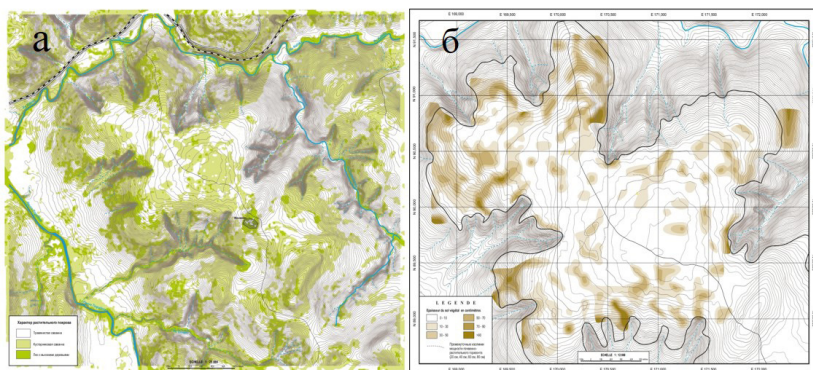


Рис. 1. А – карта растительного покрова на бовали Wouassou, б – карта мощностей почвенного покрова на бовали Wouassou

На карте отражена преобладающая закономерность, а именно увеличение мощностей рыхлой вскрыши на залесенных участках, особенно на пологих склонах и перегибах поверхностей бовалей, где она достигает в отдельных пересечениях до полутора метров. Хотя средние мощности по площади месторождений составляют в основном 20–35 см.

В вертикальном разрезе почвенного горизонта можно выделить три зоны. Верхняя зона образована песчано-глинистой массой темно-серого до черного цвета, в которой заключены мелкие остроугольные дресвяные обломки неизмененных или ожелезненных с поверхности бокситов. Преобладают обломки мелкогравийной размерности, как правило, 0,5–1 см. Доля дресвы составляет около 10–15%. В этой зоне велика роль органического вещества. Приповерхностная часть на глубину до 10–15 см пронизана тонкой корневой системой травянистых растений и реже – деревьев; доля корней может достигать 30–40% и даже до 50 % у поверхности.

Верхняя зона постепенно, без резкой границы сменяется средней зоной, сложенной буровато-серым суглинистым материалом. Мощность средней зоны может достигать 70–80 см и более, но обычно она не превышает 15–25 см. На выровненной поверхности бовали эта зона может отсутствовать. Доля дресвяных обломков увеличивается и может достигать 50–60%; среди них отмечается значительное количество концентрически зональных железистых стяжений – почвенных железистых пизолитов, размером от первых мм до 1 см, реже 2–2,5 см. Здесь же появляются обломки галечной и, в меньшей степени, валунной размерности. Их доля может до-

стигать 20–30% при размерах от 2–3 до 10–15 см. Крупность и доля обломков увеличиваются с глубиной.

В основании почвенного покрова условно выделяется зона, резко обогащенная крупным обломочным материалом: от 20–40% до 70–80% объема составляют ожелезненные округлые обломки и угловатые глыбы бокситов и латеритов размером до 10–15 см, редко до 40–50 см в поперечнике. В нижней части рыхлых образований между блоками бокситов по-прежнему отмечаются остатки корневой системы растений, как правило, не более 10%. Нижняя граница рыхлых образований крайне неровная, осложнена трещинами, карманами и выступами.

Особенностью рыхлого покрова на бовальях является то, что при уменьшении мощности рыхлых образований в центральной части выровненной поверхности бовали верхние зоны, сложенные мелкообломочными супесчаными и суглинистыми образованиями, выпадают, нижняя же грубообломочная зона распространена практически повсеместно. На таких участках произошла эрозия почвенно-растительного горизонта, супесчаный материал в значительной степени вымыт, и на поверхности остались преимущественно глыбы и обломки. Поэтому значительные площади бовали покрыты скоплениями сильно ожелезненных бокситовых глыб размером от 3–5 до 15–20 см и крупнее (30–40 см), при незначительной доле супесчаного материала и растительности. В таких случаях нечего срезать перед эксплуатацией. Нет сомнения, что такая картина обязана деятельности человека. Сжигают траву в сухой сезон, а в следующие сезоны дождей слабо закреплённый мелкообломочный и суглинистый материал выносятся и на поверхности остаются глыбы. Соответственно, это элювий за счёт физического и химического разрушения латеритов и бокситов.

Часто развиты многочисленные трещины, которые разбивают верхнюю часть пород латеритного покрова на блоки различной размерности, по которым с поверхности занесён почвенный материал с мелкими обломками и почвенными пизолитами. Необходимо подчеркнуть активную роль химических процессов. Прямым и безусловным показателем химической мобилизации и перераспределения вещества является образование почвенных пизолитов. Хорошо видно, что многослойные гётитовые и алюмогётитовые оболочки-концентры вокруг обломка боксита или латерита создают округлые образования диаметром в основном от 0,5 до 2,5 см. Аналогичные колломорфные каёмки широко наблюдаются на глыбах, что свидетельствует о недавнем нахождении этих глыб в почве и которая позже вымывается дождями.

Эти факты подтверждают наше положения [1] о том, что почвы и самый верх надпочвенных латеритных пород являются неотъемлемым членом зонального профиля латеритного бокситоносного покрова – гипергенной инфильтрационной метасоматической колонки – её тыловой зоной. Как

и положено в тыловой зоне все минеральные фазы метастабильные и происходит химическое уничтожение. При этом наиболее устойчивым элементом в условиях автономного ландшафта является трёхвалентное железо. Соответственно Fe^{3+} следует относить [3] к определяющему элементу тропического латеритного ландшафта.

Валовый химический состав проб почвенно-растительного слоя, а также сопоставление их с химическим составом подстилающих бокситов приведены в таблице 1.

Таблица 1

Химический состав (%%) рыхлых образований и подстилающих бокситов

Боваль	Проба	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	LOI	P ₂ O ₅	CaO	K ₂ O	Total
N'Dangara	рыхлые	10,43	43,8	18,83	3,48	22,47	н.о.	0,03	0,1	99,24
	боксит	0,87	57,9	6,8	2,98	30,58	н.о.	н.о.	н.о.	99,4
	рыхлые	5,27	46,34	20,59	3,61	23,26	н.о.	0,02	0,06	99,23
	боксит	1,43	50,70	17,4	3,44	26,33	н.о.	н.о.	н.о.	99,3
	рыхлые	12,21	43,01	17,98	3,46	22,30	н.о.	0,03	0,11	99,26
	боксит	0,91	38,8	34,7	2,27	22,53	н.о.	н.о.	н.о.	99,21
	рыхлые	4,62	47,95	18,62	3,72	24,21	н.о.	0,02	0,06	99,26
	боксит	0,76	51,85	14,1	4,1	28,50	н.о.	н.о.	н.о.	99,31
	рыхлые	11,43	44,03	17,26	3,53	22,75	н.о.	0,03	0,11	99,27
	боксит	0,3	57,20	5,4	6,8	29,56	н.о.	н.о.	н.о.	99,26
Boundou-Waade	рыхлые	22,02	37,88	14,58	3,91	20,51	н.о.	0,06	0,14	99,16
	боксит	0,93	48,60	17,5	6,69	25,48	н.о.	н.о.	0,01	99,23
	рыхлые	19,61	40,71	14,32	2,67	21,59	н.о.	0,1	0,22	99,24
	боксит	0,86	57,1	10,10	2,93	28,28	н.о.	0,01	0,01	99,3
	рыхлые	17,18	34,7	21,98	2,24	22,45	н.о.	0,08	0,17	98,86
	боксит	0,69	50,8	18,1	3,46	26,05	н.о.	н.о.	0,01	99,12
	рыхлые	14,53	45,6	13,37	3,46	22,20	н.о.	0,02	0,11	99,25
	боксит	0,46	58,5	8,1	3,27	28,9	н.о.	н.о.	н.о.	99,27
	рыхлые	19,42	39,48	18,55	2,58	19,12	0,16	0,02	0,09	99,54
	боксит	2,64	47,2	21	2,58	25,82	0,12	0,03	0,01	99,51
Tiapikoure-Sud	рыхлые	11,8	41,69	22,38	2,3	20,86	0,24	0,05	0,08	99,51
	боксит	1,13	49,1	20,5	3,18	25,24	0,18	н.о.	0,02	99,49
Bourore-Sud	рыхлые	7,18	50,88	15,46	2,09	23,42	0,22	0,05	0,06	99,45
	боксит	0,97	54,2	15	2,22	26,83	0,12	н.о.	0,03	99,46
Wouassou	рыхлые	6,47	41,4	28,47	2,57	20,07	0,29	0,03	0,05	99,53
	боксит	2,09	41,2	30,4	2,86	22,59	0,14	0,02	0,02	99,51
	рыхлые	2,45	45,78	26,71	2,78	21,27	0,27	0,03	0,02	99,55
	боксит	1,34	44,4	25,9	3,29	24,17	0,18	0,01	0,02	99,49
Среднее	рыхлые	11,76	43,09	19,22	3,03	21,89	0,23	0,04	0,1	99,31
	боксит	1,1	50,54	17,5	3,58	26,51	0,15	0,01	0,01	99,35

Из результатов сопоставления видно, что в почвенном горизонте повсеместно происходит резкое увеличение содержания кремнезема и, соответственно, уменьшение содержания глинозема. Так, из 15 проанализированных проб лишь 5 соответствуют по составу бокситам низкого, реже среднего качества, в то время как подстилающие породы первого метра представлены бокситами в 14-ти случаях (кроме пробы Р-4).

В почвенном покрове происходит резкое накопление кремнезема. Следует отметить накопление железа, фосфора и калия, а также незначительное, но довольно устойчивое снижение содержания титана.

Отмеченные закономерности справедливы практически для всех проб, вне зависимости от ландшафтной обстановки, и характеризуют почвенный покров в целом. Однако между различными по крупности фракциями рыхлой вскрыши существуют значительные различия в химическом составе.

Выводы.

- на месторождениях бокситов в данном районе современные рыхлые образования развиты практически повсеместно. Почвенно-растительный горизонт характеризуется изменчивой мощностью (от первых сантиметров до 1-2 м) и сложной морфологией, в первую очередь неровной нижней границей с подстилающими бокситами;

- современные рыхлые образования являются полигенетическими;
- в силу своего состава, и, прежде всего повышенного содержания кремнезема и органического вещества, почвенно-растительные образования рассматриваются как рыхлые образования над рудными телами, которые должны удаляться перед добычей бокситов. Однако из-за сложной морфологии они не могут быть полностью удалены, и всегда частично разубоживают руду. По-видимому, большая часть кремнезема в бокситах обязана именно почвенному материалу, занесенному по трещинам в рудное тело.

- почвенно-растительные образования, залегая непосредственно на бокситах и латеритах, представляют собой тыловую зону гипергенной метасоматической колонки, каковой является латеритная кора выветривания. Рыхлые образования первыми вступают во взаимодействие с выпадающими атмосферными осадками, и результаты этого взаимодействия передаются вниз по разрезу вместе с фронтом инфильтрации дождевых вод. В почвенном горизонте практически все элементы являются метастабильными, преобладают процессы выщелачивания, происходит мобилизация и перераспределение вещества латеритов, за счет чего и происходит абсолютное накопление алюминия и железа в нижележащих зонах профиля выветривания.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН “Структурно-химические неоднородности и парагенетические ассоциации минералов как отражение процессов петро- и рудогенеза” № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mamedov, V.I., Chausov, A.A., Okonov, E.A., Makarova, M.A., and Boeva, N.M. The world's largest Fouta Djallon–Mandingo bauxite province (West Africa): Part I. Background, Geol. Ore Deposits, 2020. – vol. – 62, no. 2. – pp. 163–176.
2. Михайлов Б.М. К вопросу о роли растительного покрова при латеритном выветривании в горных районах Либерийского щита. Доклады АН СССР. –1964. – т. 157, № 4. – С. 856-858.
3. Перельман А.И. Геохимия. М.: «ЛЕНАНД», 2016. – с.544.

Юнусова М.М.

ФГБУ «ЦНИГРИ»

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИОННО-СОРБЦИОННОЙ СЪЁМКИ ПО НАЛОЖЕННЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ ОТБОРА ПРОБ

Современная методика геохимических поисков скрытых рудных месторождений ориентируется на выявление на поверхности чехла наложенных ореолов рассеяния, сформировавшихся при миграции образующих их компонентов с глубоких горизонтов земли. На миграцию компонентов к земной поверхности и далее атмосферу влияет множество факторов (температура, влажность, пористость пород, атмосферное давление и др.), осложняющих учет их воздействия на результаты повторных наблюдений. Для наложенных литохимических ореолов главным фактором их появления у поверхности земли является сорбция органоминеральным субстратом почвы мигрирующих через нее элементов в составе ионов, микроминеральных частиц и газов.

Наложённые литохимические ореолы относятся к разряду слабых геохимических аномалий с максимальными содержаниями рудных элементов, соизмеримыми с колебаниями местного геохимического фона и погрешностями съёмки. Повышение их контрастности достигается частично фазовым анализом литохимических проб. Частично фазовый анализ основан на выделении подвижных, легкорастворимых, солевых форм рудных элементов, доля которых в области фона их концентрация ничтожно мала, а в наложенных ореолах является преобладающей.

При поисках скрытых сульфидных рудных месторождений хорошо зарекомендовала себя ионно-сорбционная методика, разработанная в ФГБУ «ЦНИГРИ» [2]. Сущность методики заключается в избирательной способности разбавленного раствора азотной кислоты извлекать катионы химических элементов из водорастворимых, карбонатных, оксидных и органоминеральных форм нахождения элементов почвенного покрова.

Верхний почвенный горизонт (A_1), обладая высокой дисперсностью, служит прекрасным сорбентом катионов, которые при взаимодействии почв с разбавленной азотной кислотой замещаются на ион гидроксония (H_3O^+), переводя катионы химических элементов в раствор, который анализируется прецизионным ICP MS методом количественного анализа.

Влажность, давление, температура и другие факторы, обусловленные метеорологической обстановкой в атмосфере, меняются периодически в течение года и могут приводить к изменениям геохимических параметров на поисковой площади и как следствие влиять на точность выявления ионно-сорбционных аномалий. Для оценки геохимических параметров наложенных ионно-сорбционных ореолов рассеяния в зависимости от времени года проведены режимные наблюдения, состоящие в периодическом отборе проб в фиксированных точках геохимического профиля.

Сравнительный анализ результатов ионно-сорбционной съемки в зависимости от условий отбора проб проведен в пределах Новоникольской площади, расположенной в Змеиногорском районе Алтайского края. По профилю режимного наблюдения весной, летом и осенью 2021 года было отобрано 150 литохимических проб с шагом 25 м. Отбор проб осуществлялся с одной и той же глубины из одних и тех же лунок. Профиль был задан в пределах, выделенных в 2019 году двух комплексных геохимических аномалий, предположительно рудной природы.

В металлогеническом отношении площадь приурочена к Змеиногорскому рудному району российской части Рудно-Алтайского полиметаллического пояса. В геологическом строении площади принимают участие осадочные (алевролиты, песчаники), вулканогенно-осадочные (туффиты, туфоалевролиты) и вулканогенные породы (лавы и туфы кислого и основного состава) мельничной ($D_{1-2}mn$) и сосновской свит (D_{2ss}), субвулканические риодациты ранне-среднедевонского возраста мельнично-сосновского вулканического комплекса ($\pi D_{12}ms$) и верхнедевонские породы змеиногорского интрузивного комплекса ($\gamma\pi$, $\delta\pi D_3z$) [3].

Для площади характерен низкогорный (400-500 м) равнинный рельеф. Климат умеренно континентальный. Равнинная часть представлена лугово-степными ландшафтами с разнотравно-типчаковой растительностью. Преимущественным развитием на всей площади пользуются черноземные почвы. Мощность гумусового горизонта 50–60 см. Почвообразование происходило на бурых и красно-бурых тяжелых суглинках.

Осложняющим фактором при проведении поисковых литохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния в пределах Новоникольской площади является наличие покрова неоген-четвертичных отложений мощностью 10-50 м, представленного лессовидными суглинками, глинистыми, песчаными и песчано-галечными породами. Широким развитием также пользуются мезозойская кора выветривания мощностью до 25–30 м.

Интерпретация и анализ полученных результатов проводился с помощью выборочных статистических параметров, рассчитываемых по исходной геохимической информации. К их числу относятся оценки средних (фоновых) значений переменных величин, их стандартных отклонений, нижних аномальных содержаний (табл. 1).

Таблица 1

Основные статистические параметры распределения содержаний элементов

Элементы	май				июль				сентябрь			
	C_{ϕ}	ϵ	$C_{ан1}$	$C_{ан2}$	C_{ϕ}	ϵ	$C_{ан1}$	$C_{ан2}$	C_{ϕ}	ϵ	$C_{ан1}$	$C_{ан2}$
Pb	9,55	1,22	14,15	17,23	9,81	1,20	14,23	17,15	10,88	1,28	17,82	22,80
Zn	8,03	1,11	9,85	10,90	8,23	1,15	10,79	12,36	9,54	1,20	13,84	16,68
Cd	0,19	1,11	0,24	0,27	0,20	1,09	0,24	0,26	0,21	1,09	0,25	0,27
Sb	0,04	1,25	0,07	0,08	0,05	1,19	0,07	0,09	0,07	1,19	0,10	0,12
V	11,17	1,14	14,39	16,34	11,30	1,14	14,72	16,80	12,41	1,19	17,56	20,88
Co	5,26	1,13	6,76	7,66	5,33	1,17	7,31	8,56	5,71	1,22	8,56	10,48
Cu	0,50	1,15	0,65	0,75	0,49	1,13	0,63	0,72	0,54	1,15	0,71	0,82
Ag	0,01	1,34	0,01	0,01	0,01	1,25	0,01	0,01	0,01	1,35	0,01	0,01
As	0,71	1,24	1,10	1,37	0,68	1,20	0,98	1,18	0,75	1,17	1,02	1,20
Mn	396	1,13	509	578	383	1,15	508	584	422	1,19	595	707

Примечание. Содержания элементов в мкг/г: C_{ϕ} – фоновые, $C_{ан1}$ и $C_{ан2}$ – аномальные с вероятностью 95,44% и 99,73%; ϵ – величина стандартного множителя.

Анализ показал, что распределение содержаний химических элементов не зависит от времени отбора проб хорошо описывается логнормальным законом распределения [4], что позволяет использовать для расчёта уровня местного геохимического фона (C_{ϕ}) значения средних геометрических содержаний элементов, а в качестве среднеквадратичного отклонения (или дисперсии) величину стандартного множителя (ϵ).

Оценки параметров распределения C_{ϕ} и ϵ одного и того же химического элемента в зависимости от времени пробоотбора различаются, и поэтому решение об их равенстве или различиях принималось на основе расчета параметрических критериев Стьюдента и Фишера (табл. 2).

Значимость различий двух оценок ϵ по выборкам, установленная с помощью критерия Фишера для большинства элементов в пробах, отобранных в мае и июле не существенна. Различия оценок средних величин с близкими значениями стандартных множителей, определенные с помощью критерия Стьюдента показали, что в пробах, отобранных в мае и июле 2021 года, значения фоновых содержаний для Pb, Zn, Cu, Ag, Cd, As, Mn, Co, V оказались статистически незначимыми. Статистически значимое повышение уровня фоновых значений содержаний для ряда элементов, в том числе основных рудных (Pb, Zn, Cu) отмечается по результатам опробования в сентябре.

Таблица 2

**Сопоставление значений критериев Фишера и Стьюдента
в разные месяцы отбора проб**

Элемент	Критерий Фишера				Критерий Стьюдента			
	май/ июль	май/ сентябрь	июль/ сентябрь	F _{табл}	май/ июль	май/ сентябрь	июль/ сентябрь	t _{табл}
Pb	1,2	1,5	1,8	1,6	0,7	2,9	2,4	2,0
Zn	1,8	3,3	1,9		1,0	5,7	4,5	
Cd	1, 6	1,7	1,1		1,7	3,4	2,3	
Sb	1,6	1,7	1,0		5,5	12,7	8,3	
V	1,1	1,9	1,7		0,4	3,5	3,0	
Co	1,6	2,6	1,7		0,5	2,4	1,9	
Cu	1,2	1,1	1,3		0,4	2,8	3,3	
Ag	1,8	1,1	1,9		1,8	1,2	0,4	
As	1,4	1,9	1,3		1,0	1,3	2,6	
Mn	1,2	1,9	1,5		1,2	2,1	3,1	

Примечание. F_{табл} и t_{табл} – табличные значения критериев Фишера и Стьюдента для 5%-ного уровня значимости

Для выделения слабых аномалий проведена мультипликация исходных данных [4]. Последовательное перемножение содержаний компонентов значительно усиливает контрастность аномалий и позволяет оценивать степень участия отдельного химического элемента в формировании комплексного ореола. Оценкой служат величины коэффициента контрастности (γ) мультипликативной аномалии. Для Новоникольской площади был выбран показатель, составленный из рудных элементов Cu'Zn'Pb. Для сопоставления мультипликативных ионно-сорбционных аномалий, выделенных в разные периоды времени, проводилось нормирование значений мультипликативного показателя на его локальный фон (рис. 1).

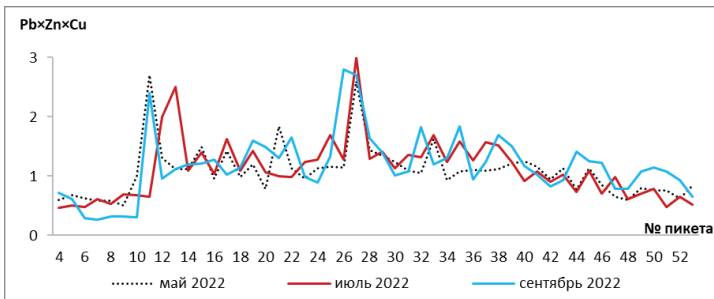


Рис. 1. Графики нормированного мультипликативного показателя Cu'Zn'Pb по результатам опробования весной, летом и осенью

Оценка контрастности требует сопоставления аномалий не только с уровнем фона (C_{ϕ}), но и с его устойчивостью, мерой которой служит стандартный множитель (ϵ) (табл. 3).

Таблица 3

Параметры ионно-сорбционных аномалий показателя Cu'Zn'Pb

Месяц	C_{ϕ}	ϵ	$C_{\max}$	γ
май	0,97	1,31	1,70	2,08
июль	1,00	1,36	1,89	2,07
сентябрь	1,46	1,52	2,92	1,66

Опыт геохимических наблюдений в различных регионах РФ свидетельствует, что расхождения в коэффициентах контрастности (γ) являются не существенными и не влияют на точность выявления ионно-сорбционных аномалий.

Климатические условия, обусловленные метеорологической обстановкой в атмосфере, меняющейся периодически в течение года, оказывают влияние на изменение геохимических параметров на поисковой площади. При этом изменение параметров C_{ϕ} , $C_{\max}$ и ϵ происходит однонаправленно в разные периоды опробования, что в конечном итоге приводит к близкому результату независимо от времени опробования. Проведение ионно-сорбционной съемки на территории российской части Рудного Алтая может осуществляться в любой период без снежного покрова с возможностью получения реальных геологических результатов.

Результаты режимных наблюдений на Новоникольской площади показали хорошую точность (способность к воспроизведению одного и того же результата) геохимических аномалий, которая в поисковой геохимии, по мнению А.Левинсона [1], обычно более важна, чем надежность (приближение к истинной величине содержания) выделенных аномалий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левинсон А. Введение в поисковую геохимию. М.: Мир, 1978.
2. Миляев С. А., Кряжев С. Г., Виленкина Ю. В. Поиски полиметаллических месторождений в сложных ландшафтно-геологических обстановках по наложенным ореолам рассеяния // Разведка и охрана недр. – 2019. – № 1. – с. 39-45.
3. Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая / В.В.Кузнецов, Н.Г.Кудрявцева, Т.В.Серавина, О.В.Мурзин, Д.А.Корчагина, С.В.Кузнецова, С.А.Миляев. – М.: ЦНИГРИ, 2019
4. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых/ А.П. Соловов, А. Я. Архипов, В.А.Бугров и др. -М.: Недра, 1990.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Алферова В.А., Рябошапко А.Г. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)</i> ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ВЕРХНЕ-ЯКОУТСКОЙ ГРАБЕН-ВПАДИНЫ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))	3
<i>Бектемирова Т.А., Бакиров А.А. Институт геологии им. М. Адышева Национальной академии наук Кыргызской Республики, Hu Ruizhong (Институт геохимии Китайской академии наук, Гуичжоу, Гуйян), He Hongping (Институт геохимии Китайской академии наук, Гуандун, Гуанчжоу)</i> ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВАЛЕНТНОСТИ ЖЕЛЕЗА МЕТОДОМ РЕНТГЕНО- ФОТОЭЛЕКТРОННОЙ СПЕКТРОСКОПИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЛАУКОНИТА	9
<i>Берковский Е.М., Тышкевич А.В. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)</i> МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВЕРХНЕОРЛОВСКОЙ ПЛОЩАДИ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)	12
<i>Бужинская Е.В. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)</i> ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО ПОВЫШЕНИЮ ЭФФЕКТИВНОСТИ ОПРОБОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИХ РАБОТ НА УЧАСТКЕ ШИЛГОН (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))	17
<i>Бычкова Е.С., Москаленко С.В. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)</i> ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД, КАК ФАКТОР КОНТРОЛЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЫЛЭНСКОГО РУДНОГО УЗЛА	22
<i>Васина Т.А., Щербакова К.О., Овезов Б.А. (ФГБОУ ВО МГРИ)</i> ЗАБОЙНЫЙ АВТОМАТИЧЕСКИЙ ЛАЗЕРНЫЙ МАКРОАНАЛИЗАТОР	25
<i>Владимирцева О.В. (ИГЕМ РАН), Прасолов А.М. (ФГБОУ ВО МГРИ)</i> ЗОЛОТОНОСНОСТЬ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ ПРОМЫШЛЕННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ	29
<i>Внукова Т.Г., Внуков Д.А. (ФГАОУ ВО СФУ), Муромцев Е.А. (ООО ЦГИ «Прогноз»)</i> К ВОПРОСУ ОБ ИНФОРМАТИВНОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (НА ПРИМЕРЕ НОЙБИНСКОЙ ПЛОЩАДИ)	34
<i>Вьюкова А.М., Саяпов М.А. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)</i> РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ СПУТНИКОВ ЗОЛОТА В ЭЛЮВИАЛЬНО- ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ СУЛЬФИДНЫЙ (ШХИПЕРСКАЯ ПЛОЩАДЬ, МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)	40
<i>Голдырев В.Н. (ГРК «Быстринское», ФГАОУ ВО ПГНИУ)</i> СТАДИЙНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ВАЛУНИСТОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЧУКОТСКИЙ АО)	44
<i>Гудимова А.И., Зырянова Л.В., Азашева Е.В. (ФГБУН ИГМ СО РАН)</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ЛОМОНОСОВСКАЯ (ЗОЛОТИЩКОЕ ПОЛЕ) И АН-693 (КЕПИНСКОЕ ПОЛЕ), АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ	50
<i>Гузев В.Е., Молчанов А.В. (ФГБУ «ВСЕГЕИ»)</i> ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОРОЗКИНСКОЕ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)	56
<i>Дмитриева А.В., Окулов А.В., Сорокин Д.А. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)</i> ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В РЫХЛЫХ НАДРУДНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СОПКИ ТРОИЦКАЯ (КИЗАССКАЯ ПЛОЩАДЬ, РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ)	62

Дубровская Н.А. (ФГБУ «ВИМС») БЛОЧНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ И ОЦЕНКЕ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ	66
Еременко Р.У., Игнатов П.А., Евтушенко М.С., Кухарчук Е.А. (ФГБОУ ВО МГРИ) ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА АНАЛИЗА ФОТОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ КАЛЬЦИТОВ ДЛЯ ОКОТОРИВАНИЯ ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ НА ПЛОЩАДИ БЕСТЯХ МАЛО-БОТУОБИНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА ЯКУТИИ	71;
Иванова Н.Д., Васюков В.Е., Куртеева У.С. (ФГБУ «ЦНИГРИ») СРАВНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ УЧАСТКА МАГЛОЙ ЦЕНТРАЛЬНО- АНАДЖАКАНСКОЙ ПЛОЩАДИ И МАЛМЫЖСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	75
Кисельников Ю.В. (ФГБУ «ВСЕГЕН», СПбГУ), Перова Е.Н. (СПбГУ), Проскурнин В.Ф., Шнейдер А.Г. (ФГБУ «ВСЕГЕИ») СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА AG-CU-PB-ZN РУДОПРОЯВЛЕНИИ НЕЗАБУДКА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР)	80
Ковалев А.А., Макаров В.А. (ФГАОУ ВО СФУ) ГАЗОВЫЕ СИСТЕМЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ВЕРХНЕ-ЕНАШИМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА	85
Коваль А.В., Александров В.В. (АО «Центральное ПГО») НОВЫЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ ОБЪЕКТЫ ЗАПАДНО-РЕЖЕВСКОЙ ПЛОЩАДИ (СРЕДНИЙ УРАЛ), ФАКТОРЫ ИХ КОНТРОЛЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ	89
Козлов Г.А. (ФГБУ «ВСЕГЕИ») ГЕНЕЗИС И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД БОТОМСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)	94
Колесова Г.С., Герасимова В.Н. (АО «Якутскгеология») ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ШИЛГОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ ДУЛГАЛАХСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ	98
Крылов И.О. (МГУ им. М.В. Ломоносова) МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХАРАЕЛАХСКОГО ИНТРУЗИВА НА ЗАПАДНОМ ФЛАНГЕ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	103
Лосев В. И., Макаров В.А. (ФГАОУ ВО СФУ), Макаров И.В. (ООО «КСП Майнинг») ОТРАЖЕНИЕ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СУХОЛОЖСКО-СОСНОВСКОГО ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО УЗЛА В ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)	104
Муромцев Е.А. (ООО ЦГИ «Прогноз»), Внуков Д.А. (ФГАОУ ВО СФУ) ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ РАССОХИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)	110
Никитин С.С., Бакшеев Н.А., Стамберский А.А. (АО «СНИИГТиМС») ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ПРИ ПОИСКАХ КОМПЛЕКСНОГО МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА АКСАЙСКОЙ ПЛОЩАДИ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ	116
Ноев В.С. (АО «СВПГО») РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКОВЫХ РАБОТ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО РУДНОГО УЗЛА КАНЧАЛИАНО-АМГУЭМСКОЙ ЗОНЫ (ЧУКОТСКИЙ АО)	121
Носонов Е.Ф., Зименко М.И., Зименко Е.А. (АО «Росгеология», АО Северо-Восточное ПГО) ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ АРАХНИДОВОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ	125
Панасенко Ю.М., Габбасов К.А. (ФГБУ «ЦНИГРИ») ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ РТУТНОГО АНАЛИЗАТОРА ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ НА ПЕРЕКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ	131

Решетняк В.Н., Бударина Т.В., Леонов С.С., Писоцкая Л.И., Ирхин Р.О.

(ОП «ВНИГРИУголь» АО «СНИИГТМС»)

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ
КАМЕРАЛЬНЫХ РАБОТ ПО УЧАСТКУ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА УГОЛЬ 135

Русаков А.А. (ГЕОХИ РАН), Щекина Т.И. (МГУ им. М.В. Ломоносова)

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КРИОЛИТА В ГРАНИТАХ
НА МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ КАК МИНЕРАЛА, СОПУТСТВУЮЩЕГО
РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ 141

Сватков А.С., Гирфанов М.М., Истомин В.А. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

ДИНАМИКА МИРОВОГО РУДНИЧНОГО ПРОИЗВОДСТВА И ЗАПАСОВ
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ АБЦМ В ПЕРИОД 2019-2021 ГОДЫ ПО ДАННЫМ
ЗАРУБЕЖНЫХ ИСТОЧНИКОВ. 146

Секерина Д.Д. (СПГУ)

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ 149

Сомов Н.А. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ШЛИХО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА
И РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ НАХОДОК МИК В УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ
СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ ТОЛЩ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (ЛЕДНИКОВЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ
(АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ, РУЧЬЕВСКАЯ ПЛОЩАДЬ) 153

Старостин И.А., Столяров И.О., Гирфанов М.М. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КЫЗЫКЧАДРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(РЕСПУБЛИКА ТЫВА) В РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ 160

Субботин Н.А., Ло Грассо Д. (ООО НОРД РИМ)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ М-Я. ПЕСЧАНКА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ РУДОГЕНЕЗА 164

Усанова О.И. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

ФОРМИРОВАНИЕ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В УСЛОВИЯХ
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ БЛЭНСКОГО РУДНОГО
УЗЛА 170

Шадчин М.В. (ФГАОУ ВО СФУ)

ИЗОТОПНЫЕ СООТНОШЕНИЯ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТОВ
МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АК-СУГ 172

Шапаренко Е.О., Хоменко М.О. (ИГМ СО РАН), Сильянов С.А. (ФГАОУ ВО СФУ)

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ ЗОН
ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОДАТНОЕ И ДОБРОЕ
НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ 177

Шведов Г.И., Лосев В.И., Лобастов Б.М., Сильянов С.А. (ФГАОУ ВО СФУ)

БЕНЛЕОНАРДИТ И СЕРВЕЛЛЕИТ ПЕКИНСКОЙ ПЛОЩАДИ
(ПОЛУОСТРОВ ЧЕЛЮСКИН) 182

Шитилова Е.С., Макарова М.А., Внучков Д.А., Боева Н.М. (ИГЕМ РАН)

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЕННОГО ГОРИЗОНТА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
БОКСИТОВ ПРОВИНЦИИ ФУТА ДЖАЛЛОН-МАНДИНГО (ЗАПАДНАЯ АФРИКА). 187

Юнусова М.М. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИОННО-СОРБЦИОННОЙ СЪЕМКИ
ПО НАЛОЖЕННЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ
ОТБОРА ПРОБ 193