

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 2024**

«Минерально-сырьевая база алмазов, благородных  
и цветных металлов – от прогноза к добыче»

Москва ФГБУ «ЦНИГРИ»  
14–16 февраля 2024

Москва  
ЦНИГРИ  
2024

УДК 553.41/.82.04 (043.2)  
Р83

Рудная школа 2024. Сборник тезисов докладов (14–16 февраля 2024 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»). – М. : ЦНИГРИ, 2024. – 186 с.

ISBN 978-5-85657-045-7

В сборник включены 64 тезиса докладов, представленных на Рудной школе ЦНИГРИ 2024 «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче». Цель школы – 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, минерагения 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 школы 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 29.01.2024. Подписано в печать 08.02.2024  
Печать цифровая. Тираж 50 экз.

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

**Агеева О. В.<sup>1</sup>, Кузьмина О. Н.<sup>1</sup>, Ойцева Т. А.<sup>1</sup>, Хромых С. В.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *НАО «ВКТУ имени Д. Серикбаева», г. Усть-Каменогорск,*

<sup>2</sup> *ИГМ СО РАН, г. Новосибирск*

## **ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДЕЛЬБЕГЕТЕЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА**

Дельбегетейский район включает площадь одноименного гранитного массива и зону его экзоконтакта (рис. 1). Геологическое изучение его началось в глубокой древности. Известные ныне оловянные и часть камнесамоцветных рудопроявлений разрабатывались еще 3–4 тыс. лет назад, о чем свидетельствуют многочисленные чудские горные выработки.

В 1957 г. Чарская ГРП Южно-Казахстанского геологического управления провела поисково-разведочные работы в зоне южного экзоконтакта Дельбегетейского массива. В 1956–1957 гг. тематическая группа ВСЕГЕИ (Никольский А. П.) выявила ряд мелких рудопроявлений олова (Дельбегетейское, Южно-Дельбегетейское). В 1956–1959 гг. Марфенковой М. М., Полниковым Г. А., Ипатовым А. Я., Давиденко В. В. проводилось геологическое картирование в масштабе 1 : 200 000 листов М-44-XXI и М-44-XXII, в гранитах на севере массива установлены флюоритовая и сульфидная минерализация, выявлено оловянное рудопроявление Кызыл-Джал. В 1968–1971 гг. отрядом ЦГП ВКТУ под руководством В. Ф. Кашеева были проведены поисковые работы в пределах массива и в зоне его экзоконтакта, затем детальные исследования в масштабе 1 : 10 000–1 : 50 000 на наиболее перспективных объектах – Юбилейный Октябрь, Зарница и др. [3].

В последующие годы площадь массива и зона его экзоконтакта были опробованы в масштабе 1 : 50 000 с металлотрическим опробованием рыхлых отложений по сети 500 × 50 м. Наиболее перспективные проявления оловянного оруденения детализированы в масштабе 1 : 2000–1 : 10 000 с постановкой горных и буровых работ (Кашеев В. Ф., Бутко А. Р., 1971; Маслов В. И., Введенский Р. В., 1984). В региональном плане установлено, что золото-сульфидные зоны Западной Калбы срезаются Дельбегетейским редкометалльным узлом и имеют, как и в других районах Алтая, допермский (докалбинский) возраст (Щерба, 1957; Дьячков, 1972). Была также установлена генетическая связь оловянного оруденения с гранитами Дельбегетейского массива (Щерба и др., 1976) [1].

Дельбегетейский массив, сформированный в поздней перми–раннем триасе (возраст 244–248 млн. лет), в плане имеет овальную форму с незначительной вытянутостью в меридиональном направлении. Диаметр его 16–18 км, площадь около 200 км<sup>2</sup>, контуры простые извилистые, кровля сложная с куполообразными поднятиями и депрессионными пологими прогибами.

В составе стратифицированных образований изучаемой площади выделяются: таубинская свита ( $C_2tb$ ), буконская свита ( $C_2bk$ ), коры выветривания (К–Р), аральская ( $N_1ar$ ) и павлодарская ( $N_1-N_2pv$ ) свиты, нерасчлененные четвертичные отложения Q.

Важнейшее значение имеет комплекс гранитов Дельбегетейского массива (рис. 2), с завершающим этапом формирования которого связаны гидротермально-метасоматические процессы, обусловившие проявление оловянного оруденения и изумрудной минерализации. Все гранитоиды массива ввиду их специфичности выделены в самостоятельный *дельбегетейский интрузивный комплекс пермо-триасового возраста* ( $\gamma P_2-T_1$ ). Юго-восточнее Дельбегетейского массива и в районе участка Юбилейный Октябрь в небольшом объеме развиты протяженные дайки гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров, диабазовых и диоритовых порфиритов нижнетриасового интрузивного комплекса ( $\gamma dl, q, \mu T_1$ ). В составе массива В. Ф. Кашеевым выделены производные 5 фаз внедрения [2].

Породы I фазы составом до граносиенитов слагают небольшой выход на крайней западной оконечности массива (г. Консар).

Породы II фазы представлены мелкосреднезернистыми неравномерно порфиroidными биотитовыми гранитами, слагающими юго-восточную часть массива (участок Зерница, Черногорский шток). Миароловые гнезда гранитов включают идиоморфные кристаллы мориона, турмалина, микроклина, топаза, берилла (рис. 3).

Породы III фазы в значительном объеме развиты в центре и в северной половине массива и включают сероцветные среднезернистые, равномернозернистые либо слабопорфиroidные

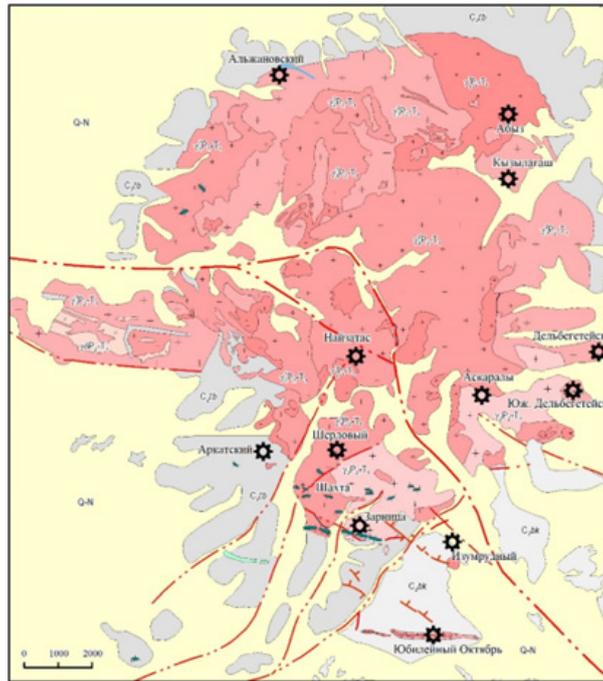


Рис. 1. Геологическая схема Дельбегетейского гранитоидного массива

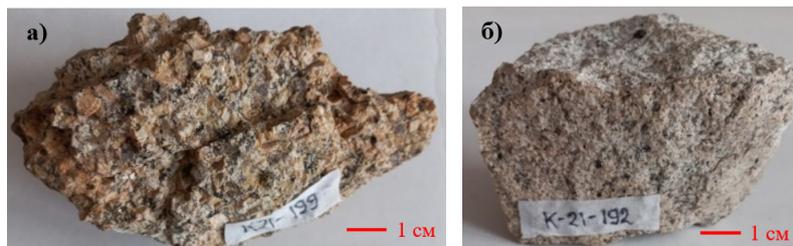


Рис. 2. Граниты, уч. Южный Дельбегетей, гора Консар

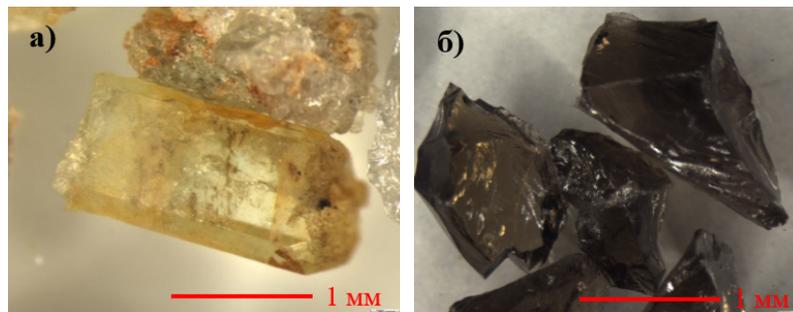
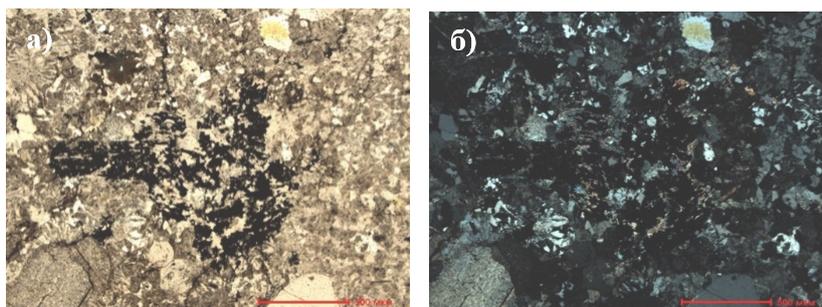


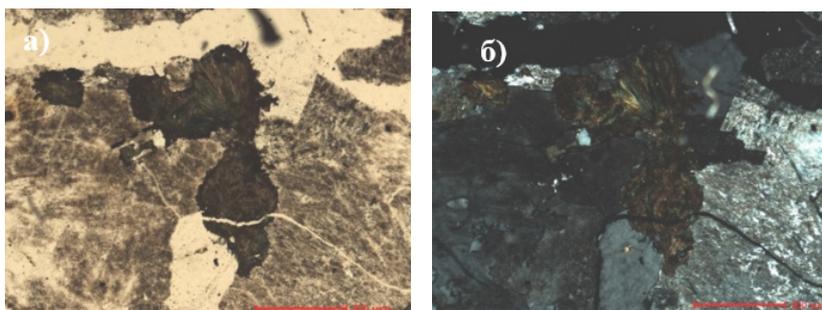
Рис. 3. Фото минералов, выделенных из образцов с площади Дельбегетейского массива (а – берилл, б – морион)

биотитовые граниты с миаролами, выполненными кварцем (морионом), шерлом, микроклином, топазом, редко аквамаринном; крупнозернистые и грубозернистые биотитовые граниты; микрогранит-порфиры, мелко-среднезернистые лейкократовые гранофиры равномернозернистые либо порфировидные (участок Юбилейный Октябрь). Эти граниты обогащены летучими элементами (F, B, H<sub>2</sub>O) и геохимически специализированы на Sn, Be, Ta, Li; с ними связано олово-бериллиевое оруденение грейзеново-кварцевожильного типа (рудопроявления Изумрудное, Кызылжал).

Породы IV фазы развиты на юге и юго-западе участка Зарница и более значительно в центре массива, интрузируя граниты II и III фаз. Это мелко-крупнозернистые, неравномернозернистые биотитовые граниты, среднезернистые, равномернозернистые биотитовые граниты, среднезернистые, неравномерно порфировидные биотитовые граниты лейкократового облика.



**Рис. 4. Маленький кристалл турмалина. В центре выкрашенное зерно танталита**  
(а – николи параллельны, б – скрещены)



**Рис. 5. Солнцеобразное скопление турмалина**  
(а – николи параллельны, б – скрещены)

Породы V фазы гранитов резко отличаются от производных других фаз своей мелкой зернистостью, устойчивостью вещественного состава и лейкократовым обликом. Они образуют крупный выход в северо-восточной части массива, на остальной площади наблюдаются в виде небольших штоков и плитообразных пологих залежей, интрузирующих граниты всех более ранних фаз [2].

По химическому составу и петрохимическим особенностям охарактеризованные граниты относятся к кислым плутоническим породам нормального и субщелочного рядов калиево-натриевой серии, семействам субщелочных и лейкократовых гранитов. Ведущими акцессорными минералами их являются циркон, ильменит и флюорит (100 г/т и более). Характерным «сквозным» акцессорным минералом является также касситерит, отмечаются турмалин (рис. 4, 5) и топаз (более 1 кг/т в гранитах V фазы). К геохимическим особенностям гранитов относится повышенное содержание Pb, Cu, Sn (в 1,2–4,2 раза выше кларка).

Нижнетриасовый интрузивный комплекс включает дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диабазовых порфиров, протягивающиеся на юго-восток в полосе между Дельбегетейским массивом, Черногорским штоком и участком Юбилейный Октябрь.

Дельбегетейский массив находится на сочленении Жарма-Саурского и Алтайского рудных поясов, на границе Чарско-Манракской металлогенической зоны и Западной Калбы. По классификации редкометалльных формаций для геотектоногенов Казахстана (Г. Н. Щерба и др., 1979 г.), выделяются: *кварцевожильно-грейзеновая оловянная формация* (рудопоявления Карачоку, Зарница, Шерловое, Топазовое), *кварцевожильно-грейзеновая бериллиевая формация* (Изумудное), *гидротермальная кварцевожильная оловянная формация* (Кызыл-Джал, Дельбегетейское, Аркатское), *оловянная гидротермально-измененных пород минерализованных зон* (Юбилейный Октябрь), *гидротермальная кварцевожильная агатовая формация* (Альжановское, Малые Карасу) [5, 6].

Наиболее значительно в Дельбегетейском гранитоидном массиве развито оловянное оруденение, оно установлено также на участке Аркатском (Кара-Чоко) и в жиле Топазовой. С поверхности до глубины около 15 м жила отработана чудью. Наряду с оловянным оруденением в грейзенах ее развиты и, возможно, обрабатывались включения ювелирного топаза, аквамарина и изумруда. Также в районе Дельбегетейского массива выявлены многочисленные оловорудные проявления кварцевожильно-грейзенового типа (Дельбегетейские, Найзатас, Аскаралы). Кроме

оловорудных объектов непосредственно на западе массива в 1972–1974 гг. выявлено урановое рудопроявление Промежуточное [4].

Значительные перспективы Дельбегетейского гранитоидного массива подтверждены работами предыдущих исследователей, но в настоящее время не вся его площадь достаточно изучена. Можно предполагать наличие редкометалльного оруденения не только на флангах, но и в центральной и северной частях массива по аналогии с уже открытыми рудопроявлениями. В настоящее время нами ведутся научные работы, направленные на детальные исследования дельбегетейских гранитоидов с целью оценки перспективности северной и центральной части массива на редкие металлы в рамках грантового финансирования по теме № АР19676805 «Прогнозирование и оценка перспективности редкометалльного оруденения батолитовых поясов Восточного Казахстана (Северо-Западная Калба и сопряженные районы Рудного Алтая)».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дьячков Б. А., Воронцов И. Н. Отчет по теме «Обобщение и анализ материалов по редкометалльному оруденению Калбы и пограничной части Жарма-Саурской зоны». – 1981.
2. Кашеев В. Ф. и др. Отчет по поисково-оценочным работам на Камнесамоцветное сырье на участке Дельбегетейском (Изумрудном) в ВКО за 1993–2003 гг. – ОАО «Артель старателей Алтай», 2003.
3. Маслов В. И., Введенский Р. В. Отчет о результатах общих поисков на участках Делбегетейский, Каиндинский, Измайловский за 1978–1984 гг. – 1984.
4. Нор В. А., Мороз П. В. Отчет по глубинным поискам урана на аномальном участке Промежуточном и оценочным работам на аномальном участке Попутном за 1972–1973 гг.
5. Хромых С. В., Кузьмина О. Н., Ойцева Т. А., Мизерная М. А., Агеева О. В. Основные закономерности локализации типов редкометалльного оруденения на площади Дельбегетейского рудного района.
6. Khromykh S. V., Gavryushkina O. A., Kruk N. N., Sokolova E. N., Kotler P. D. Petrogenesis of A-Type Leucocratic Granite Magmas: An Example from Delbegetei Massif, Eastern Kazakhstan // LITHOS. – 2024. (в печати)

**Алферова В. А., Абраменков К. С.**

*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва*

#### **ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДОВ, ПРОЯВЛЕННЫХ НА УЧАСТКЕ АНДРЕЕВСКИЙ МУРУНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))**

В геологическом отношении Мурунский рудный узел расположен на северном склоне позднеархейско-раннепротерозойской структуры Алдано-Станового щита, на территории Олекминской гранит-зеленокаменной области и на участке сочленения Чарской глыбы и Березовского перикратонного прогиба.

Минерагения территории связана с докембрийским и мезозойским этапами рудообразования, с объемными проявлениями мезозойского щелочного магматизма и определяется месторождениями железных руд, урана, барий-стронциевых руд, проявлениями рудного золота, молибдена, титана, камнецветного сырья.

Участок Андреевский с одноименным рудопроявлением расположен в пределах северо-восточной части площади Мурунского рудного узла, в эндоконтакте Маломурунского массива, являющегося составной частью Мурунского щелочного массива. Последний представляет собой вулканоплутоническое поднятие, приуроченное к пересечению региональных разломов, являющихся основными магмаподводящими каналами (Столяренко В. В. и др., 2023 г.).

Маломурунский массив, в пределах которого расположен Андреевский участок, представляет собой полифазный интрузив с лакколитообразным строением его юго-восточной части.

Его строение характеризуется последовательным чередованием лейкократовых (нефелиновые, кальсилитовые и псевдолейцитовые сиениты) и меланократовых (шонкиниты, фергуситы, щелочные пироксениты) пород [2].

По материалам, полученным в ходе выполнения полевых работ 2022–2023 гг., были изучены типоморфные особенности сульфидов (пирита, галенита и халькопирита) участка Андреевский, которые непосредственно связаны с образованием золотого оруденения данной территории.

В результате исследований материалов (тяжелой фракции проб-протолок, аншлифов) установлено, что главным рудным минералом (5–10 % и более) является пирит (вблизи поверхности частично или полностью замещен гетитом). Другие сульфидные минералы чаще всего отмечаются в виде включений в пирите. Наиболее часто отмечается галенит и халькопирит, который встречается также в виде отдельных зерен. Значительно меньшей распространенностью пользуются арсенипирит и сфалерит. В виде редких примесей находится пирротин.

*Пирит* является одним из самых распространенных минералов в парагенезисах всех рудных формаций Мурунского рудного узла. Содержится как в рудных телах, так и во вмещающих породах, которые часто являются околорудными метасоматитами.

На участке Андреевский пирит наблюдается в виде вкрапленных и гнездово-вкрапленных включений в магматических и терригенных породах. Форма выделения пирита в рудных телах и околорудных метасоматитах в виде неправильных выделений и зернистых агрегатов, реже – обломки пентагон-додекаэдра [3].

Пирит в рудных телах ассоциирует с пирротинном, галенитом, халькопиритом, арсенипиритом и баритом. Помимо тесной ассоциации с данными минералами отличительной чертой пиритов из рудных тел и околорудных метасоматитов является их насыщенность включениями этих минералов.

При этом в самих пиритах, содержащих включения вышеперечисленных минералов-спутников, фиксируется закономерное изменение стехиометрических коэффициентов, связанное, по-видимому, с вхождением в кристаллическую решетку пиритов микропримесей [3].

Вместе с тем нами зафиксировано наличие включений других минералов в пиритах. Например, барита в виде ксеноморфных выделений. Примечательно, что сера в барите находится в виде своей максимально окисленной формы 6+ (сульфат-ион  $\text{SO}_4^{2-}$ ), и заключена в минерале с максимально восстановленной серой 2- (пирит  $\text{FeS}_2$ , сульфид-ион). Тот факт, что разновалентная сера локализована в пределах одного срастания минеральных индивидов, подразумевает достаточно резкую смену окислительно-восстановительного потенциала минералообразующей среды, в данном случае с сильноокислой на щелочную-восстановительную. Причины это могут быть различными, но наиболее вероятная связана, на наш взгляд, с оттоком кислого флюида за пределы магматического комплекса. Очевидно, что, чтобы сформировалась щелочная-восстановительная среда, необходим вынос «сильных» анионов, способных понижать общую кремнекислотность магматической системы, например  $\text{F}^-$ , при этом в исходной породе формируются породы, отвечающие описанным выше требованиям, с точки зрения окислительно-восстановительного потенциала, например нефелиновые или лейцитовые сиениты. Следы данного процесса четко фиксируются в зонах эндо- и экзоконтактов Маломурунского массива в виде оторочек флюорита. Влияние данного процесса – инверсии окислительно-восстановительного потенциала на золотоносность – в настоящее время изучается.

Результаты исследований микропримесей в пиритах Мурунского рудного узла показывают:

- содержание мышьяка в пиритах составляет от 0 до 1,6 %. Мышьяковистость пирита определяется изоморфной формой As и включениями мышьяко-содержащих минеральных фаз. Замещение серы мышьяком в структуре пирита сопровождается ростом некомпенсированных анионных вакансий, увеличением дефектности структуры и снижением прочности связей в решетке пирита, это может быть причиной предпочтительной локализации субмикроскопического самородного золота в пирите и роста общей концентрации рудогенных элементов [1].

- содержание кобальта в пиритах колеблется от 0 до 0,66 %, никеля от 0 до 0,37 %, соответственно  $\text{Co/Ni}$  отношение варьируется от 0,5 до 62 ед.

Таким образом, в пределах Мурунского рудного узла фиксируются пириты трех генераций, отвечающие отдельным стадиям минералообразования:

Пирит I генерации (дорудный пирит) с плохо оформленными кристаллами и их сростками, как правило, гладкогранный, содержит значительное количество включений халькопирита. Данный пирит, по нашему мнению, образуется за счет перекристаллизации халькопирита. В основном этот тип присутствует в минерализованных зонах дробления. Ассоциация с золотом прямая в виде сформированных золото-сульфидных парагенезисов.

Пирит II генерации (рудный пирит) – хорошо оформленные кристаллы, в виде кубов с грубой штриховкой граней, а также куб-октаэдров и пентагон-додекаэдров. Отличается от всех пиритов более светлым цветом, по-видимому, за счет содержания мышьяка, содержание которого может достигать 1,6 %. Взаимосвязь с золотом прямая и непосредственная, золото может входить в кристаллическую решетку, в случае свободного самородного золота часто наблюдаются их сростания. Кроме золота данный пирит образует сростания с арсенопиритом.

Пирит III генерации (пострудный пирит) – отдельные кристаллы имеются, но редко. В этом случае на отдельных гранях наблюдаются индукционные следы от сростаний с кварцем, карбонатом, баритом или других минеральных индивидов, чаще всего для пирита этой генерации наблюдаются сростки кристаллов. Взаимосвязь с золотом прямая, это минерал пострудной продуктивной ассоциации.

Таким образом, изучение типоморфных признаков пирита показало:

1. Каждая из трех генераций пирита соответствует отдельной стадии единого этапа рудогенеза в пределах Мурунского рудного узла.

2. Грубая зональность у пиритов I генерации подразумевает его образование за счет более ранних сульфидных фаз, в данном случае халькопирита.

3. Пирит II генерации характеризуется повышенными содержаниями мышьяка. Известно, что пирит может быть концентратором золота, в виде как вростков, так и так называемого невидимого золота, не обнаруживаемого в качестве самостоятельной фазы даже при электронной микроскопии. Из литературы известно, что содержания «невидимого» золота в пиритах зачастую находится в корреляции с содержанием в них мышьяка [1].

4. Монокристаллическая структура пирита III генерации свидетельствует о его чрезвычайно быстром росте.

*Галенит.* В пределах Андреевского участка фиксируется галенит двух генераций, отвечающих определенным стадиям минералообразования.

*Галенит I генерации* (рудный) – образует хорошо оформленные кристаллы в виде кубов с грубой штриховкой граней. В галените отмечается присутствие висмута, содержание которого может достигать 1,38 %.

*Галенит II генерации* (пострудный) – отдельные кристаллы имеются, но редко. В этом случае на отдельных гранях присутствуют индукционные следы, от сростаний с карбонатом или других минеральных индивидов.

*Халькопирит.* В пределах участка встречаются две генерации халькопирита. Первая является «ювенильной» минеральной фазой, образованной в процессе первичной сульфидизации вмещающих пород в процесс структурно-тектонического развития территории. Данная генерация обнаружена исключительно в виде включений в пиритах I генерации.

Халькопирит II генерации образуется в виде относительно крупных, до 1–1,2 мм, обособленных зерен. Халькопирит I относится к дорудной стадии, а халькопирит II генерации – к рудной стадии. Вторичные изменения халькопирита (ковеллин, малахит, азурит) относятся к гипергенному этапу минералообразования и подробно нами не рассматриваются, хотя в некоторых случаях, особенно малахита и азурита, могут иметь значение как поисковый признак.

Таким образом, в данной работе рассмотрены типоморфные признаки сульфидов, которые приурочены к золотому оруденению на участке Андреевский.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викентьев И. В. Невидимое и микроскопическое золото в пирите: методы исследования и новые данные для колчеданных руд Урала // Геология рудных месторождений. – 2015. – № 4. – С. 267.

2. Костюк В. П., Панина Л. И., Жидков А. Я. [и др.]. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. – Новосибирск : Наука, 1990. – 239 с.
3. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М. : Изд-во иностранной литературы, 1962.

**Баранов Л. Н., Ашихмин Д. С.**

*Вилуйская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Новосибирск*

### **ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ КУРАНАХСКОГО ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННОГО ТИПА НА ПРИМЕРЕ РЭДЕРГИНСКОЙ ПЛОЩАДИ, АЛДАНСКИЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)**

В пределах Центрально-Алданского рудного района сосредоточены крупные и уникальные по масштабам и генезису месторождения золота и урана. Оруденение пространственно и генетически ассоциировано с магматизмом позднемезозойского возраста, сопровождавшимся проявлением гидротермально-метасоматических процессов [2, 3]. Существует несколько способов разделения эндогенных месторождений в пределах рассматриваемой территории [1–3, 5, 6]. Авторы придерживаются взглядов В. Е. Бойцова и Г. Н. Пилипенко, которые по минеральному составу руд и условиям их залегания выделили промышленно значимые геолого-промышленные типы месторождений [1]: Au-сульфидный (лебединский), Au (куранахский), Au-Cu-порфировый (рябиновый), Au-U (эльконский).

Настоящая работа посвящена рудному золоту куранахского геолого-промышленного типа, выявленного в ходе работ за 2021–2023 гг. на Рэдергинской площади на южном продолжении структуры месторождения Спорное, относящегося к Нижнеякокитскому рудному полю Куранахского рудного узла. Проведенные работы включали геолого-поисковые маршруты, литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеивания, комплекс наземных геофизических методов, проходку горных выработок и скважин, комплекс лабораторно-аналитических и камеральных работ.

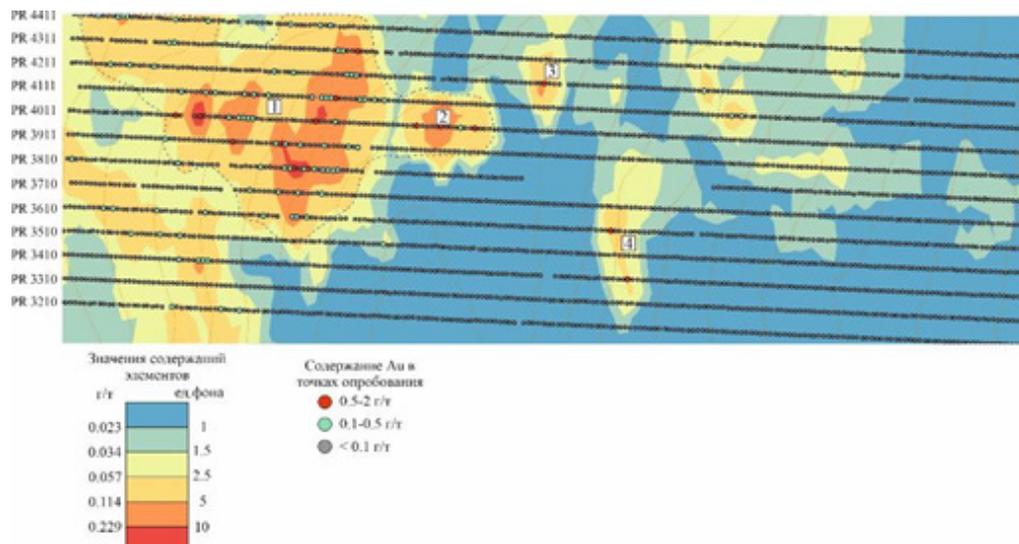
Рэдергинская площадь расположена в северо-восточной части Центрально-Алданского рудного района (Алданский административный район, Республика Саха (Якутия)). Центрально-Алданский рудный район является наиболее крупной, хорошо изученной и экономически освоенной территорией Алданского щита.

В ходе работ на основании полученной информации и данных предшественников построена прогнозно-поисковая модель рудных объектов каждого типа. В данной работе рассмотрены характеристики прогнозно-поисковой модели для куранахского геолого-промышленного типа, согласно которым было выявлено рудопроявление Спорное-1.

Рудопроявление Спорное-1 является южным продолжением структуры месторождения Спорное на водоразделе р. Якоцит и руч. Енье. Рудопроявление расположено в Алданском административном районе Республики Саха (Якутия) в пределах листа О-51-048-Г, в 36 км юго-западнее площади расположен центр района – г. Алдан; в 20,5 км северо-западнее – пос. Нижний Куранах; в 31,5 км северо-восточнее – г. Томмот.

По результатам литогеохимического опробования в 2021 г. была установлена площадная геохимическая аномалия № 1 субмеридионального простирания с повышенным содержанием золота площадью 0,95 км<sup>2</sup> (рис. 1). С геохимической аномалией золота положительно коррелируют аномалии серебра, меди, мышьяка, сурьмы, висмута, молибдена, талия, свинца, цинка, кадмия, ванадия. По данным геофизических исследований данная геохимическая аномалия соответствует повышенным значениям локального магнитного поля и низким значениям удельного электрического сопротивления. Разрывные нарушения в карбонатной толще венда имеют субмеридиональное и северо-северо-западное простирание.

Рудные тела в пределах данной площади представляют собой пологозалегающие, субгоризонтальные залежи. Рудопроявление обладает особенностями, характерными для куранахского геолого-промышленного типа. В пределах площади установлено наличие гидротермаль-



**Рис. 1. Карта вторичных литохимических ореолов рассеяния золота в пределах участка Спорный. Цифрами в квадратах показана нумерация аномалий**



**Рис. 2. Образцы пород канавы К-50:**

1 – К50191 – глина красно-бурая, цементирующая обломки вмещающих пород (Au – 2,54 г/т);  
 2 – К50210 – глина красно-бурая, цементирующая обломки вмещающих пород (Au – 2,1 г/т)

но-метасоматических образований на региональном контакте кембрий–юра, переотложенных в карстовых депрессиях кайнозойского возраста. Кондиционные содержания золота преимущественно отмечаются в лимонитизированных аркозовых песчаниках, а также в глинистых образованиях, содержащих обломки доломитов и метасоматитов (рис. 2).

Месторождения и рудопроявления рассматриваемого куранахского типа, в том числе и рудопроявление Спорное-1, приурочены к стратиграфическому контакту венд-нижнекембрийских карбонатных пород и терригенных отложений нижней и средней юры. Важнейшую роль в локализации данных месторождений играют протяженные дайки лампрофиров, которые контролируют рудные залежи и заполняют пространство трещин в пределах зон тектонических нарушений [2].

По морфологии и составу рудные тела представлены ожелезненными рыхлыми песчаниками и глинистыми отложениями, выполняющими карстовые полости. Морфология рудных тел в значительной мере определяется очертаниями и размерами карстовых полостей (рис. 3).

Выполнены комплексные лабораторно-аналитические исследования технологической пробы руды из канавы К-50 по рудопроявлению Спорное-1. По результатам пробирного и химического (ICP) анализов технологической пробы, содержание золота составляет 2 г/т, серебра – 4 г/т, цинка – 0,07514 %, свинца – 0,00825 %, меди – 0,04479 %. Руда пробы относится к золотосодержащей руде по измененным метасоматитам, по содержанию золота (2 г/т) – к бедной руде, по содержанию сульфидов (суммарно до 2 %) – к убого-сульфидной, по степени окисле-

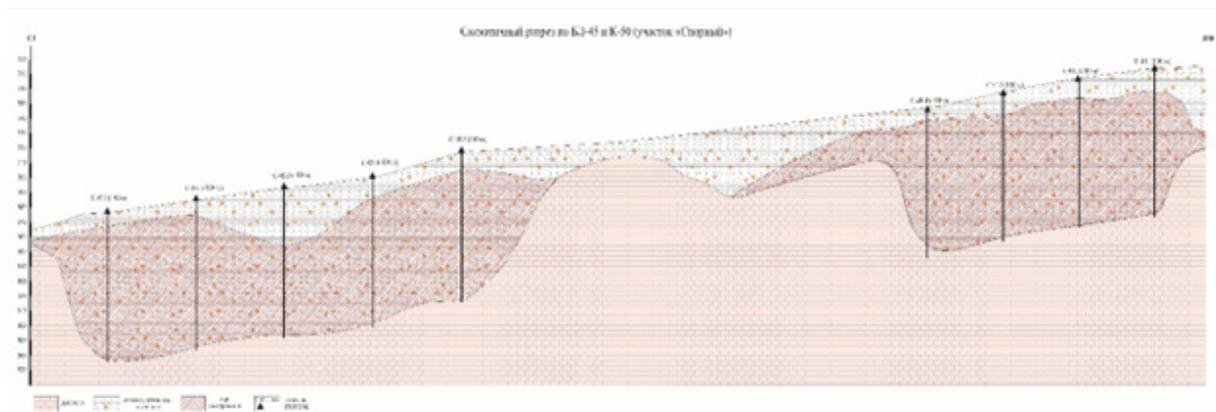


Рис. 3. Схематичный разрез по буровым линиям БЛ-45 и БЛ-50 на рудопроявлении Спорное-1

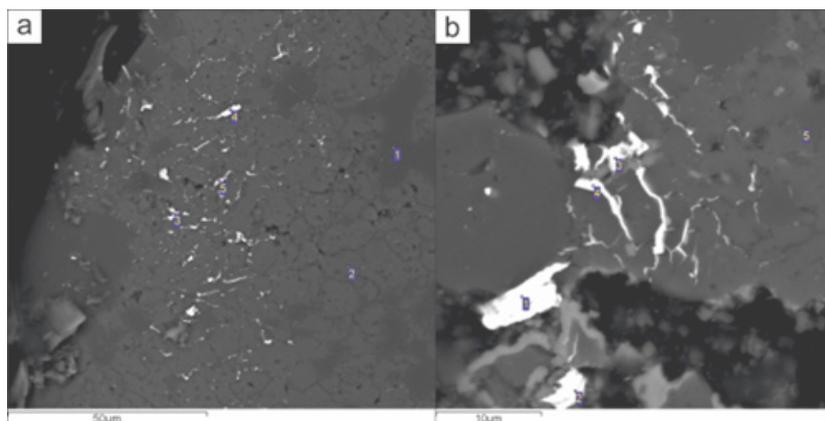


Рис. 4. Образец RDT2 из канавы К-50:

а – золото самородное в Q-Kfs матриксе (1 – Q, 2 – Kfs, 3, 4, 5 – тетрааурикуприт ( $\text{Cu}_{18,20-28,58-21,47\%} \text{Au}_{37,70-61,18-42,01\%} \text{Ag}_{1,94-3,92-2,58\%}$ )); б – детализация участка, показанного на рисунке а (1, 2, 3, 4 –  $\text{Cu}_{30,49-27,33-15,85-26,25\%} \text{Au}_{66,33-45,48-29,72-50,83\%} \text{Ag}_{6,02-3,9-0\%-3,6\%}$ , 5 – Kfs)

ния сульфидов (более 50 %) – к окисленной. По данным петрографического исследования, все разновидности пород имеют простой минеральный состав. Доминирующими породообразующими минералами здесь являются кварц и калишпат, находящиеся в тесном сростании. Как правило, оба минерала во всех шлифах находятся в разных процентных соотношениях относительно друг друга. Нерудная масса состоит из интенсивно ожелезненной серицит-каолиновой массы – 54 %, интенсивно измененных полевых шпатов – 24 %, кварца – 0,2 %; вторичных минералов (лимонит, гидроокислы Fe, Mn минералы) – 21,8 %. Морфологический тип золота (по Н. В. Петровской) – неправильные и смешанные выделения: трещинные (прожилковые), интерстициальные, гемидиоморфные монокристалльные и трещинные образования (рис. 4). По данным минераграфического анализа, все золото пробы находится в свободном состоянии в нерудной сильно окисленной массе, но доминирующее положение все же занимают калишпатовые «поля». По материалам электронно-микроскопического исследования, золото отличается постоянной низкопробностью и весьма неоднородное по составу. Большое количество меди в составе частиц дает основание отнести золото к медистому типу. Вся руда проявления Спорное-1 интенсивно разрушена и полностью окислена. Руда принадлежит к категории сильно окисленных, представлена такими рудными минералами, как гетит, гидрогетит, и относится к золото-гетитовой ассоциации.

Таким образом, для построения поисковой модели куранахского геолого-промышленного типа описаны: структурно-рудоконтролирующий (разломы I и II порядков северо-западного простирания, пересекаемые субмеридиональными и субширотными разломами) и литолого-стратиграфический (южное продолжение месторождения Спорное, контакт венд-нижекембрийских карбонатных и нижеюрских алюмосиликатных пород) факторы; морфология рудных тел (рыхлые песчаные и глинистые отложения, выполняющие карстовые полости);

минералого-петрографический фактор (наивысшие содержания золота, до 140 г/т, приурочены к ожелезненным песчаникам с кавернозными прожилками кварца); геохимический и геофизический факторы. Геоморфологические предпосылки в пределах исследуемого участка выражены слабо.

Происхождение руд куранахского типа является предметом дискуссий. Существуют различные взгляды и мнения на способ их формирования [1–3, 5, 6], однако авторами рассмотрены две наиболее вероятные модели.

По мнению В. Г. Ветлужских, формирование руд куранахского типа происходило в три разделенных во времени и генетически разнородных этапа [2]. В первый этап на поверхности венд-нижнекембрийских карбонатных отложений образовались карстовые полости и доюрские коры выветривания с накоплением в них остаточных глин. Во второй (раннеюрский) этап после накопления аркозов внедрились протяженные дайки лампрофиров с последующим калиевым метасоматозом карбонатных пород платформенного чехла и литифицированных глин доюрских карстовых полостей. В третий (позднеэоценовый–раннечетвертичный) этап произошло последующее развитие карстовых полостей, которое завершилось окислением вмещающих пород и руд с перераспределением рудных компонентов и формированием современных золотоносных залежей [2].

Согласно Е. П. Максимова, сохранение доюрской коры выветривания или формирование ее в ранней юре маловероятно, так как не было выявлено никаких растительных остатков [3, 4]. Кроме того, сохранение доюрской коры выветривания сомнительно по причине высокой тектонической активности и в складчатых деформациях в позднеюрское–раннемеловое время. С позиции Е. П. Максимова, современный облик месторождений куранахского типа сформировался в два разобщенных этапа в результате автономных, генетически совершенно независимых процессов. В первый (раннемеловой) этап были сформированы рудные объекты в результате кремнекалиевого и калиевого метасоматоза. Во второй (неоген-четвертичный) этап залежи золоторудных метасоматитов были дезинтегрированы и преобразованы в условиях подземного карста с образованием элювиальных золоторудных залежей коры выветривания [3].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бойцов В. Е., Пилипенко Г. Н., Дорожкина Л. А. Модель формирования комплексных золотоурановых месторождений Центрально-Алданского рудного района // Известия вузов. Геология и разведка. – М. : Изд-во РГГУ. – 2006. – № 2. – С. 23–31.
2. Ветлужских В. Г., Казанский В. И., Кочетков А. Я., Яновский В. М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. – 2002. – 44. – № 6. – С. 467–499.
3. Максимов Е. П., Уютов В. И., Никитин В. М. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29. – № 2. – С. 3–26.
4. Маслов Ю. С. Основные черты строения, морфологии и условий образования золоторудных месторождений коры выветривания Южной Якутии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, Якутск. – 1961. – Вып. VI. – С. 93–100.
5. Минина О. В. Роль палеокарста в локализации золоторудных тел Лебединского рудного узла, Якутия // Руды и металлы. – 2019. – № 4. – С. 58–74.
6. Rodionov S. M., Fredericksen R. S., Berdnikov N. V., Yakubchuk A. S. The Kuranakh epithermal gold deposit (Aldan Shield, East Russia) // Ore Geology Reviews. – 2014. – V. 59. – P. 55–65.

**Барова Е. В.**<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

<sup>2</sup> ФГАОУ ВО «РУДН», г. Москва

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД УЧАСТКА КРУТОЙ ВЕРХНЕРУДИКОВСКОЙ ПЛОЩАДИ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Наращивание темпов добычи цветных металлов, золота и серебра, расширение сферы деятельности горнорудных предприятий в регионе Енисейского кряжа ведут к истощению известных и необходимости открытия новых рудных объектов. Расположенные вблизи действующих рудников в благоприятных географо-экономических условиях даже небольшие по запасам месторождения будут привлекательными для недропользователей.

Основные промышленные скопления свинцово-цинкового оруденения Енисейского кряжа сосредоточены в Ангаро-Большепитской структурно-формационной зоне [2]. Проявление Крутое расположено в пределах Ангарского рудного района, который характеризуется следующими основными признаками:

- рудоносная формация – кремнисто-терригенно-карбонатная позднерифейская с резким преобладанием осадочных пород. В осадочной составляющей главную роль играют хемогенные карбонатные породы;
- под- и надрудная формации соответственно песчано-глинисто-сланцевая и углеродисто-известняковая (флишоидная).

В пределах проявления развиты и вскрыты горными выработками образования рудоносной кремнисто-терригенно-карбонатной формации, в частности, углеродисто-доломитовая и углеродисто-глинисто-карбонатная субформации, претерпевшие значительные метасоматические изменения. Свинцово-цинковое оруденение тесно связано с пачкой доломитов. Как правило, рудная минерализация приурочена к участкам их углеродистых разновидностей и представлена тонкой сыпью, гнездообразными, линзовидными и прожилковыми скоплениями тонкозернистых агрегатов пирита, галенита и сфалерита, неравномерно распределенных в основной массе породы.

Рудовмещающие толщи доломитов и брекчий доломитов отличаются высокой степенью гидротермально-метасоматической проработки. Метасоматические изменения выражены в повсеместной анкеритизации и окремнении пород, а околорудные метасоматиты представлены кварц-альбит-анкеритовыми и кварц-анкеритовыми метасоматитами с высокой степенью обогащения углеродистым веществом (до 50 %).

В процессе изучения рудоносности пород были установлены следующие главные рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. Ведущий **тип оруденения** – колчеданно-свинцово-цинковый в карбонатных породах. Руды относятся к галенит-сфалерит-пиритовому минеральному типу и образованы выделениями продуктивной галенит-сфалерит-пиритовой минеральной ассоциации. Характерные **структуры** руд – мелко- и среднезернистая, идиоморфная, гипидиоморфная, аллотриоморфная, коррозионная, катакластическая, интерстициальная, глобулярная, фрамбоидальная; **текстуры** – прожилково-вкрапленная, гнездово-вкрапленная, вкрапленная, брекчиевидная, массивная, пятнистая [1].

**Пирит** – один из самых распространенных минералов. Он встречается практически во всех образцах. Пирит чаще образует рассеянную вкрапленность зерен идиоморфных и неправильных форм размером 0,005–0,07 мм с ровными границами без включений. Реже наблюдаются фрамбоиды, в интерстициях которых располагается сфалерит, и почки сложного строения размером не более 0,05 мм, образованные пиритом, сфалеритом и галенитом совместно. Минерал представлен тремя генерациями.

*Первая генерация* пирита выделяется следующими формами: фрамбоиды, глобулы, полиминеральные почки. Фрамбоидный пирит размером в среднем 0,075 мм местами образует скопления, в интерстициях которых локализован галенит. Глобулы пирита расположены вблизи друг друга и нередко слагают крупные агрегаты. Размер достигает 2,5 мм. Пирит участвует в составе концентрических почек вместе со сфалеритом и реже с галенитом (рис. 1, А и Б). В единичных случаях почки встречаются в ассоциации с глобулярным пиритом.

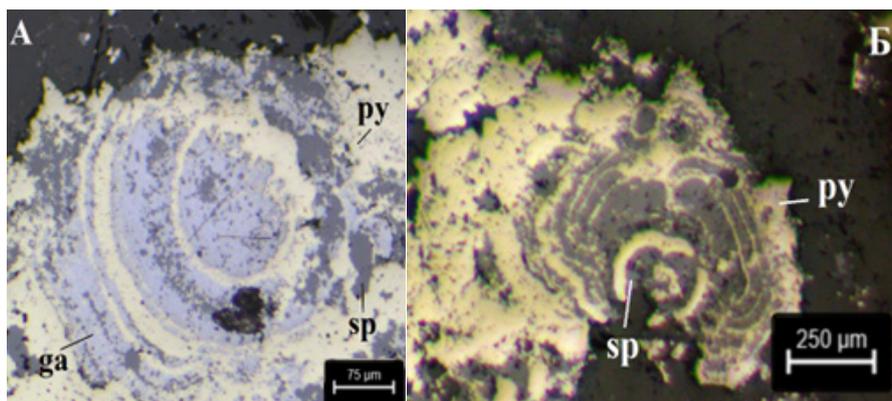


Рис 1. Полиминеральные почки, сложенные: А – пиритом (py), сфалеритом (sp) и галенитом (ga); Б – пиритом (py) и сфалеритом (sp), в доломитовой брекчии

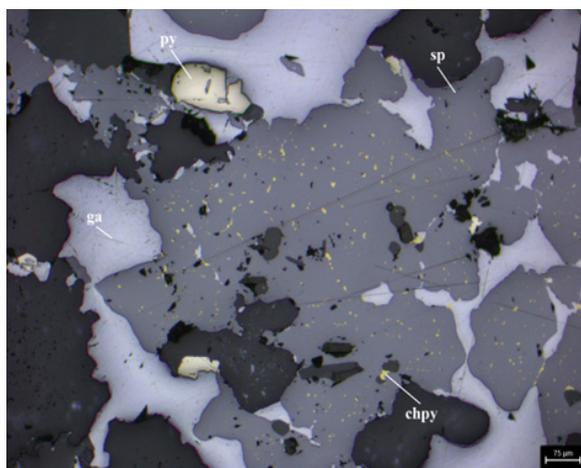


Рис 2. Галенит (ga) замещает сфалерит (sp) с эмульсиями халькопирита (chpy) и ксеноморфный пирит (py)

Ко *второй генерации* относится пирит с катакластической структурой. Структура вызвана трещинами, заполненными как жильными, так и рудными минералами. Катаклазированы сплошные пиритовые выделения с включениями сфалерита, галенита и халькопирита и перекристаллизованные почки, у которых отмечаются каймы регенерации. Здесь почки мономинеральные. Размер пирита данной генерации крупный: почки до 1 мм, сплошные выделения от 4 мм. В гнездово-прожилковых рудах имеется тонкодисперсный пористый пирит. Его поры заполнены в основном кварцем, однако встречается и галенит. Форма аллотриоморфная на больших глубинах и до идиоморфной на мелких. Вероятно, причина этому коррозия рудных минералов карбонатом и кварцем на глубине.

*Третья генерация* распространена в меньшей степени относительно первых двух и присутствует в качестве включений в сфалерите. Выделения пирита обладают кубической формой, ровными границами и размером около 0,075 мм. Эта форма пирита наблюдается в виде цепочек среди нерудных минералов.

**Сфалерит** встречается в тесном прорастании с галенитом, цементируя зерна пирита, в которых сфалерит также присутствует как включения. Форма выделений преимущественно ксеноморфная. Иногда он образует тонкие прожилки мощностью менее 0,5 мм и массивные выделения с включениями пирита-3 в зальбандах кварц-карбонатного прожилка. В бедных рудах минерал рассеян по вмещающей породе. Местами сфалерит имеет эмульсионную вкрапленность халькопирита. Сфалерит представлен двумя генерациями.

*Первая генерация* сфалерита принимает участие в образовании вышеуказанных полиминеральных почек. *Вторая генерация* совместно с галенитом корродирует зерна и выделения пирита второй генерации (рис. 2). Местами сфалерит присутствует изометричными включени-

ями в пирите-2. Большое распространение сфалерита-2 наблюдается в сульфидных прожилках и интерстициях вмещающей породы. В его зернах наблюдаются халькопиритовые включения.

**Галенит** отмечается как в сростаниях с другими сульфидами и в мономинеральных выделениях обладает размерами 1–2 мм, так и прожилками – мощностью 3–5 см. Преимущественная форма образований минерала ксеноморфная. Галенит также встречается в интерстициях других минералов, включая нерудные. Замещает пирит первых двух генераций и сфалерита второй. Галенит-сфалеритовые агрегаты часто цементируют обломки кварц-карбонатных прожилков с включениями пирита. Минерал представлен также двумя генерациями.

*Раннюю генерацию* галенита еще можно заметить в концентрических почках (см. рис. 1, А). В таком проявлении галенит редкий по сравнению с выделениями второй генерации. Галенит-2 локализован преимущественно в доломитах, и с глубиной его количество увеличивается. Форма выделений ксеноморфная. Повсеместно галенит замещает сфалерит и пирит вторых генераций, местами проявляясь включениями, близкими к изометричной форме.

**Халькопирит** располагается в качестве эмульсионной вкрапленности в сфалерите (см. рис. 2), включений в пирите-2 и самостоятельных выделений в виде убогой вкрапленности во вмещающей породе. Местами формы халькопирита схожи с формой самостоятельных зерен катакластического сфалерита, что говорит о замещении сфалерита халькопиритом. В целом зерна неправильной формы размером 0,01 мм и меньше. Редко встречаются прожилки, состоящие из сфалерита, галенита и халькопирита, где последний прорастает в первых. Выделяется *одна генерация*, образованная после ранее упомянутых рудных минералов.

Помимо вышеуказанных минералов в породах были обнаружены магнетит, гематит, ильменит, блеклая руда в резко подчиненном количестве. В доломитах также обнаружены скопления углеродистого вещества.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алеко С. В. Поисковые работы на полиметаллические руды на Верхнерудиковской площади (Енисейский кряж, Красноярский край). – Отчет по Гос. контракту № 23. – Москва, 2023.
2. Кузнецов В. В., Серавина Т. В., Корчагина Д. А. Минерально-сырьевая база и обстановки локализация полиметаллических месторождений Сибири // Руды и металлы. – 2017. – № 1. – С. 19–32.

**Бахтина В. Н.<sup>1</sup>, Гребенникова А. А.<sup>1</sup>, Доброшевский К. Н.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУН ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток

<sup>2</sup> ООО «Малиновское», Приморский край

#### **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МАЛИНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

Всестороннее изучение типоморфных особенностей самородного золота (гранулометрический состав, степень окатанности, морфология выделений, микрорельеф поверхности, состав и минеральные ассоциации) позволяет определить генезис и геологические условия формирования руд, уровень эрозионного среза, выявить и оценить генетическую связь золотоносных россыпей и коренных источников [2, 8, 9].

Малиновское месторождение расположено в Дальнереченском районе Приморского края, в верховье р. Малиновка. В геолого-структурном плане оно локализовано вблизи Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, который является тектонической границей между Самаркинским и Журавлевским террейнами [1, 4]. Месторождение расположено к востоку от тектонического шва, в эндоконтакте и в меньшей степени в экзоконтакте Водораздельного интрузива монцогаббродиоритов Татибинского комплекса, который прорывает терригенные отложения раннего мела журавлевской и ключевской свит [4]. На терригенных отложениях нижнего мела несогласно залегают верхнемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения дор-

феевской и богопольской свит. Магматические широко распространены по площади Малиновского месторождения. Они представлены раннемеловыми интрузивными образованиями татибинского и позднемеловыми дальнегорского комплексов, а также мелкими интрузивными телами и дайками дорофеевского и богопольского комплексов позднемелового и позднемелово–палеогенового возрастов соответственно [1].

Для рудных тел месторождения Малиновское характерно преимущественно субмеридиональное и северо-восточное простирание. Они представлены линейными жильными зонами и отдельными жилами сульфидно-кварцевого, сульфидно-карбонат-кварцевого и сульфидного составов. Жильные зоны представляют собой линейные штокверки, состоящие из одной или нескольких сближенных субпараллельных жил, которые сопровождаются зонами околожильных метасоматитов с прожилково-вкрапленной и вкрапленной сульфидной минерализацией. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатом, хлоритом и турмалином, реже в их составе встречаются полевые шпаты, мусковит, эпидот, флюорит, апатит. Среди рудных минералов выделяются арсенопирит, пирит, халькопирит и пирротин. Характерно наличие теллуридов и сульфотеллуридов висмута, а также висмутовых сульфосолей. Золото характеризуется широким пределом колебания пробности 620–960 ‰ [3–6]. Месторождение относится к турмалиновому типу золото-сульфидно-кварцевой формации золото-висмутового геохимического типа [1, 4]. Характерной особенностью Малиновского месторождения является то, что аллювиальные россыпи (р. Малиновка, в бассейнах кл. Малая Чертова Лапа, Намов и др.) берут свое непосредственное начало от коренного источника.

Аллювиальные отложения Малиновского месторождения представлены гравийно-галечными, гравийно-галечно-щебенистыми отложениями с песком, глиной, иногда с крупными валунами и линзами существенно песчанистого состава. Галька представлена изверженными и осадочными породами, валуны – преимущественно диоритами, габбродиоритами, элювиальные отложения состоят из щебня диоритов, песчаников, алевролитов, песка и глины. Плотик сложен осадочными и изверженными породами: песчаниками ороговикованными, монцодиоритами и монцогаббродиоритами. Золото концентрируется преимущественно в нижней части гравийно-галечных и в верхней части элювиальных отложений [1, 4, 5].

В аллювиальных отложениях в основном преобладает мелкое, очень мелкое и тонкодисперсное золото. Для золота характерны фракции размером 0,1–0,5 мм, 0,05–0,1 мм, <0,05 мм, 5–10 мк. Среди форм самородного золота выделяются правильные и неправильные. Правильные формы представлены изометричными и удлиненными кристаллами. Изометричные формы в основном имеют октаэдрический облик. Удлиненные формы установлены в виде проволокоподобных, иногда скрученных индивидов. Неправильные формы выявлены в виде угловатых, угловато-комковидных зерен. Для неокатанных золотин характерна поверхность отпечатковая, у полуокатанных фиксируется бугорчато-ямчатая и шероховатая. Блеск зерен золота средний. Цвет зерен самородного золота варьируется от желтого до светло-желтого.

По результатам электронно-зондового анализа для золота характерна средняя и редко высокая проба самородного золота (700–850 и 970–995 ‰).

Таким образом, полученные характеристики россыпного золота позволяют сделать следующие выводы:

- изученное золото относится к мелкому, очень мелкому и тонкодисперсному классам;
- среди морфологических типов золота установлены правильные и неправильные формы, характерны неокатанные и полуокатанные зерна, а также часто встречаются отпечатковая, шероховатая поверхности среди золотин;
- преобладает средняя проба золота и редко высокая;
- наличие слабоокатанных, изометричных, удлиненных форм зерен золота указывает на незначительный отрыв россыпного золота от коренного источника.

На основании приведенных типоморфных признаков (гранулометрия, морфология, пробность) золота можно сделать вывод о том, что основным источником питания россыпей послужила коренная минерализация Малиновского месторождения, с которой, как отмечено выше, связаны золотые россыпи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гвоздев В. И., Доброшевский К. Н., Вах А. С., Горячев Н. А., Степанов В. А., Федосеев Д. Г. Малиновское месторождение – новый тип золоторудной минерализации в Приморском крае, Россия (геология, минералогия, генезис) // Тихоокеанская геология. – 2016. – Т. 35, № 1. – С. 37–53.
2. Гребенникова А. А. Самородное золото Право-Соолийского рудно-россыпного узла (Хабаровский край): Типоморфные особенности как показатель связи в системе россыпь-коренной источник // Руды и металлы. – 2013. – № 1. – С. 60–70.
3. Гребенникова А. А., Доброшевский К. Н., Вах А. С., Горячев Н. А., Хубанов В. Б. Геологическая позиция и золото-висмутовая минерализация месторождения Намовское (Южный Сихотэ-Алинь, ДВ России) // Тихоокеанская геология. – 2023. – Т. 42, № 6. – С. 96–117.
4. Доброшевский К. Н. Геологическая позиция и минералого-геохимические особенности Малиновского золоторудного месторождения (Центральное Приморье) : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-минерал. наук / Константин Николаевич Доброшевский. – Владивосток, 2019. – 30 с.
5. Доброшевский К. Н., Гвоздев В. И., Шлыков С. А., Степанов В. А., Федосеев Д. Г. Вещественный состав и геохимические особенности руд Малиновского золоторудного месторождения (Приморский край) // Тихоокеанская геология. – 2017. – Т. 36, № 5. – С. 59–74.
6. Доброшевский К. Н., Горячев Н. А. О возрасте и геодинамических факторах формирования золотого оруденения Малиновского месторождения (Сихотэ-Алиньская золотоносная провинция, Россия) // Тихоокеанская геология. – 2021. – Т. 40, № 3. – С. 28–40.
7. Николаева Л. А. Генетические особенности самородного золота как поисково-оценочный критерий руд и россыпей. – М. : Недра, 1978. – 102 с.
8. Николаева Л. А., Яблокова С. В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. – 2007. – № 6. – С. 41–57.
9. Петровская Н. В. Самородное золото. – М. : Наука, 1973. – 192 с.

**Бембеев Д. Б., Самсонов А. А.**

*МГУ, г. Москва*

### **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОШЛАКОВ ИЗ УГЛЕЙ МУГУНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИРКУТСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА**

Мугунское бурогольное месторождение расположено в северо-западной части Иркутского угленосного бассейна на территории Тулунского района Иркутской области, в 40 км юго-западнее города Тулуна. Основное направление использования углей данного месторождения – теплоэнергетическое. Доля углей Мугунского месторождения в обеспечении поставок Иркутской ТЭЦ-10 составляет более 40 %, делая его главным сырьевым источником.

Геохимия угля представляет собой многокомпонентную систему с различными факторами, имеющими отличающийся ранг и характер. В целом накопление элементов-примесей (ЭП) в углях обусловлено двумя основными типами факторов: внутренними и внешними по отношению к угольному или торфяному пласту. Внешние факторы определяют интенсивность поступления ЭП в пласт, тогда как внутренние факторы влияют на условия их фиксации в органическом веществе угля. Процессы, происходящие на стадии торфонакопления и диагенеза, классифицируются как сингенетические, а те, что возникают на стадии катагенеза или позднего гипергенеза, относятся к эпигенетическим [1].

В углях содержится множество ЭП, так как они представляют собой комплексные геохимические барьеры, в которых главными для углефильных элементов являются только два диагенетических барьера, действующих на торфяной и бурогольной стадиях: сорбционный и сероводородный. Первый барьер обуславливает накопление в углях большинства элемен-

**Таблица 1.1. Результаты анализов проб угля Мугунского месторождения и проб золошлаковых отходов Иркутской ТЭЦ-10 методом ИСП-МС, г/т**

	№ п/п	№ пробы	Li	Be	Mg	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr
Уголь	1	Б-1-С	18	2,0	680	2,7	130	40	24	49	2300	3,5	17	18	61	2,5	0,16	7,6	0,8	47
	2	Б-3-С	0,8	0,05	664	<1	15	<1	<1	35	1820	1,9	12	2,6	10	0,23	39	0,16	0,33	83
	3	Б-4-В	17,3	2,7	1085	6,7	236	79,4	21,6	77	411	14	15	21	18	4,7	0,9	3,7	1,2	157
	4	Б-4-С	7,1	0,9	1207	1,9	338	31,1	8,2	54	238	6,1	8,8	6,2	8,1	2,2	0,3	2,9	0,45	173
	5	Б-4-Н	18,4	1,3	1091	4,4	460	42,1	14,5	35	2854	8,9	9,6	19	4,9	3,0	0,8	5,8	3,4	147
Золошлак, ТЭЦ-10	6	Т-4-В	163	9,1	7956	35	3632	228	114	610	51 805	36	82	162	91	25	6,7	13	47	343
	7	Т-9-В	218	8,4	9232	29	2238	91	52	271	56 118	19	51	73	41	18	4,3	3,2	42	473
	8	Т-18-В	142	8,3	9521	30	2316	110	63	296	35 504	21	53	85	49	21	6,2	9	35	555

**Таблица 1.2. Результаты анализов проб угля Мугунского месторождения и проб золошлаковых отходов Иркутской ТЭЦ-10 методом ИСП-МС, г/т**

	№ п/п	№ пробы	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Ba	La	Ce	Hf	Ta	W	Pb	Bi	Th	U
Уголь	1	Б-1-С	18	13	1,1	1,5	0,1	0,21	<0,1	0,13	31	5,5	13	0,69	0,18	1,6	2,2	1,1	2,1	1,3
	2	Б-3-С	0,88	<1	0,2	0,5	<0,05	<0,05	<0,1	0,63	27	3,3	4,9	<0,05	<0,05	0,9	0,79	0,23	0,21	0,038
	3	Б-4-В	35	43	2,4	1,1	0,07	0,19	1,1	0,3	28	19	46	1,7	0,56	3,4	4,3	0,17	7,6	3,9
	4	Б-4-С	9,3	51	1,8	0,69	0,05	0,08	0,4	0,18	21	9,4	19	1,5	0,32	0,47	2,5	0,06	2,8	0,87
	5	Б-4-Н	15	37	1,6	1,3	0,077	0,19	0,52	0,23	21	18	35	1,5	0,84	11	2,8	0,29	2,6	1,4
Золошлак, ТЭЦ-10	6	Т-4-В	93	277	22	6,1	1,1	0,76	4,1	1,2	468	88	188	9,0	2,0	4,9	24	0,49	38	14
	7	Т-9-В	80	301	20	2,9	1,0	0,29	2,0	0,72	522	78	163	10	1,8	3,8	13	0,27	44	13
	8	Т-18-В	73	286	18	3,4	1,2	0,43	4,4	1,4	483	72	153	9,3	2,0	5,0	24	0,52	43	13

**Таблица 2. Сравнительный анализ содержания элементов-примесей в угле и золошлаке**

Элемент	Отношение концентраций золошлак/уголь
Nb	Увеличилось в 3–8 раз
Zr	Увеличилось в 12–27 раз
Sr	Увеличилось в 4–12 раз
As	Увеличилось до 4 раз
Pb	Увеличилось в 2–16 раз
Zn	Увеличилось в 4–21 раз
Cu	Увеличилось до 40 раз
Fe	Увеличилось в 6–40 раз
Cr	Увеличилось в 3–9 раз
V	Увеличилось до 6 раз
Ti	Увеличилось в 4–10 раз
Ca	Увеличилось в 2–4 раза
K	Увеличилось в 7–21 раз
Ba	Увеличилось в 12–48 раз
U	Увеличилось до 9 раз
Th	Увеличилось в 13 раз

**Таблица 3. Сравнение средних содержаний элементов-примесей в золошлаковых отходах Иркутской ТЭЦ-10 с их кларковыми значениями в континентальной коре**

Элемент	Средние содержания элементов в золошлаковых отходах Иркутской ТЭЦ-10, г/т	Кларковые значения элементов в континентальной коре, г/т [3]
Ag	1,083	0,055
Li	174,101	21
Cd	0,494	0,096
U	12,969	2,7
Be	8,588	2,1
Ge	5,725	1,4
Th	41,482	10,5
Y	82,039	21
Cu	106,746	28
Mo	4,138	1,1
Sb	1,109	0,31
Bi	0,426	0,123
Ce	168,396	63
La	79,116	31
W	4,585	1,9
Sc	31,357	14

тов-литофилов, второй – большинства элементов-сульфофилов. Эти барьеры обеспечивают содержания углефильных ЭП в углях на среднем для углей (околокларковом) уровне [1].

В процессе сжигания угля в золошлаковых отвалах может происходить аккумуляция большого количества элементов, которые не могут взаимодействовать с серой или углеродом.

Поскольку масса золы сильно уменьшается по сравнению с исходным углем, происходит естественное обогащение. Это подчеркивает возможность рассматривать золошлаковые отвалы как техногенный источник минеральных ресурсов.

Помимо ЭП, представляющих промышленный интерес, в золошлаковых отходах наблюдается значительный рост концентраций токсичных и потенциально токсичных металлов, например S, Be, Hg, As, F, а также Mn, Pb, V, Ni, Co, Cr, Cd, Se, по сравнению с исходным углем. Главными золообразующими элементами выступают Si, Al, Fe, Na, K, Ca, Mg и иногда Ti и P, преимущественно в форме кислородных соединений [2].

Для проведения сравнительного геохимического анализа были отобраны и проанализированы 5 проб бурых углей Мугунского месторождения и 3 пробы золошлаковых отходов Иркутской ТЭЦ-10. Аналитические исследования выполнены методом ИСП-МС с использованием масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой, адаптированного для работы с системой лазерного пробоотбора SUPES 7000, приобретенного по Программе развития МГУ. Аналитик с.н.с. кафедры геохимии Николаева И. Ю. Результаты анализов приведены в таблицах 1.1 и 1.2.

Полученные экспериментальные данные показывают, что в золошлаках Иркутской ТЭЦ-10 происходит выраженное повышение уровней химических элементов по сравнению с их содержанием в углях Мугунского месторождения. В частности, концентрация железа в золошлаке может возрасти в 6–40 раз по сравнению с его присутствием в угле. Результаты сравнения содержаний ЭП обобщены в таблице 2.

Сжигание бурых углей Мугунского месторождения приводит к значительному обогащению золошлаковых отходов большинством ЭП. В таблице 3 показаны средние содержания ЭП в золошлаковых отходах Иркутской ТЭЦ-10 и их кларковые значения в континентальной коре [3].

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о наличии перспектив отработки золошлаковых отходов в качестве техногенных месторождений. В дальнейшем на основе большего количества экспериментальных данных требуется расчет промышленных содержаний полезных ископаемых с учетом наличия технологий извлечения и экономической оценки экологической нагрузки на окружающую среду.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Юдович Я. Э. Геохимия угля // Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. – 2005. – № 3 (123). – С. 49–53.
2. Яценко Е. А., Косарев А. С., Смолий В. А., Дзюба Е. Б. Изучение зависимости химсостава золошлаковых отходов от химсостава исходного твердого топлива и способов его сжигания // Технические науки. – 2011. – № 6. – С. 64–67.
3. Rudnick R. L., Gao S. (2003). Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. – Vol. 3. – P. 1–64. – DOI :10.1016/B0-08-043751-6/03016-4.

**Берковский Е. М., Бужинская Е. В.**

*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва*

#### **ОСОБЕННОСТИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ ШИЛГОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ)**

Шилгонское рудное поле (РП) расположено на территории р. Якутии в пределах Эвено-Бытантайского улуса. В металлогеническом отношении РП находится в пределах Иссердехского рудного узла Еккюччю-Ханнахского рудного района Дулгалахской минерагенической зоны. Площадь района сложена в основном осадочными отложениями верхоянского комплекса (пермь, триас и юра), в меньшей степени – рыхлыми кайнозойскими образованиями. Магматические образования в районе проявлены слабо, на площади Шилгонского РП не установлены.

В пределах РП известны три рудопроявления золота: Шилгон, Крутое и Артык. Рудопроявления Крутое и Шилгон локализованы в единой разрывной структуре северо-восточного простирания, пересекающей восточное крыло и область свода Бутугасской антиклинали, сложенной

**Таблица 1. Результаты рентгенофазового анализа метасоматитов Шилгонской площади**

№ пробы	Слюда		Кварц	Альбит	Доломит-анкерит	Арсенопирит	Гипс	
	$d_{001}, \text{Å}$	Тип						Содержание
С-1/20,3	9,86	Парагонит	80	20	-	-	-	-
С-1/21,9	9,99	Мусковит	5	50	30	15*	-	-
С-1/22,7	10,15	Тобелит + мусковит	20	80	-	-	< 1	-
С-1/23,5	10,26	Тобелит	15	75	-	10	< 1	< 1
С-1/24,0	10,27	Тобелит	25	65	-	5	3	2
С-1/24,5	9,99	Мусковит	5	40	50	5	-	-
С-1/25,2	10,03	Мусковит + тобелит	5	45	40	10	-	-
С-1/25,7	10,12	Тобелит + мусковит	5	45	35	15	-	-
С-1/26,0	10,25	Тобелит	20	65	-	8	5	2
С-1/26,8	9,99	Мусковит	5	40	50	5	-	-

Примечание. \* – преобладает магнезиосидерит ( $d_{1014} 2,78 \text{ Å}$ ).

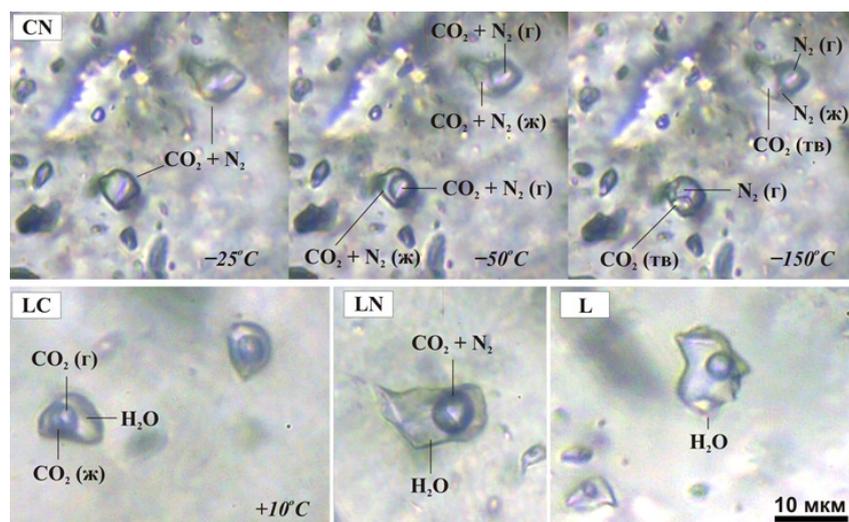
отложениями нижней подсвиты деленжинской свиты верхней перми. По составу вмещающие породы представлены песчаниками и алевролитами. Основными минералами вмещающих пород являются кварц и полевые шпаты, присутствует углеродистое вещество. Фрамбоидальный пирит I генерации также является осадочным (Богданович Ю. И и др., 2014 г.; Бужинская Е. В. и др., 2023 г.). Рудные тела представлены зонами дробления и кварцевого прожилкования вмещающих пород с мелкой вкрапленностью пирита и арсенопирита, иногда с кварц-антимонитовыми жилами и прожилками (Богданович Ю. И. и др., 2014 г.). Оруденение представлено золотосульфидной (ранней) и золотосурьмяной (поздней) формациями. Продуктивной на золотое оруденение является золотосульфидная формация (главные рудные минералы – пирит и арсенопирит, содержащие золото в виде микровключений и изоморфной примеси). Главным минералом поздней (малопродуктивной) золотосурьмяной формации является антимонит (Богданович Ю. И. и др., 2014 г.; Бужинская Е. В. и др., 2023 г.).

Авторами настоящей работы проводились исследования состава и зональности метасоматитов, сопровождающих золото-пирит-арсенопиритовую минерализацию. Традиционными петрографическими исследованиями установить характер околорудных изменений не удалось. В связи с этим для выявления минералогической зональности был использован рентгенофазовый анализ (табл. 1).

Установлено, что золотоносная пирит-арсенопиритовая минерализация сопровождается интенсивными березитоидными изменениями. Метасоматиты сложены кварцем, карбонатами анкерит-доломитового ряда и слюдой. Последняя по рентгенометрическим параметрам соответствует аммониевому аналогу мусковита – тобелиту. В слабоизмененных кварц-альбитовых породах преобладает мусковит (серицит), а в слюдистых сланцах – характерный для метаморфических пород парагонит.

В рамках данной работы методами микротермометрии и КР-спектроскопии по методике [1] было проведено исследование флюидных включений в кварце Шилгонского рудного поля. По составу выделены четыре типа флюидных включений (рисунок; табл. 2). Включения всех типов могут присутствовать в одном образце. Следовательно, их термобарометрические параметры характеризуют различные этапы и стадии минералообразования.

Тип LC – первичные включения углекислотно-водного состава. Заполнены разбавленным водным раствором (3 мас. % NaCl-экв.), содержащим около 17 мольных % относительно чистой углекислоты (температура плавления  $\text{CO}_2$  -57,5 °С, содержание примесей не более 5 мольных %). Включения гомогенизируются в интервале 290–320 °С путем растворения углекислоты в воде при давлении около 1,2 кбар. По своим РТХ-параметрам они точно отвечают типичным включениям в кварце золото-кварцевых (так называемых орогенных) месторождений Яно-Колымского пояса.



**Рисунок. Типы флюидных включений в кварце Шилгонской площади**

Тип *LN* – вторичные газопо-жидкие включения азотно-углекислотно-водного состава, и тип *CN* – газопые включения азотно-углекислотного состава образуют ассоциацию, захваченную одновременно из гетерогенной («кипящей») минералообразующей среды. Подобные включения на площади работ получили наибольшее распространение. Для золото-кварцевого оруденения они совершенно не характерны [4]. Гетерогенные рудообразующие флюиды, содержащие смесь углекислоты с низкокипящими газами ( $N_2$ ,  $CH_4$ ) типичны для золото-редкометалльных [6] или золото-мышьяково-сульфидных [3] месторождений. Принимая во внимание антимонит-арсенопиритовый профиль оруденения Шилгонской площади, параметры включений, образующих ассоциацию типа *LN* + *CN*, с большой долей вероятности характеризуют условия формирования продуктивной минерализации.

Водный раствор во включениях *LN* характеризуется повышенной концентрацией солей (5–10 мас. % NaCl-экв.). По данным КР-спектроскопии, содержание метана в газовой фазе вклю-

**Таблица 2. Параметры флюидных включений в кварце Шилгонской площади**

Номер образца	Тип ФВ	$xN_2$	Температуры фазовых переходов, °C					Расчетные параметры		
			$T_{гг/л}$	$T_{пл CO_2}$	$T_{гом N_2}$	$T_{гом CO_2 + N_2}$	$T_{гом}$	$V$ , см <sup>3</sup> /моль	$C$ , мас. %	$P$ , кбар
3033-1	<i>LC</i>	-	8,5	-57,5	-	13,5ж	290–320	-	3,0	> 1,2
	<i>CN</i>	0,45	-	-61,8	-147,5г	-27,5к	-	59	-	1,3
	<i>LN</i>	-	3,3	-	-	-	270–290	-	11,5	
	<i>L</i>	-	-3,4	-	-	-	160–200	-	5,5	-
2083-3	<i>CN</i>	0,71	-	-61,5	-147к	-48,5г	-	65	-	1,4
	<i>LN</i>	-	4,1	-	-	-	370–390	-	10,4	
2088-2	<i>CN</i>	0,48	-	-61,0	-147к	-31,0к	-	58	-	1,4
	<i>LN</i>	-	11,5	-	-	-	300–315	-	-	
1547-2	<i>CN</i>	0,46	-	-61,5	-147,5г	-28,5к	-	60	-	1,3
	<i>LN</i>	-	7,4	-	-	-	275–285	-	5,0	
	<i>L</i>	-	-3,5	-	-	-	150–165	-	5,7	-

Примечание. Типы флюидных включений: *L* – водно-солевые, *LN* – азотно-углекислотно-водные, *LC* – углекислотно-водные, *CN* – азотно-углекислотно-водные;  $xN_2$  – мольная доля азота в смеси с  $CO_2$  по данным КР-спектроскопии; измеренные температуры:  $T_{гг/л}$  – плавления газогидрата или льда,  $T_{пл CO_2}$  – плавления углекислоты,  $T_{гом N_2}$ ,  $T_{гом CO_2 + N_2}$  – гомогенизации азота и азотно-углекислотно-водного флюида (ж – в жидкую, г – в газовую, к – в критическую фазу),  $T_{гом}$  – гомогенизации газопо-жидких включений путем растворения газов в воде. Расчетные параметры:  $V$  – мольный объем (см<sup>3</sup>/моль) газов, оцененные по данным криометрии и КР-спектроскопии [1],  $C$  – концентрация солей в водном растворе (в мас. %-экв NaCl), определена по температуре плавления газогидрата [10] или льда [9],  $P$ , кбар – давление, оцененное по плотности азотно-углекислотно-водных (*CN*) включений и температуре гомогенизации азотно-углекислотно-водных (*LN*) включений [8]; в каждой группе проанализировано не менее пяти индивидуальных включений.

чений  $CN$  не превышает 1 мольный %. Мольная доля азота в смеси с углекислотой варьирует от 0,45 до 0,71. Включения были захвачены в интервале температур от 380 до 280 °С при давлении 1,3–1,4 кбар. В условиях литостатического градиента указанное давление соответствует глубинам около 5 км от палеоповерхности.

Тип  $L$  – вторичные включения водных растворов с концентрациями 5–6 мас. %  $NaCl$ -экв. и температурами гомогенизации 150–200 °С. Вероятнее всего, они относятся к пострудной стадии минералообразования.

Для определения природы рудообразующих флюидов проанализирован изотопный состав серы сульфидов из зон золоторудной минерализации и вмещающих пород (табл. 3).

**Таблица 3. Изотопный состав серы сульфидов Шилгонской площади**

№ образца	Минерал	$\delta^{34}S_{CDT}$ ‰
Золото-сульфидная минерализация		
K110-1	Антимонит	-5,7
1105-2	Антимонит	-4,6
C10-185	Арсенопирит	-1,5
C1-24	Арсенопирит	-1,4
C1-26	Арсенопирит	-1,6
Осадочно-метаморфический пирит		
C1-41,4	Пирит	-4,3
C1-147,4	Пирит	-8,9
C3-201,2	Пирит	-3,2

Примечание. Анализы выполнены в ЦНИГРИ по методике [7]. Сера сульфидов переводили в  $SO_2$  посредством реакции с  $CuO$  при 750 °С в вакууме с последующей криогенной очисткой газа и анализом изотопного состава серы на масс-спектрометре МИ-1201. Результаты пересчитаны по отношению к метеоритному стандарту  $CDT$ . В качестве эталонов использовали лабораторный стандартный образец ЦНИГРИ «Пирит Гайского месторождения» с  $\delta^{34}S = +0,7$  ‰ и стандартный образец сфалерита NBS 123 с  $\delta^{34}S = +17,3$  ‰. Точность измерений составляет  $\pm 0,2$  ‰.

Установлено, что осадочно-метаморфический пирит, распространенный во вмещающей толще в виде разнообразных конкреционных стяжений, обогащен легким изотопом  $^{32}S$ . Данная особенность характерна для серы биогенно-осадочного происхождения [5]. Игольчатый арсенопирит – золотоносный, отличается изотопной гомогенностью при близости значений  $\delta^{34}S$  к «мантийному» уровню ( $-1,5 \pm 0,1$  ‰), что указывает на поступление серы из глубинного магматического источника [2].

Изотопный состав серы антимонита свидетельствует о вероятном отложении этого сульфида из того же магматогенного флюида в условиях изотопного равновесия при температурах 250–330 °С [5].

Необходимо отметить, что глубинность минералообразования (около 5 км), умеренные температуры (около 300 °С) и гетерогенное состояние рудообразующих флюидов, имеющих глубинный магматический источник, оптимальны для локализации значительного по масштабам золотосульфидного оруденения [2]. Результаты выполненных термобарогеохимических и изотопных исследований, таким образом, указывают на перспективность поисковых работ на Шилгонской площади.

Это подтверждается результатами работ АО «Якутскгеологии» 2021–2023 гг., по итогу которых в пределах Шилгонского рудного поля были оценены прогнозные ресурсы золота по кат.  $P_1$  (28,4 т) и  $P_2$  (17,9 т) (Герасимова В. Н. и др., 2023 г.).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берковский Е. М., Кряжев С. Г. Определение состава и плотности флюида в системе  $CO_2$ - $CH_4$ - $N_2$  методами криометрии и КР-спектроскопии // XIX Всероссийская конференция по термобарогеохимии : тезисы докладов. – Новосибирск : ИПЦ НГУ, 2022. – С. 13–14.
2. Кряжев С. Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учен. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Кряжев Сергей Гаврилович. – Москва, 2017.
3. Кряжев С. Г., Берковский Е. М. Флюидный режим формирования Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения // Отечественная геология. – 2023. – № 1. – С. 20–33.
4. Кряжев С. Г., Фридовский В. Ю. Флюидный режим формирования орогенных золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса // Тихоокеанская геология. – 2023. – Т. 42, № 6. – С. 118–130.
5. Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М. : Мир, 1982. – С. 403–450.

6. Пачерский Н. В., Кряжев С. Г., Наумов Е. А., Десятова Д. Ю., Двуреченская С. С., Самойленко М. В. Новые данные по золото-редкометалльному оруденению Центрально-Колымского золотоносного района: возраст, условия образования, состав, рудоконтролирующие факторы // Руды и металлы. – 2021. – № 2. – С. 69–90.
7. Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектральный метод определения изотопного состава серы. – М. : Недра, 1965. – 96 с.
8. Bakker R. J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties // Chemical Geology. – 2003. – № 194. – P. 3–23.
9. Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals, methods and applications / De Vivo B., Frezzotti M. L. (eds). – Blacksburg, Virginia Tech, 1994. – P. 117–130.
10. Darling R. S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1991. – № 55. – P. 3869–3871.

**Бужинская Е. В.**

*ФГБУ «ЦНИГРИ, г. Москва*

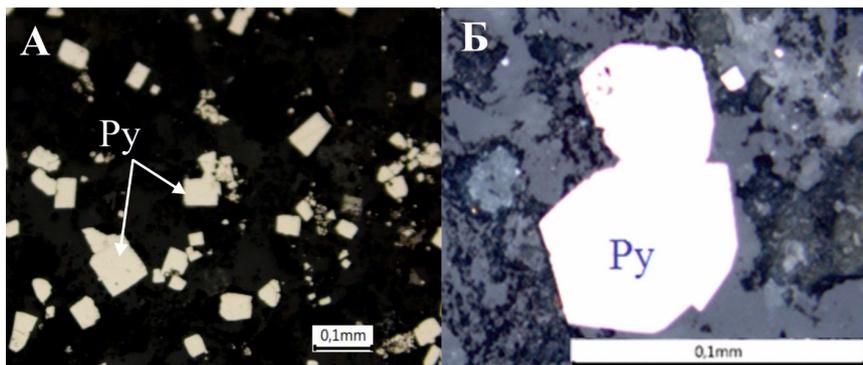
### **МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ШИЛГОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**

Шилгонское рудное поле расположено на территории Республики Саха (Якутия) в пределах Эвено-Бытантайского улуса (района) с центром в пос. Батагай-Алыта (Саккырыр). В металлогеническом отношении Шилгонское рудное поле находится в пределах Иссердехского рудного узла (Нижне-Билляхской рудной зоны) Еккюччю-Ханнахского (Улагино-Билляхского) рудного района Дулгалахской минерагенической зоны [2]. Рудные тела представлены зонами дробления и кварцевого прожилкования вмещающих пород (песчаников и алевролитов) с вкрапленностью сульфидов.

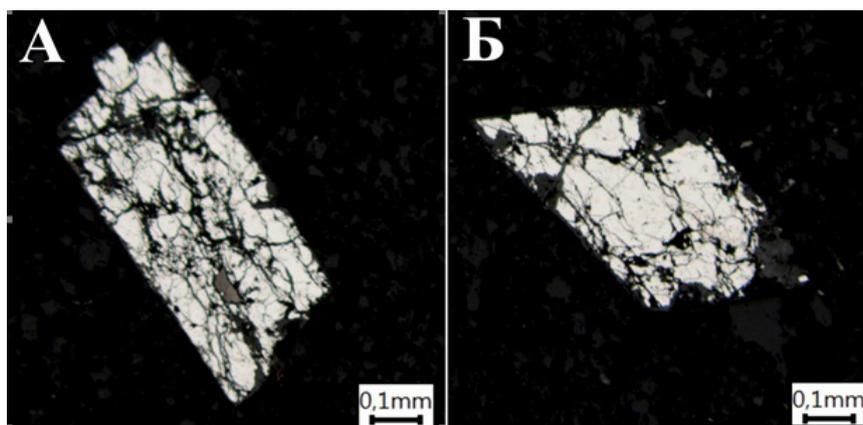
Оруденение Шилгонского рудного поля относится к золотосульфидному типу с наложенным золотосурьмяным. Продуктивным является золотосульфидное оруденение. Главные рудные минералы (концентраторы золота) – пирит и арсенопирит золотосульфидной формации, содержащие золото в виде микровключений и изоморфной примеси. Самородное золото встречается редко.

Золотосульфидным типом обусловлены главные минералогические признаки оруденения Шилгонского рудного поля. Видимое самородное золото, как было сказано выше, встречается в рудах редко, поэтому его обнаружение является прямым признаком оруденения, однако его отсутствие не означает отсутствия оруденения. В связи с этим важное значение приобретают косвенные признаки, а именно обнаружение минералов-концентраторов золота: пирита и арсенопирита золотосульфидной формации. Следует отметить, что помимо пирита и арсенопирита золотосульфидной формации присутствуют пирит и арсенопирит малопродуктивной золотосурьмяной формации, и, кроме того, осадочный пирит. Пирит и арсенопирит золотосурьмяной формации также могут считаться косвенными признаками оруденения, так как в пределах Шилгонского рудного поля золотосурьмяная формация является по отношению к продуктивной золотосульфидной наложенной (более поздней), пространственно и генетически тесно с ней связана. Осадочный пирит образовался до начала процессов рудообразования, и, соответственно, признаком оруденения не является. Кроме того, косвенным признаком оруденения можно считать обнаружение некоторых других минералов, образующихся при формировании золотосульфидной и золотосурьмяной формаций, наиболее распространенными из которых являются кварц, антимонит и халькопирит.

Как по данным предшественников, так и по собственным данным, было установлено, что главные рудные минералы (пирит и арсенопирит золотосульфидной формации), самородное золото и халькопирит имеют маленькие размеры (часто менее 1 мм) и, соответственно, не всегда



**Рис. 1.** Кристаллы пирита продуктивной золотосульфидной формации: А – кубического габитуса; Б – пентагон-додэкаэдрического габитуса (фото в аншлифах)



**Рис. 2.** Кристаллы арсенопирита продуктивной золотосульфидной формации. А – призматической формы; Б – ромбической формы (фото в аншлифах)

фиксируются макроскопически. Антимонит и кварц образуют достаточно крупные выделения и, соответственно, уверенно устанавливаются визуально.

В шлиховых ореолах прямые признаки оруденения (зерна самородного золота) встречаются редко и только при отборе пробы из коренных пород непосредственно из рудной зоны в количестве обычно от 1 до 10 знаков. Часто фиксируются косвенные признаки, к которым относятся зерна арсенопирита, пирита, антимонита, халькопирита. Из них наиболее значимым является арсенопирит, представленный обломками призматических стально-серых кристаллов.

В элювиально-делювиальных отложениях наиболее часто встречающимся и надежным косвенным признаком является сурьмяная минерализация. В некоторой степени косвенным признаком может служить интенсивная кварцевая минерализация. Видимая минерализация пирита, арсенопирита и халькопирита в элювиально-делювиальных отложениях встречается редко.

В коренных породах, наблюдаемых в основном в горных выработках, минералогическими признаками могут служить сурьмяная минерализация, интенсивное кварцевое прожилкование, иногда визуально различимая вкрапленность пирита и арсенопирита (чаще в керне скважин).

Главные рудные минералы (пирит и арсенопирит продуктивной золотосульфидной формации) хорошо устанавливаются в аншлифах. Пирит представлен в основном идиоморфными и гипидиоморфными кристаллами пентагон-додэкаэдрического и кубического габитусов, реже изометрическими, субизометрическими зернами; размерность кристаллов и зерен составляет от 0,01 до 1 мм (рис. 1). Арсенопирит представлен кристаллами призматической и ромбической формы размером от 0,05 до 1,5 мм (рис. 2).

Важным является то, что в аншлифах пирит продуктивной золотосульфидной формации по морфологическим признакам уверенно отличается от дорудного осадочного пирита.

При исследованиях методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) пирит золотосульфидной формации встречается в виде кристаллов, сростаний кристаллов и в виде зерен, арсенопирит – в виде обломков кристаллов призматического габитуса (рис. 3).

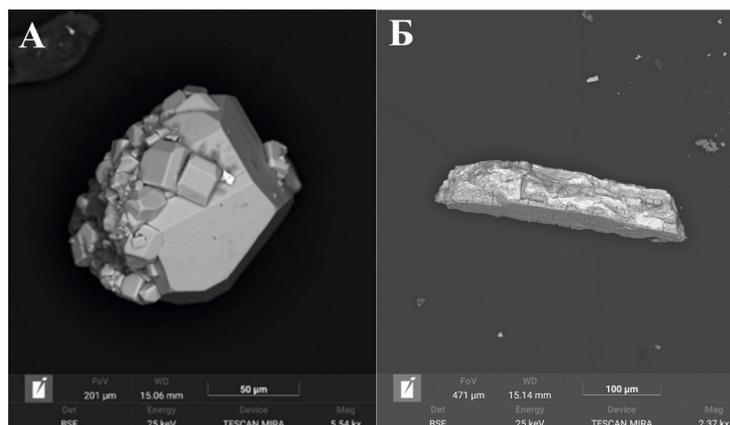


Рис. 3. Пирит и арсенопирит продуктивной золотосульфидной формации: А – срастание кристаллов пирита; Б – обломок кристалла арсенопирита (фото при исследованиях СЭМ)

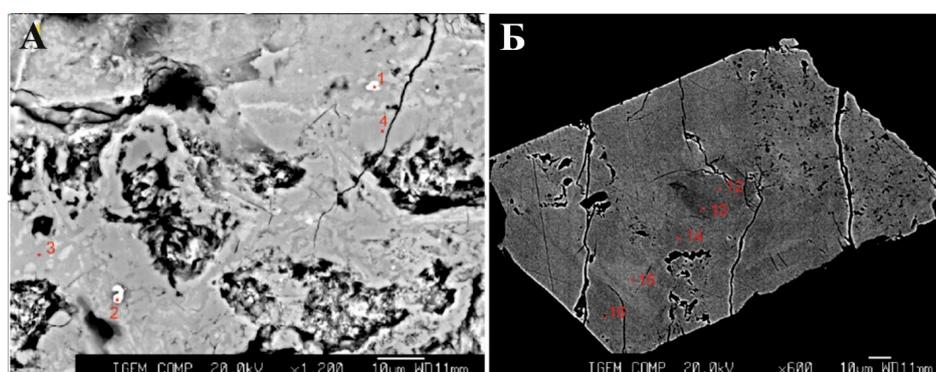


Рис. 4. Золото в арсенопирите: А – в виде микровключений (точки 1, 2); Б – в виде изоморфной примеси (точки 12–16; содержания золота в точках см. в таблице)

Обнаружение пирита и арсенопирита является косвенным признаком оруденения, тогда как обнаружение золота является прямым. Золото содержится в пирите и арсенопирите золотосульфидной формации в виде микровключений и в виде изоморфной примеси. Золото в виде микровключений в редких случаях может фиксироваться в аншлифах, золото в изоморфной примеси таким способом зафиксировать невозможно. Точное установление золота в пирите и арсенопирите, как в виде микровключений, так и в виде изоморфной примеси, возможно только при микрорентгеноспектральных (микронзондовых) исследованиях (рис. 4).

По результатам собственных исследований установлено, что содержания золота в виде изоморфной примеси в точках в пирите составляют от 0 до 284 г/т, в арсенопирите-I – от 0 до 350 г/т. Наблюдается прямая корреляция между содержаниями Au и As: сильная – в пирите ( $R = 0,79$ ) [1], слабая – в арсенопирите ( $R = 0,37$ ). Содержания Au в валовой пробе по данным предшественников (Богданович Ю. И., 2014 г.) в пирите – до 25,7 г/т, в арсенопирите – до 26,2 г/т.

Таблица. Содержания золота в виде изоморфной примеси в арсенопирите (расположение точек анализа на зерне арсенопирита см. на рис. 4)

№ точки	As, мас. %	Fe, мас. %	S, мас. %	Ni, мас. %	Zn, мас. %	Sb, мас. %	Co, мас. %	Cu, мас. %	Ag, мас. %	Total	Au*, мас. %
12	40,96	36,14	23,14	0,00	0,00	0,16	0,05	0,00	0,00	100,44	0,0000
13	40,98	36,33	23,14	0,03	0,00	0,11	0,05	0,02	0,00	100,66	0,0120
14	42,08	35,92	22,31	0,00	0,07	0,06	0,04	0,02	0,00	100,50	0,0110
15	43,15	35,63	21,44	0,02	0,00	0,04	0,05	0,02	0,00	100,33	0,0050
16	42,14	35,52	22,20	0,00	0,06	0,01	0,02	0,00	0,00	99,94	0,0030
D.L. 3σ				0,06	0,10	0,06	0,06	0,09	0,04		0,0045

Примечание. \* Определение Au производилось отдельным анализом, в общей сумме не учитывается.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алфорова В. А., Селиванов П. В., Бондаренко Н. В., Бужинская Е. В., Ковальчук Е. В. Зональность пиритов золоторудного проявления Шилгон // XI Международная научно-практическая конференция «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». – 2022. – С. 4–5.
2. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта СССР. М-6 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Листы Q-52-XI, XII.

**Верховская Я. И., Каштанов И. Е., Серов А. А., Саенко П. И.**

*АО «ИЦ «Буревестник», г. Санкт-Петербург*

### **ОБОГАЩЕНИЕ ВОЛЬФРАМОВЫХ РУД РЕНТГЕНОАБСОРБЦИОННЫМ МЕТОДОМ СЕПАРАЦИИ**

В статье представлены результаты исследования возможности разделения рядовой вольфрамовой руды при предварительном обогащении методом рентгеноабсорбционной сепарации.

Южный Жаур – месторождение вольфрамовой руды в Казахстане. С 2014 г. возобновлены работы по освоению месторождения, подготовлен проект «Освоение вольфрамowych руд месторождения Южный Жаур» [1] и ведется активный поиск инвесторов проекта [2, 3]. Техничко-экономические возможности месторождения, с учетом ожидаемого спроса на вольфрам в 2024 г., говорят о перспективности добычи [4, 5].

Молибден-вольфрамовое месторождение Южный Жаур расположено в Шетском районе Карагандинской области (Казахстан) в 3 км западнее автострады Алматы–Караганда, в 90 км к северо-востоку от железнодорожной станции Агадырь и в 62 км к северо-западу от Акшатауского ГОКа. Открыто в 1944 г. Г. И. Бедровым, разведывалось и изучалось Е. Д. Беляковой, К. Т. Куликовским, К. А. Мухлей, А. Т. Буртубаевым, С. С. Русских, Л. И. Лыковым [6, 7]. Одни из первых работ по испытаниям обогатимости проб первичных вольфрамит-шеелитовых руд месторождения Южный Жаур были выполнены Малиновой Т. В. [8].

Целью исследования являются решение технологической задачи оценки обогатимости вольфрамовой руды месторождения Южный Жаур (Казахстан) методом рентгеноабсорбционной сепарации и расчет технологических показателей сепарации.

Предварительное обогащение позволит отсечь руды с низким содержанием вольфрама, тем самым увеличить среднее содержание вольфрама в руде, поступающей на дальнейшее обогащение. Таким образом, предварительное обогащение позволит сократить период окупаемости инвестиций в месторождение Южный Жаур.

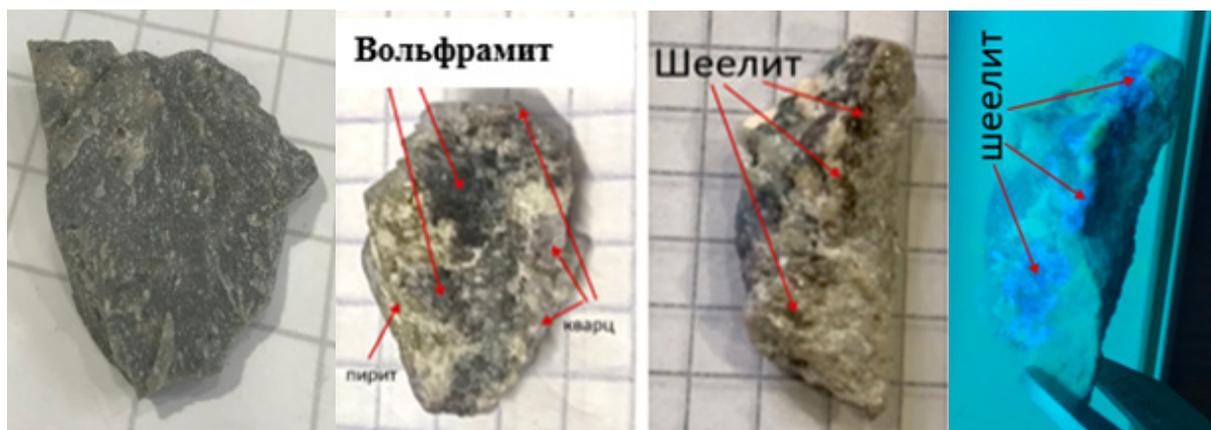
Объектом исследования является рентгеноабсорбционный метод сепарации.

Предметом исследования являются образцы керна вольфрамовой руды из 10 скважин месторождения Южный Жаур.

В петрографическом плане пробы представляют собой граниты, альбитизированные и грейзенизированные граниты, контактово-измененные вмещающие породы с кварцево-полевошпатовыми метасоматитами апикальных частей гранитных массивов, сопровождаемые минералами грейзенового парагенезиса (кварц, слюда, топаз, флюорит, турмалин), с примесями пирита, пирротина, арсенопирита, апатита, барита.

**Результаты и обсуждение.** В Инновационном Центре «Буревестник» на макете рентгенографического сепаратора был проведен рентгеноабсорбционный анализ 1000 случайных образцов представительных керновых проб вольфрамowych руд класса крупности -50+20 мм (по 100 обр. на скважину). Получение и обработка теоретических и экспериментальных данных осуществлялись с помощью пакетов ПО ИЦ Буревестник, ХОР 2.3, X-View, ImageJ\_64.

На этапе рентгенодифракционного анализа образцов проб вольфрамовой руды, выполненного на дифрактометре ДРОН-8 и Колибри, производства ИЦ «Буревестник», с использованием программы Crystallography and diffraction analysis для обработки дифрактограмм, выявлено как



**Рис. 1. Образцы вольфрамовой руды (слева направо: вмещающая порода; вольфрамит; шеелит; люминесценция шеелита)**

высокое, так и низкое содержание шеелита в составе образцов, которые прежде были условно обозначены концентратом. В свою очередь в образцах, предварительно отнесенных к хвостам, значительного содержания вольфрамсодержащих минералов выявлено не было.

При макроскопическом и рентгенодифракционном анализе образцов руды вольфрамит выделен не был. Для того, чтобы проверить, входит ли он в состав аморфной массы руды, составляющей по данным рентгенодифракционного анализа от 13 до 21 %, дополнительно был проведен рентгенофлуоресцентный анализ с пробоподготовкой.

По результатам качественных рентгенофлуоресцентных измерений, выполненных на энергодисперсионном спектрометранализаторе БРА-135 зав. № 1, производства АО ИЦ «Буревестник» с использованием программы КЭДА, вольфрам (W) выявлен во всех образцах вольфрамовой руды, что косвенно подтверждает предположение о нахождении вольфрамсодержащих минералов в аморфной массе.

Выполнение РФА анализа образцов проб позволило выявить химические элементы и минералы, содержащиеся в руде с высокой рентгеноплотностью, которые оказывают значительное влияние при рентгеноабсорбционном анализе: молибден (Mo), сульфиды и окислы ассоциаций – пирит ( $\text{FeS}_2$ ), марказит ( $\text{FeS}_2$ ), галенит ( $\text{PbS}$ ), арсенопирит ( $\text{FeAsS}$ ), борнит ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ), халькозин ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ), сульфосоли ассоциации Pb-Bi, которые преобладают на месторождении и пространственно тяготеют к участкам руд с халькопиритом ( $\text{CuFeS}_2$ ) и пирротинном ( $\text{Fe}_7\text{S}_8$ ), с примесью Co, Ni, Cu, Pt, цинк (Zn), хром (Cr), олово (Sn), тантал ( $\text{Ta}_2\text{O}_5$ ), родий (Rh), марганец (Mn), осмий (Os), входящие в состав полиметаллических руд других металлов, и рассеянные элементы – ванадий (V).

Для оценки возможности предварительного обогащения исследуемой выборки с разделением кусков вольфрамовой руды методом рентгеноабсорбционной сепарации проведен сравнительный анализ шеелита, вольфрамита и пустой породы (скрытокристаллический агрегат зеленовато-серого цвета) (рис. 1). Материалы проб шеелита и вольфрамита отобраны по результатам УФ-анализа (шеелит обладает голубой люминесценцией) и РФА анализа.

Проведен расчет показателя контрастности образцов вольфрамовой руды как отношение интенсивности поглощения полезного продукта ( $I_{\text{пп}}$ ) к интенсивности поглощения вмещающей породы ( $I_{\text{п}}$ ) и пустой каретке ( $I_0$ ), результаты представлены на рисунке 3.

По результатам рентгеноабсорбционной оценки анализа кусков выборки по основным компонентам и неравномерности (контрастности) руды подтверждено: интенсивности рентгенопоглощения шеелита и вольфрамита в вольфрамовой руде сопоставимы и являются высококонтрастными по отношению к вмещающей породе. Далее проведен анализ обогатимости и фракционный анализ по содержанию основного компонента –  $\text{WO}_3$ .

На следующем этапе исследований был проведен анализ в аттестованной лаборатории по методике определения редкоземельных и следовых элементов сплавлением с боратами перед кислотным растворением и последующим ИСП-МС определением. По результатам химического анализа было установлено низкое содержание  $\text{WO}_3$  (менее 0,1 %) в 86 % от общей вы-

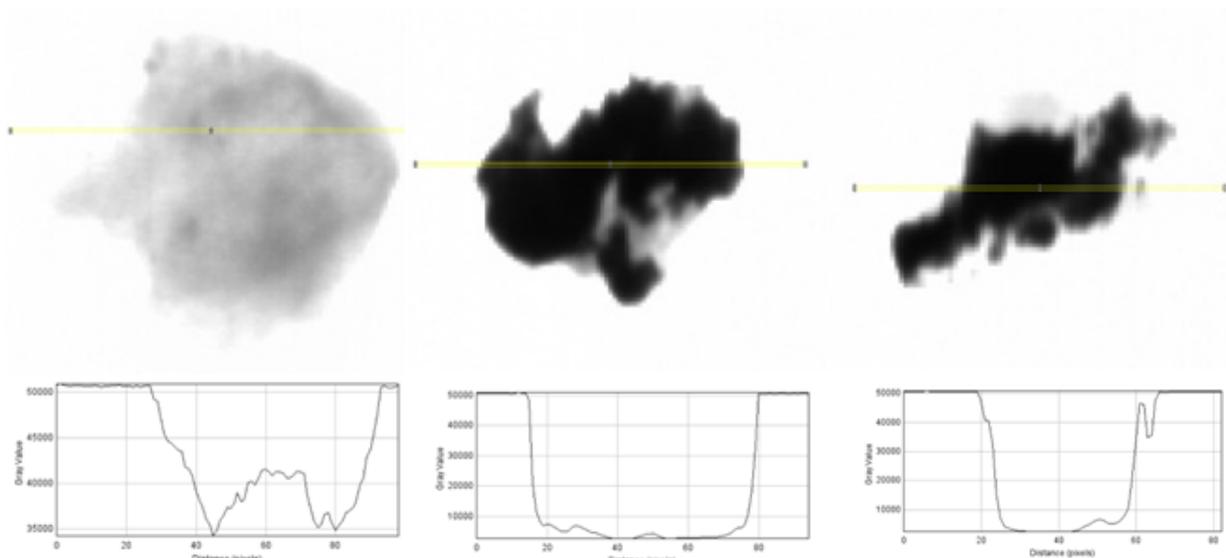


Рис. 2. Результаты РАМ анализа вольфрамовой руды (слева направо: вмещающая порода; вольфрамит; шеелит)

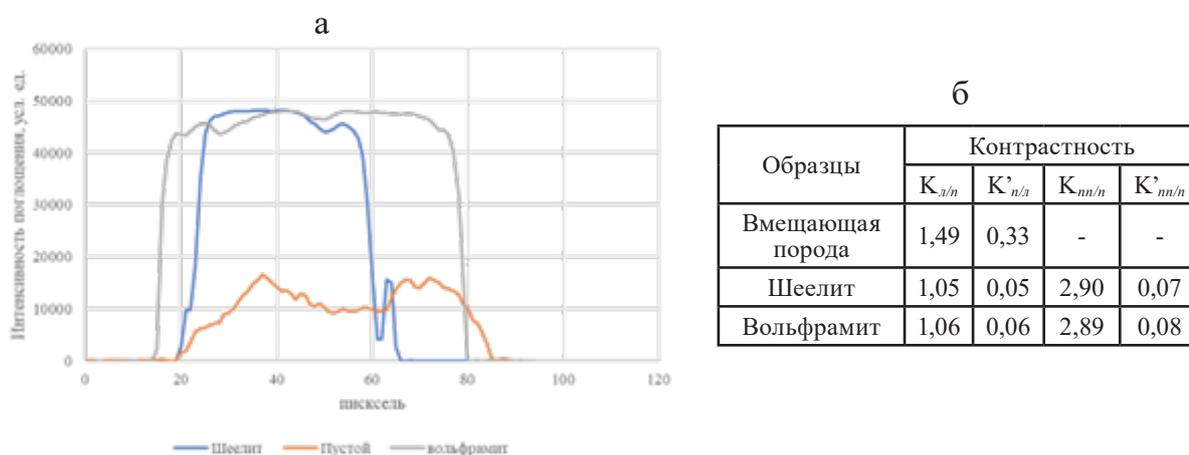


Рис. 3. Рентгеноабсорбционная контрастность вольфрамовой руды (а – сравнительные графики интенсивности ( $I$ ); б – значения контрастности)

борки исследуемой вольфрамовой руды, характеризующее ее как убогую, с 5 % богатых образцов (1–2,5 %  $WO_3$ ), 6 % – рядовых (0,3–1 %  $WO_3$ ), 3 % – бедных (0,15–0,3 %  $WO_3$ ).

**Заключение.** Фракционирование выборки по содержанию  $WO_3$  показало потенциальную возможность получения 85,5 % отвальных хвостов, содержащих 145,3 г/т триоксида вольфрама при потерях с ними 9,7 %  $WO_3$ . При этом концентрат содержит 7960,7 г/т триоксида вольфрама, он обогащен в 6,2 раза по сравнению с исходной выборкой. Выборка особоконтрастна по содержанию  $WO_3$ , значение показателя контрастности составило 1,52.

Установлено, что технологические показатели сепарации вольфрамовой руды достаточны для их обогащения рентгенографическим методом с потенциальной возможностью получения 35,9% отвальных хвостов, содержащих 124,6 г/т  $WO_3$ , с потерями 3,5 % полезного компонента и содержанием в концентрате 1921 г/т триоксида вольфрама.

Результаты исследования показали возможность применения рентгенографического обораудования ИЦ «Буревестник» для отделения 36 % отвальных хвостов и при извлечении вольфрама 96,5 % на месторождении Южный Жаур.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Проект Южный Жаур [Электронный ресурс]. – URL: <https://jp-kz.org/data/proposal/4.%20South%20Zhaur.pdf> (дата обращения 29.01.2024).
2. Освоение вольфрамовых руд месторождения Южный Жаур. [Электронный ресурс]. – URL: <https://invest.gov.kz/ru/doing-business-here/invest-projects/8313/> (дата обращения 29.01.2024).

3. Освоение вольфрамовых руд месторождения Южный Жаур. МАТЕРИАЛЫ МАЙНЕКС КАЗАХСТАН 2023. [Электронный ресурс]. – URL: <https://2023.minexkazakhstan.com/ru/2023/01/09/osvoenie-volframovyh-rud-mestorozhdeniya-yuzhnyj-zhaur/> (дата обращения 29.01.2024).
4. Зеленый В. А., Потеряев П. Ф. Поиски вольфрамит-шеелитовых россыпей в районе месторождений Южный Жаур // ПГО «Центрказгеология». Карагандинская геологоразведочная экспедиция. ИН отчета 125342. Инв. 41746.
5. Боцмановский Н. Ф., Потеряев П. Ф. и др. Техничко-экономические соображения о возможной значимости вольфрам-молибденового месторождения Южный Жаур // ЦКПГО Геолого-геохимическая экспедиция. ИН отчета 125598.
6. Поисково-оценочные работы на молибден-вольфрамовом месторождении Южный Жаур с подсчетом запасов и поисковым работам в пределах Южно-Жаурского рудного поля за 1987-1991 гг. Лист М-43-XXXII. Джебказганская обл. // ЕДИНЫЙ ФОНД ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О НЕДРАХ. [Электронный ресурс]. – URL: <https://efgi.ru/object/375819>.
7. Исаева Л. Д., Кембаев М. К. Редкоземельные элементы в шеелитах верхнее Кайрактинского месторождения (Ц. Казахстан) // «Проблемы и перспективы развития геологического кластера : Образование – Наука – Производство» труды Межд. конф. посвященной 80-летию со дня рождения Каратая Турысова. – Алматы : КазНТУ им. К. И. Сатпаева, 2014. – С. 224–227.
8. Малинова Т. В. Испытание обогатимости двух проб первичных вольфрамит-мелитовых руд месторождения Южный Жаур. Отчет по теме № 573 за 1989–1990 годы // ЦКПГО Центральная лаборатория. ИН отчета 123849.

**Владимирцева О. В.**

*ФГБУН ИГЕМ РАН, г. Москва*

### **ЭВОЛЮЦИЯ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТА В ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЯХ – ОПЫТ АНАЛИЗА НА ПРИМЕРЕ ТРЕТИЧНОГО ВРЕМЕНИ**

Третичное время – устоявшийся термин, отвечающий кайнозойской эре за исключением четвертичного периода. Термин был предложен итальянским геологом Джованни Ардуино в XVIII веке, который исследовал геологическое строение Альп и отделил палеоген-неогеновые отложения от более древних палеозойских и мезозойских, названных им соответственно первичными и вторичными. Несмотря на то, что подобное деление геологических эпох уже давно неактуально, иностранные коллеги активно используют термин «третичные отложения» (англ. *tertiary*) для характеристики палеоген-неогеновых терригенных толщ в связи с их потенциальной рудоносностью. Отечественные ученые значительно сократили использование понятия «третичные отложения» на рубеже 1960–1970-х гг., возможно, поэтому «*tertiary deposits*», с которыми ассоциируют многочисленные крупные россыпные месторождения золота в мире, у нас в России выделены фактически не были.

Базируясь на современных представлениях о главных типах структур земной коры, среди рядов россыпных формаций Н. Г. Патык-Кара [4] выделяет орогенный, с определенными различиями в наборе россыпных формаций для возрожденных гор, древних покровно-складчатых поясов и молодых (мезо-кайнозойских) орогенных поясов. На рассмотрении различий перечисленных типов орогенных россыпных формаций применительно к золотым россыпям и палеороссыпям третичного времени мы и остановимся.

Промышленные месторождения золота в третичных терригенных отложениях в мире как правило ассоциируют с горными областями. В мировой литературе существует устоявшийся термин «орогенное» золото, главным образом в его составе рассматривается золото, пространственно и генетически связанное с орогенными гранитами [9]. Характер золотого оруденения разных срезов орогенов в целом увязывается со степенью переработки исходного субстрата складчатой области до зрелой континентальной коры и выплавления из нее кислых и средних магм (от анатексиса на больших глубинах до эпитептермального оруденения, связанно-

го со штоками гранитоидов). Гранитные пояса в молодых складчатых областях часто маркируют основное горное поднятие, в древних могут быть существенно денудированными и слагать мелкосопочники или равнины. Вместе с тем орогенез предполагает и наличие структурно сопряженных с поднятиями отрицательных форм земной поверхности. Неизбежный коллапс орогенов сопровождается развитием межгорных трогов с накоплением в них грубообломочных отложений (ситуация, перспективная для накопления россыпного золота). Также золото сносятся с орогена в ближайшие осадочные бассейны, связанные с ним динамически (форландовые бассейны, наложенные впадины). Для этого золота в определенном смысле также можно использовать определение «орогенное», так как его миграция в гидро- и литосферах и осаждение определяются морфологией ловушек, сформированных при развитии тектонических структур орогена.

Закономерности в формировании россыпной золотоносности применительно к развитию орогенов рассмотрены в многих работах [4, 7, 8, 10, 11]. В частности, были отмечены [11] следующие особенности процессов в системе ороген – палеороссыпи – россыпи. Богатство коренных рудных источников золота в орогене не влияет на объемы россыпной золотоносности [11]. Кайнозойские россыпи сформированы за счет постепенной эрозии больших объемов исходных пород с низкими средними содержаниями золота. Главную роль играют степень выветривания субстрата, эффективность концентрационных процессов, объемы, вовлеченные в размыв. Скорость воздымания и размыва являются скорее негативным фактором для россыпеобразования, так как золото при быстром разрушении коренных пород может не высвободиться из обломков (от 50 до 90 % исходного золото не улавливается россыпями и уходит дальше [11]). Наиболее перспективны для обнаружения золотоносности бассейны с широкой системой питающего речного бассейна, область которого характеризуется устойчивыми медленными поднятиями.

В работе [8], рассматривающей механизмы транспорта и концентрации россыпного золота, отмечается, что важными факторами формирования россыпных концентраций на границе ороген–предгорный прогиб являются возобновляющийся рециклинг рассеянного золота в условиях продолжающихся поднятий фронта горной системы или переработки отложений в прибрежных морских обстановках, устойчивость размещения основных речных систем во времени. Прекращаться золотонакопление в форландовом бассейне может в результате смещения главного водораздела вплотную к границе горной области и резкого изменения направления речной сети внутри орогена. В подобной ситуации россыпи вне орогена могут образовываться в основном за счет перемыва имеющихся промежуточных коллекторов.

В работе Д. Кроу [7] было отмечено, что россыпеобразование крупнейших россыпных провинций (Отаго, Калифорния, Клондайк) существенно запаздывает во времени относительно этапов формирования орогенного золота (от 20 до 70 млн лет). Делаются выводы, что орогенный режим вообще не формирует крупных россыпей в форландовых бассейнах, сопряженных со складчатыми областями с орогенным золотом, сформированными коллизийными (конвергентными) событиями. Крупные россыпные узлы в крупнейших россыпных провинциях образуются в обстановках с менее активной эрозией, чем в орогенных поясах, где формируется рудное золото – требуются условия умеренных поднятий и окислительного выветривания для высвобождения золота из вмещающих пород [7].

Не отрицая верности вышеизложенных выводов для объектов, на основе изучения которых они сформулированы, отметим, что большинство рассмотренных примеров основаны только на весьма крупных золоторудно-россыпных провинциях объектов Новой Зеландии и Северо-Американских Кордильер. Помимо того, что они относятся к складчатому обрамлению Тихоокеанского кольца, их объединяет и то, что продуктивность этих провинций напрямую связана с третичными терригенными отложениями. Рассмотрим подобные объекты в Евразии, где, во-первых, имеются примеры мезозойских фаз складчатостей, более древних, чем ларамийская, а также примеры россыпной золотоносности, связанной с развитием более молодых (альпийских) и более древних (герцинских) орогенов.

Анализ материалов по золотоносности третичных отложений Евразии показывает, что альпийские орогены (Альпы) при слабом развитии коренной золотоносности (кварцево-жильная минерализация типа объекта Бруссон) уже способны аккумулировать обломочное золото в смежных предгорных (Северо-Альпийский прогиб) и межгорных (Паданская впадина) тре-

тичных впадинах. За счет перемива этих отложений современными реками формировалась аллювиальная золотоносность (эти россыпи имели экономическое значение в прошлом). Ремобилизация в альпийское время герцинского субстрата Иберийского полуострова сопровождалась формированием орогенов (Пиринеи, Кантабрийские горы и др.) и также оказалась способна формировать региональную объемную золотоносность в отложениях третичных бассейнов (бассейны Эбро, Дуэро, Тежу, Гвадалквивир). Наиболее высокий и самый молодой альпийский ороген Евразии (Гималаи) хотя и формирует местами современную россыпную золотоносность, но содержащее палеороссыпное золото третичные литифицированные конгломераты формации Сивалик [6], сформировавшиеся в миоценовом форландовом бассейне Гималаев, редко формируют современные россыпи. По всей видимости, слабая россыпная золотоносность Гималайского орогена связана с его молодым возрастом, преобладанием компрессионного режима и скоростью подъема.

Мезозойские складчатые области России, несмотря на сходство литологических и магматических особенностей субстрата орогенов, обнаруживают принципиально различные соотношения россыпной и палеороссыпной золотоносности. Раннемеловая Верхояно-Колымская складчатая область (ВКСО) и позднемеловая складчатая область Нижнего Приамурья в определенном смысле обнаруживают тектонические аналогии с провинциями, формирующими объекты типа калифорнийских и новозеландских россыпей Тихоокеанского кольца. ВКСО – наиболее богатый и масштабный в России золоторудный и золотороссыпной регион, но имеющий только локальную промышленную и россыпеобразующую третичную золотоносность. Приамурье же характеризуется регионально развитой третичной золотоносностью [1, 5] при не столь частой встречаемости крупных золоторудных объектов. Особенностью Приамурья можно считать мезозойскую тектоно-магматическую активизацию обрамляющих блоков докембрийской консолидации (Алданский щит и Китайская платформа).

ВКСО можно рассматривать как своеобразный аналог – северо-западное продолжение поясов североамериканской и ларамийской складчатостей Северо-Американских Кордильер, также характеризующихся во внутренних частях наличием юрско-меловых гранитных массивов. По сути, это единая область мезозойской складчатости, расположенная по тихоокеанской периферии единого континента Сибирь-Арктида-Лаврентия относительно Тихого Океана и отделенная от него в современной структуре участками присдвиговой пасаденской складчатости. Данный пояс формирует и калифорнийский тип, и Клондайк, и включает в себя ВКСО, где массовая третичная палеороссыпная золотоносность пока еще не выявлена (при наличии богатых современных россыпей).

Литературные данные о третичной золотоносности внутренних впадин ВКСО до настоящего времени отрывочны. Севернее ВКСО расположен наложенный на складчатую область кайнозойский осадочный бассейн моря Лаптевых и Колымской низменности, достигающий глубин от первых до 12 км. Для южной границы наложенного бассейна с ВКСО палеороссыпи золота отмечаются только на флангах (Кулар и объекты притоков Чаунской губы). Между ними пока известны лишь прибрежные оловоносные россыпи [4]. Возможно, данный феномен связан с принципиально другим направлением речной сети и расположением водоразделов для ВКСО в третичное время.

В целом от молодых к древним орогенам увеличивается степень вскрытия «гранитно-метаморфических ядер» орогенов. Для альпид характерно вскрытие более древних гранитов доальпийского фундамента. Для мезозойских – вскрытие апикальных частей массивов орогенных синкинематических гранитоидов, формирующих «орогенное» золото в своей раме. Для герцинских и каледонских складчатых областей палеорогенов характерно вскрытие мигматитово-гнейсовых комплексов и крупных поясов батолитов. В целом согласно этой линейке меняется и магнитуда рудной золотоносности орогенов. Альпиды – надрудный срез (эпитермальные объекты), мезозойские – рудный срез (много месторождений и среди них суперкрупные), герциниды и каледонины – подрудный срез (отдельные месторождения среднего размера). Данная классификация условна, и есть исключения, тем не менее она отражает общий тренд и влияет на высвобождение детритного золота.

Форландовые бассейны могут улавливать детритное золото не только от орогена, обусловившего их формирование, но и от ближайших размывающихся платформенных поднятий с

источниками рудного и палеороссыпного генезиса. Сильное значение имеют локальные тектонические особенности каждой складчатой области.

Таким образом, исходя из сравнительного анализа и личных наблюдений [2], можно сделать вывод, что необходимо продолжать планомерное исследование терригенных третичных толщ в пределах России. Во-первых, Верхояно-Колымская складчатая область является весьма близкой по тектоническому строению к другим мезозойским структурам обрамления Тихоокеанской складчатой области, содержащим значительное количество богатейших золоторудно-россыпных узлов. Таким образом, выявление новых промышленно значимых узлов палеороссыпей все же является потенциально вероятным. Современные россыпи этих узлов (североамериканские и австралийские), конечно, подпитываются в том числе и рудными скоплениями золота, но основной источник питания этих провинций – третичные впадины, которые аккумулировали в себе обломочное золото на протяжении всего палеоген-неогенового времени. Верхояно-Колымская складчатая область, являющаяся одной из богатейших золотых провинций России, по мнению многих исследователей [3], еще не до конца раскрыла свой потенциал, особенно в северных ее частях, где весьма широко распространены третичные впадины различного генезиса, потенциально способные концентрировать обломочное золото и питать современные аллювиальные россыпи. При исследованиях Арктической зоны РФ, особенности при прогнозировании и поисках новых месторождений в ее пределах, безусловно следует рассматривать и палеоген-неогеновые отложения как содержащие палеороссыпи и продуцирующие современные россыпи. При составлении прогнозно-поисковых моделей следует руководствоваться палеогеографическим, тектоническим, минерагеническим анализом развития территорий для выявления путей миграций золота из орогенов и выяснения причин его слабого развития в литологически подходящих для накопления коллекторах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ван-Ван-Е А. П. Перспективы освоения древних погребенных россыпей золота Дальнего Востока // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). – 2012. – № 2. – С. 331–336.
2. Владимирцева О. В., Коноплев В. А., Березнев М. В. Состав и золотоносность неогеновых отложений среднего течения р. Селеннях (Момский, Абыйский районы, Республика Саха (Якутия)) // Руды и металлы. – 2023. – № 1. – С. 17–24. – DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10002.
3. Некрасов А. И. Геология и благороднометалльная минерагения Верхояно-Колымской складчатой области : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения» : дис. на соискание степ. д-ра геол.-минерал. наук / Некрасов Алексей Иванович. – М., 2017. – 347 с.
4. Патык-Кара Н. Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. – М. : ИГЕМ РАН, 2008. – 528 с.
5. Степанов В. А. Золотороссыпные центры Приамурья // Региональная геология и металлогения. – 2022. – № 92. – С. 77–84.
6. Bashab N. Mahanta [et al.]. Quest for Himalayan Gold: Need for reappraisal of Subansiri River prospect // Indian Journal of Geosciences. – 2018. – V. 72, № 1. – P. 87–94.
7. Craw D. Delayed accumulation of placers during exhumation of orogenic gold in southern New Zealand // Ore Geology Reviews. – 2010. – № 37. – P. 224–235. – DOI: 10.1016/j.oregeorev.2010.03.006
8. Craw D. [et al.]. Transport and concentration of detrital gold in foreland basins // Ore Geology Reviews. – 2006. – № 28. – P. 417–430.
9. Goldfarb R. J. [et al.]. Orogenic gold and geological time: a global syntesis // Ore Geology Reviews. – 2001. – № 18. – P. 1–75.
10. Leckie D. A., Craw D. Westerly derived Early Cretaceous gold paleoplacers in the Western Canada foreland basin, southwestern Alberta: tectonic and economic implications // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1995. – № 32. – P. 1079–1092.
11. Loen J. S. Mass balance constraints on gold placers: possible solutions to «source area problems» // Economic geology. – 1992. – V. 87. – P. 1624–1634.

## РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ШЛИХОВЫХ ПРОБ И ЗОЛОТА ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ И АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛЕНГУЙСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)

Аленгуйская площадь (рис. 1) расположена вблизи с. Вершино-Шахтаминский Шелопугинского района Забайкальского края. В геологическом плане – в пределах одноименного рудного узла, который занимает центральную часть Шахтаминского рудно-россыпного района.

Узел приурочен к Аленгуйскому гранитоидному массиву, прорывающему гранитоиды раннепермского Удинского комплекса и юрские отложения (рис. 2). Массив имеет сложное строение: центральная часть сложена гранитами, периферия – граносиенитами и кварцевыми монцодиоритами [1]. В центральной части массива выделены малые тела (штоки и дайки) гранит- и диорит-порфиров нерчинскозаводского комплекса. С этими интрузиями связано формирование зон березитизации, аргиллизации и пропилитизации вмещающих пород, часть которых сопровождается молибденовым, полиметаллическим и золотым оруденением. К этой же зоне приурочены головки россыпей [3], источниками питания которых являются минерализованные зоны дробления и прожилково-жильные зоны, а также оруденелые дайки порфировых пород [2].

В ходе работы был проведен сокращенный полуколичественный минералогический анализ шлиховых проб, предоставленных Д. А. Шумилиным. Пробы отобраны из отложений разных видов: аллювиальных и делювиальных.

Минералогический состав шлихов представлен в основном пиритом, металлическим гематитом, магнетитом, оксидами железа, эпидотом, сфеном и цирконом. Реже встречаются амфиболы, минералы группы диоксида титана (анатаз, рутил, брукит), апатит, турмалин, ильменит, пирротин, халькопирит, арсенопирит. В виде единичных зерен встречены сульфосоли, гранаты, сфалерит, галенит, шпинель.

Морфологическая характеристика минералов шлихов приведена в таблице.

По полученным результатам выявились различия в минералогическом составе шлихов. В шлихах из аллювия отмечено более высокое, чем в пробах из делювия, содержание ильменита, пирита, турмалина и пирротина. Присутствуют в низких количествах гранаты, сфалерит и галенит, которые не встречены в пробах второй группы. Все минералы в той или иной степени окатаны, за исключением арсенопирита.

В шлихах из делювиальных отложений отмечены шпинель и халькопирит, отсутствующие в пробах из аллювия. В пробах этой группы чаще встречен пирит кубической формы, в шлихах из аллювия преобладает его пентагондодекаэдрическая форма.

Самородное золото, выделенное при минералогическом анализе шлихов, изучалось также



Рис. 1. Положение Аленгуйской площади

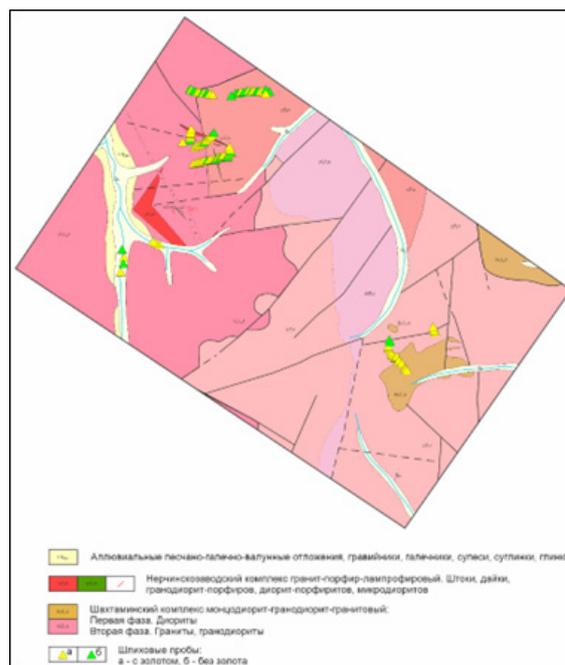


Рис. 2. Схема геологического строения Аленгуйской площади

**Таблица. Морфологическая характеристика основных минералов тяжелой фракции**

Минерал	Шлихи из аллювиальных отложений	Шлихи из делювиальных отложений
Ильменит	Средне- и сильноокатанные кристаллы толстотаблитчатого облика, зерна неправильной формы	Слабо- и среднеокатанные кристаллы толстотаблитчатого облика
Оксиды железа	Средне- и сильноокатанные массивные и землистые агрегаты	Слабо- и среднеокатанные, пористые или массивные, кавернозные агрегаты
Гематит	Слабоокатанные дитригональные, таблитчатые кристаллы с металлическим блеском	Слабоокатанные и неокатанные дитригональные, пластинчатые, таблитчатые кристаллы с металлическим блеском
Эпидот	Обломки слабоокатанных призматических кристаллов, среднеокатанные зерна неправильной формы	Обломки слабоокатанных призматических кристаллов и их двойники
Пирит	Пентагондодекаэдрические, реже кубические кристаллы и их двойники	Кубические, реже пентагондодекаэдрические кристаллы и их двойники, в окисленной форме представлен только кубическими кристаллами
Арсенопирит	Слабоокатанные призматические, игольчатые кристаллы	Слабоокатанные призматические и столбчатые кристаллы
Апатит	Слабо- и среднеокатанные призматические и столбчатые кристаллы	Неокатанные призматические, игольчатые, редко псевдопирамидальные кристаллы и их двойники
Минералы группы диоксида титана (анатаз, рутил, брукит)	–	Неокатанные дипирамидальные, игольчатые, уплощенные кристаллы с алмазным блеском
Турмалин	Слабоокатанные игольчатые кристаллы	Неокатанные игольчатые кристаллы
Циркон	Слабоокатанные и неокатанные короткостолбчатые кристаллы, редко – сильноокатанные изометричные зерна	Слабоокатанные и неокатанные короткостолбчатые и призматические кристаллы
Сфен	Слабоокатанные и неокатанные, конвертообразные, удлиненные кристаллы и зерна неправильной формы	Слабоокатанные и неокатанные конвертообразные, удлиненные, ромбовидные кристаллы и зерна неправильной формы
Сфалерит	Угловатые и изометричные неокатанные обломки	–
Сульфосоли	Неокатанные игольчатые кристаллы с металлическим или алмазным блеском	
Амфибол	–	Неокатанные игольчатые, призматические кристаллы и их двойники

под биноклем – определялись размеры золотинок, их первичная морфология, характер поверхности и возможные преобразования форм. В результате исследований золото контрастно разделяется на две группы (рис. 3).

*Первая группа* золота (из аллювиальных отложений) представлена видимыми частицами рыже-желтых цветов, размером до 0,5 мм по длинной оси, объемными и средней уплощенности правильными кристаллами, кристаллическими сростками и смешанными разностями (см. рис. 3, А). В результате перемещения в условиях россыпей золотинок обмялись, окатались, приобретая в основном полуокатанный облик. При этом на частично истертой, выровненной поверхности с бугорчатым и ямчатым рельефом сохранились редкие отпечатки минералов и углубления, где заметны скопления светло-бежевого цвета железисто-глинистых агрегатов с кварцем.

Золото *второй группы* (из делювиальных отложений) отличается от описанного выше «рудным» обликом, размерами, формой выделения и т. д. Золотинок мелкие (-0,25 мм) и тонкие, яркие зеленовато-желтые, разнообразной морфологии с преобладанием удлиненных разностей

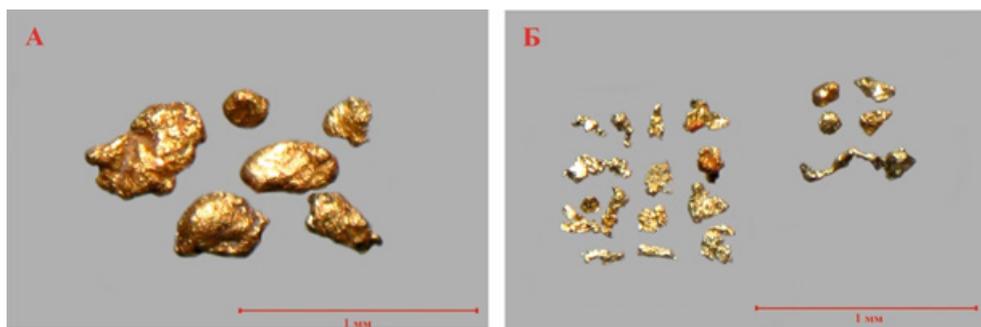


Рис. 3. Полуокатанное рыже-желтое золото из проб, отобранных из аллювиальных отложений, правильных и смешанных форм размером  $-0,5+0,1$  мм с выровненной поверхностью, со скоплениями глинистых агрегатов (А) и зеленовато-желтое рудное золото из делювиальных отложений (класс крупности  $-0,1$  мм) разной морфологии с преобладанием разностей неправильной и смешанной форм с тонкоямчатой поверхностью и редкими включениями ожелезненного кварца (Б)

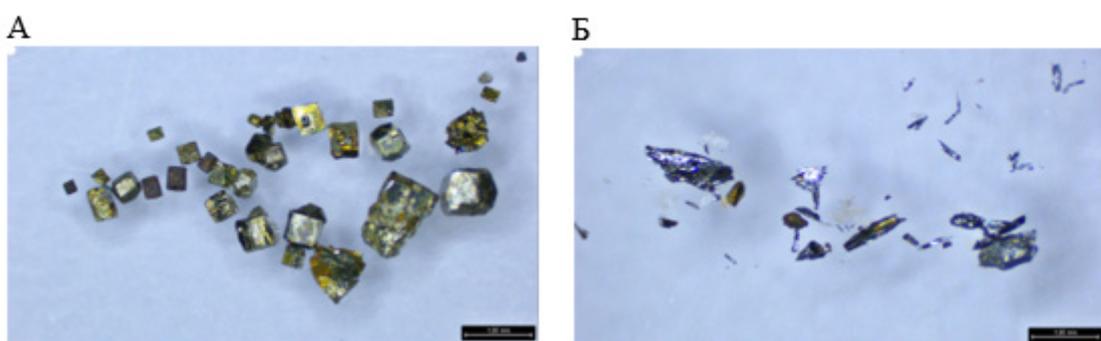


Рис. 4. Минералы из проб, отобранных из аллювия: пирит (А), сульфосоли (Б)

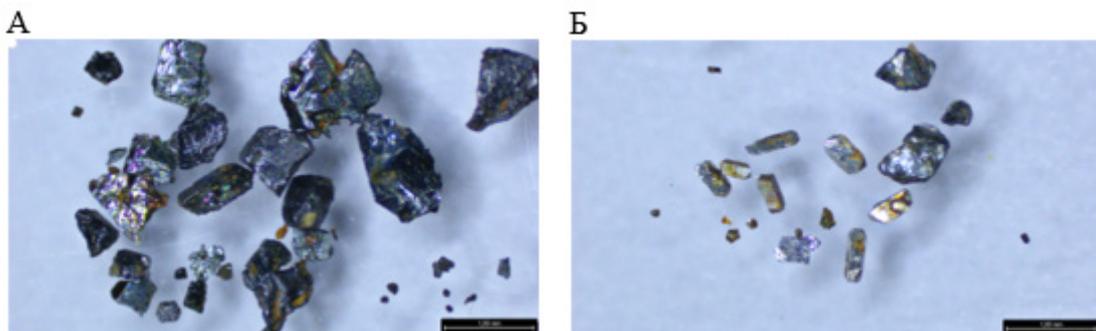


Рис. 5. Минералы из проб, отобранных из делювия: гематит (А); арсенопирит (Б)

смешанных и неправильных форм и включениями лимонитизированного кварца (см. рис. 3, Б). Для этих частиц характерна пластинчатость, присутствие многочисленных микронаростов на выступах, мелкоямчатая и тонкоячеистая поверхность с локально развитыми пленками, образованными в зонах окисления от темно-коричневых до красновато-бурых гидроксидов железа и/или окисленных сульфидов (?).

Анализ минералогического состава тяжелой фракции шлиха и наличия в нем самородного золота показал:

- для шлихов, отобранных из делювиальных отложений, к этим минералам добавляются пирит (рис. 4, А) и минералы группы диоксида титана;
- для всех типов шлихов с самородным золотом характерно повышенное содержание ильменита, оксидов железа и металлического гематита (рис. 5, А);
- слабоотрицательной корреляцией с рудным золотом обладает эпидот, наличие которого, вероятно, связано с появлением в составе делювия обломков пропицитов;
- самородное золото в шлихах не коррелирует с арсенопиритом (см. рис. 5, Б), апатитом, турмалином, цирконом, сфеном, амфиболом и сульфосолями (см. рис. 4, Б).

В целом сопоставление золотосодержащих шлихов Аленгуйской площади показывает закономерные изменения минерального состава для рыхлых, в разной степени дифференцированных отложений.

Делювиальные отложения, непосредственно связанные с рудной зоной, содержат неокатанное мелкое и тонкое золото, появление в шлихе которого коррелирует с появлением минералов, связанных с рудным процессом: ильменитом, оксидами железа, гематитом, пиритом. Отрицательная корреляция самородного золота с эпидотом и отсутствие корреляционных зависимостей с рядом минералов (арсенопиритом, сульфосолями, турмалином), вероятно, связана с образованием этих минералов в стадии рудного процесса, несвязанного с образованием золота (пропилитами, турмалиновыми метасоматитами, полиметаллическим оруденением).

В аллювиальных отложениях происходит частичная дифференциация вещества, накопление более крупного золота, окисление связанного с ним пирита, при этом корреляционные связи с ильменитом, оксидами железа, гематитом сохраняются. Это связано с незначительным переносом вещества, что косвенно подтверждается слабой окатанностью золота и минералов тяжелой фракции шлиха.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Корчагина Д. А. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы рудного золота и полиметаллов в Забайкальском крае : специальность 1.6.10 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-минерал. наук / Дарья Александровна Корчагина. – М.: ЦНИГРИ, 2021. – 196 с.
2. Корчагина Д. А., Агибалов О. А. Опыт прогнозирования перспективных на золотое оруденение площадей на основе проведения комплексного анализа рудной и россыпной золотоносности (Забайкальский край) // Отечественная геология. – 2020. – № 1. – С. 29–51.
3. Позднякова Н. Н. Использование типоморфных признаков россыпного золота при прогнозировании и поисках рудных месторождений (на примере россыпей Шахтаминского района Забайкалья и россыпи р. Чай-Юрья Магаданской области) : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-минерал. наук / Наталья Николаевна Позднякова. – М. : ЦНИГРИ, 2015. – 24 с.

**Гудимова А. И.<sup>1,2</sup>, Зырянова Л. В.<sup>1,2</sup>, Агашева Е. В.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУН «ИГМ СО РАН», г. Новосибирск

<sup>2</sup> НГУ, г. Новосибирск

#### **МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЛОМОНОСОВСКАЯ**

Гранат является одним из основных и наиболее информативных минералов-индикаторов кимберлита, поскольку интерпретация его химического состава по концентрациям главных элементов позволяет получать информацию о типах мантийных пород, их соотношении и положении в разрезе литосферной мантии, а по концентрациям редких и редкоземельных элементов – выделять основные типы, этапы и последовательность мантийного метасоматоза литосферной мантии до начала кимберлитового магматизма. В настоящей работе приводятся данные по концентрациям главных (392 зерна) и редких элементов (113 зерен) в гранатах, отобранных из концентрата минералов тяжелой фракции среднеалмазоносной (0,44 кар/т, [1]) трубки Ломоносовская Золотицкого поля Архангельской алмазоносной провинции. Целью работы является выявление основных типов метасоматических преобразований литосферной мантии в районе трубки.

С помощью диаграмм [5, 9] на основании концентраций CaO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> были выделены мантийные парагенезисы гранатов, отражающие состав подстилающей литосферной мантии. На момент кимберлитового магматизма литосферная мантия в районе трубки Ломоносовская

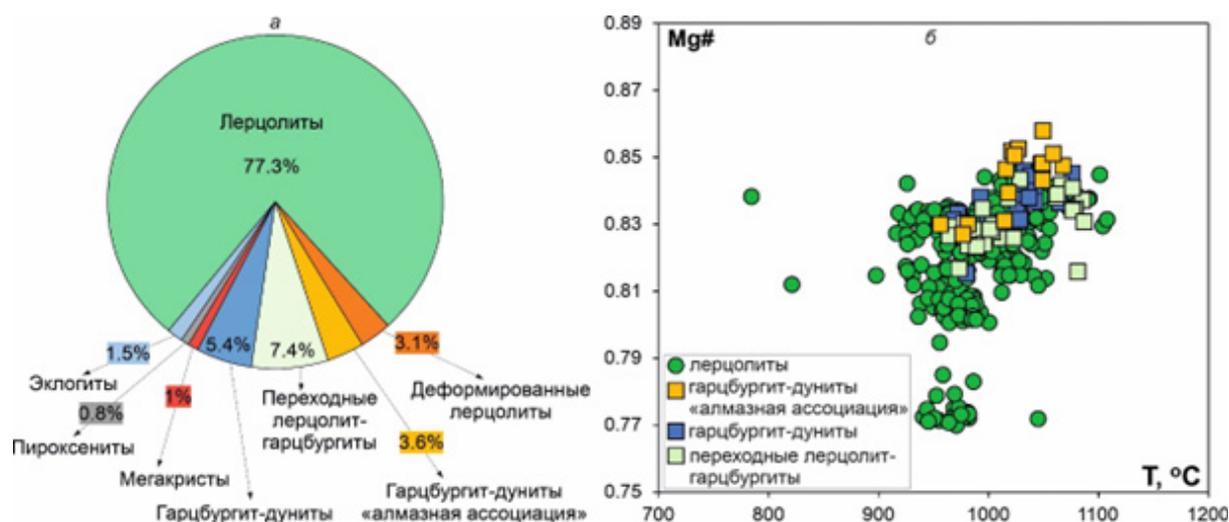


Рис. 1. *a* – распределение парагенезисов гранатов (%), выделенных по [5, 9], *б* – распределение  $Mg\#/T^o$  в гранатах перидотитовой ассоциации из кимберлитовой трубки Ломоносовская

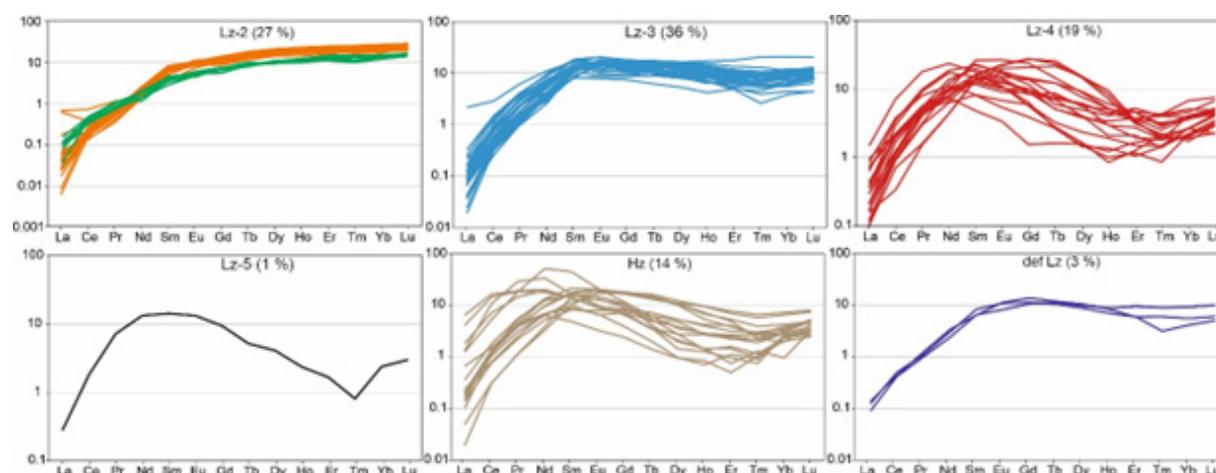


Рис. 2. Распределение РЗЭ в шести группах гранатов перидотитовой ассоциации из кимберлитовой трубки Ломоносовская

была сложена преимущественно лерцолитами (до 80 %) при подчиненном количестве гарцбургит-дунитов (до 18 %), из которых 3,6 % могут быть отнесены к потенциально алмазоносным (рис. 1, *a*). Гранаты ассоциаций мегакристов и деформированных лерцолитов, образующиеся в результате взаимодействия высокотемпературных силикатных расплавов с породами литосферной мантии, составляют 1 и 3 % соответственно. С помощью термометра [3] были получены оценки температур для гранатов перидотитовой ассоциации. Между значениями магнезиальности ( $Mg\#$ ) и расчетными значениями параметра  $T$  наблюдается положительная корреляция (см. рис. 1, *б*), которая указывает на более деплетированный состав пород нижней части литосферной мантии. Проецирование расчетных значений температур на усредненную геотерму  $37 \text{ мВт/м}^2$  [6, 8] позволяет реконструировать строение литосферной мантии в районе трубки Ломоносовская. Ее нижняя граница предполагается на глубине  $\sim 180 \text{ км}$ , а мощность «алмазного окна» составляет  $60 \text{ км}$ .

Методом LA-ICP-MS были проанализированы 113 зерен гранатов перидотитовой ассоциации, и на основании полученных концентраций редких элементов и характера спектра распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных к хондриту [7], были выделены шесть геохимических групп гранатов перидотитовой ассоциации.

Группа *Lz-2* объединяет низко-, среднехромистые гранаты лерцолитового парагенезиса с плоским спектром распределения от средних (С) к тяжелым (Т) РЗЭ. Внутри этой группы выделены две подгруппы: 1) *Lz-2\_1* с содержанием СРЗЭ на уровне 5–7 хондритовых единиц (рис. 2), низкими концентрациями Zr (22–25 ppm) и Y (15–18 ppm), и параметром  $T$  в интервале от 993

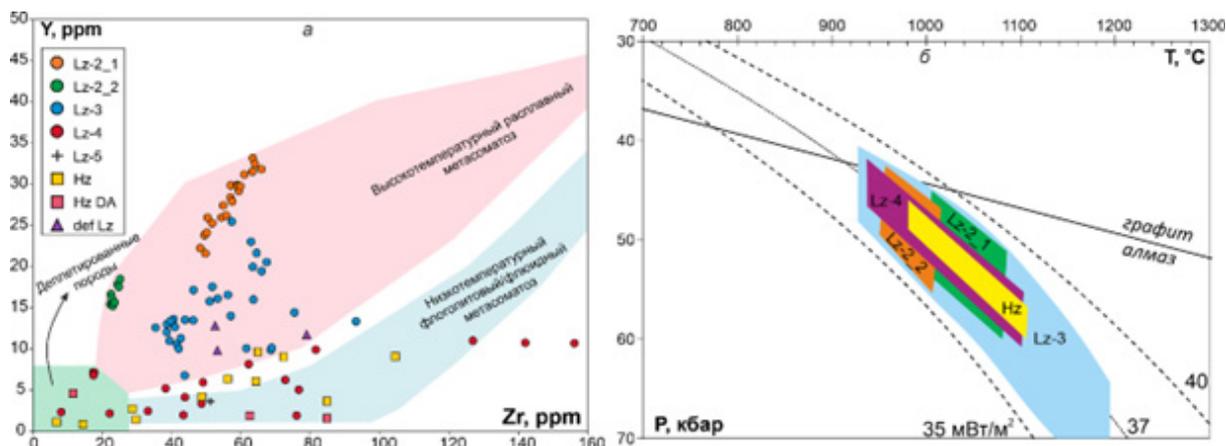


Рис. 3. а – положение точек составов гранатов на диаграмме [4], б – положение точек расчетных значений  $T$  по [3] геохимических групп гранатов на геотерме 37 МВт/м<sup>2</sup> [6]

до 1052 °С; 2) Lz-2\_2 с обогащением в области СРЗЭ от 8 до 13 хондритовых единиц, более высокими концентрациями Zr (48–66 ppm) и Y (21–33 ppm), но с меньшими значениями  $T$  от 946 до 987 °С (рис. 3, б). На диаграмме Zr/Y [4] абсолютно все гранаты группы Lz-2 соответствуют тренду высокотемпературного расплавленного мантийного метасоматоза (см. рис. 3, а). Гранаты такого состава ассоциируют в породах с клинопироксеном и являются самым распространенным типом гранатов в ксенолитах лерцолитов из кимберлитов мира. Их формирование могло происходить в результате метасоматического воздействия на породы литосферной мантии силикатных расплавов, которые губительно влияют на сохранность алмазов. Гранаты группы Lz-2 составляют 27 % от общего количества гранатов из трубки Ломоносовская.

Группа Lz-3 объединяет средне-, высокохромистые гранаты лерцолитового парагенезиса с «горбатым» спектром распределения РЗЭ (см. рис. 2). По концентрациям Zr (35–93 ppm) и Y (7–25 ppm) 97 % гранатов данной группы соответствуют тренду высокотемпературного расплавленного мантийного метасоматоза (см. рис. 3, а). Значения параметра  $T$  в гранатах варьируют в широких пределах – от 916 до 1186 °С (см. рис. 3, б). Количество гранатов группы Lz-3 составляет 36 %. Образование таких гранатов связано с началом доминирования в литосферной мантии высокотемпературного силикатного расплавленного типа мантийного метасоматоза. Данный тип гранатов может встречаться в виде включений в алмазах.

Группа Lz-4 представлена высокохромистыми гранатами лерцолитового парагенезиса с синусоидальным спектром распределения РЗЭ (см. рис. 2), составляющими 19 % от общей выборки. Для гранатов данной группы характерны низкие концентрации Y (2–11 ppm) при варьирующих концентрациях Zr (8–156 ppm). В распределении Zr/Y составы гранатов соответствуют как полю «деплетированных пород» (29 %), так и тренду низкотемпературного флюидного/флюидного метасоматоза (43 %, см. рис. 3, а). Параметр  $T$  для гранатов группы Lz-4 варьирует от 931 до 1073 °С (см. рис. 3, б). Такой тип гранатов лерцолитового парагенезиса представляет потенциально алмазоносную ассоциацию, и их состав идентичен таковым, обнаруженным во включениях в алмазах. Наличие гранатов группы Lz-4 указывает на процессы рефертилизации литосферной мантии, выражаемые в преобразовании гарцбургит-дунитов в лерцолиты под воздействием низкотемпературных флюидов или расплавов карбонатитового состава с сохранением алмазов в породах литосферной мантии [2].

Группа Lz-5 представлена единичным зерном (1 %) низкохромистого граната лерцолитовой ассоциации с синусоидальным спектром распределения РЗЭ. По концентрациям Zr = 51 ppm и Y = 3,7 ppm данное зерно соответствует тренду низкотемпературного флюидного/флюидного метасоматоза (см. рис. 3, а) с параметром  $T$  = 980 °С.

Группа Hz объединяет зерна высокохромистых низкокальциевых гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса, в том числе потенциально алмазоносных, имеющих синусоидальный спектр распределения РЗЭ (см. рис. 2). Гарцбургит-дуниты «алмазной ассоциации» (Hz DA) характеризуются варьирующими содержаниями Zr (12–85 ppm) при стабильно низких концентрациях Y (1,6–4,7 ppm), соответствующих полям «деплетированных пород» и тренду низкотемпе-

ратурного флогопитового/флюидного метасоматоза (см. рис. 3, а); для гранатов из гарцбургит-дунитов характерны широкие вариации содержаний Zr (6,8–104 ppm, одно зерно с Zr = 228 ppm) и Y (0,9–9 ppm), и на диаграмме Zr/Y гранаты соответствуют как полям «деплетированных пород», так и тренду низкотемпературного флюидного метасоматоза (см. рис. 3, а). Гранаты группы Hz характеризуются параметром T от 972 до 1079 °C (см. рис. 3, б) и составляют 14 % для трубки Ломоносовская. Их образование связано с воздействием низкотемпературного «флюидного» метасоматоза на сильно деплетированные перидотиты (дуниты и гарцбургиты). Данная группа является самым распространенным типом гранатов из включений в алмазах, поэтому их наличие может рассматриваться как позитивный признак перспектив потенциальной алмазоносности объекта.

Группа *def Lz* представлена высокохромистыми гранатами из деформированных лерцолитов с «горбатым» спектром распределения P3Э (см. рис. 2). Для данной группы характерны стабильно высокие концентрации Zr (52–79 ppm) при низких содержаниях Y (10–13 ppm). На диаграмме Zr/Y абсолютно все точки составов гранатов соответствуют тренду высокотемпературного расплавленного мантийного метасоматоза (см. рис. 3, а). Гранаты группы *def Lz* составляют 3 %. Такой тип связан с воздействием высокотемпературных силикатных мантийных расплавов на породы литосферной мантии.

Таким образом, данные по концентрациям редких и редкоземельных элементов в ксенокристаллах гранатов из среднеалмазоносной кимберлитовой трубки Ломоносовская позволяют выделить основные типы, этапы и последовательность мантийного метасоматоза в районе трубки. Среди гранатов перидотитовой ассоциации отмечается высокий процент (33 % от общего количества) высокохромистых низко- и среднекальциевых гранатов с синусоидальными спектрами распределения P3Э (группы Hz и Lz-4), имеющих геохимические признаки воздействия низкотемпературного флюидного метасоматоза. Их формирование могло ассоциировать с алмазообразованием в породах литосферной мантии. Указанные типы гранатов расположены преимущественно в центральной части литосферной мантии. Положительная корреляция между значениями магнетиальности и расчетной глубиной указывает на более деплетированный состав пород в нижней части литосферной мантии. Тренды рефертилизации, связанные с воздействием высокотемпературных силикатных расплавов, зафиксированы в верхней и центральных частях литосферной мантии.

Средняя алмазоносность кимберлитовой трубки Ломоносовская обусловлена следующими факторами: 1) «холодным» термальным режимом при усредненной мощности теплового потока литосферной мантии 37 мВт/м<sup>2</sup>; 2) значительной мощностью «алмазного окна» (60 км) при глубине нахождения нижней границы литосферной мантии ~ 180 км; 3) высокой степенью сохранности потенциально алмазоносных дунит-гарцбургитов и высокохромистых лерцолитов в центральной и нижней частях литосферной мантии, несмотря на воздействие высокотемпературных силикатных расплавов; 4) сохранением в нижней части литосферной мантии деплетированных пород, на что косвенно указывает незначительный процент гранатов ассоциации деформированных лерцолитов.

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

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Устинов В. Н., Неручев С. С., Загайный А. К., Анташук М. Г., Лобкова Л. П., Микоев И. И., Николаева Э. В., О'Брайан Х., Пелтонен П., Пенделяк Р. Н. Алмазоносность Севера Восточно-Европейской платформы. – СПб. : Наука, 2021. – 409 с.
2. Agashev A. M., Ionov D. A., Pokhilenko N. P., Golovin A. V., Cherepanova Yu., Sharygin I. S. Metasomatism in the lithospheric mantle roots: Constraints from WR and minerals chemical composition of deformed peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe // *Lithos.* – 2013. – V. 160–161. – P. 201–215.
3. Canil D. The Ni-in-garnet Geothermometer: Calibration at Natural Abundances // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1999. – V. 136. – P. 240–246.
4. Griffin W. L., Shee S. R., Ryan C. G., Win T. T., Wyatt B. A. Harzburgite to lherzolite and back again: Metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberly,

- South Africa // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1999. – V. 134. – P. 232–250.
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. – V. 77. – P. 841–857.
  6. Hasterok D., Chapman D. S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. – 2011. – V. 307. – P. 59–70.
  7. Lehtonen M., O'Brien H., Peltonen P., Kukkonen I., Ustinov V., Verzhak V. Mantle xenocrysts from the Arkhangelskaya kimberlite (Lomonosov mine, NW Russia): constraints on the composition and thermal state of the diamondiferous lithospheric mantle // Lithos. – 2009. – V. 112. – P. 924–933.
  8. McDonough W. S., Sun S. S. The composition of the Earth // Chemical Geology. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.
  9. Sobolev N. V., Lavrent'ev 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. – V. 40. – P. 39–52.

**Дедиков В. В., Аронова Д. М.**

*АО «Северо-Восточное ПГО» г. Магадан*

### **РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА РУДНОЕ ЗОЛОТО В ПРЕДЕЛАХ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ ХИЛТАН (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

Потенциальное рудное поле Хилтан является частью Чалбыкан-Хилтанской перспективной площади, административно расположенной в Тенькинском и Ягоднинском городских округах Магаданской области. В геолого-структурном плане объект работ локализован на границе Иньяли Дебинского синклинория и Аян-Юрхского антиклинория в Чай-Юрьинской зоне интенсивных складчатых дислокаций, трассирующих одноименный разлом.

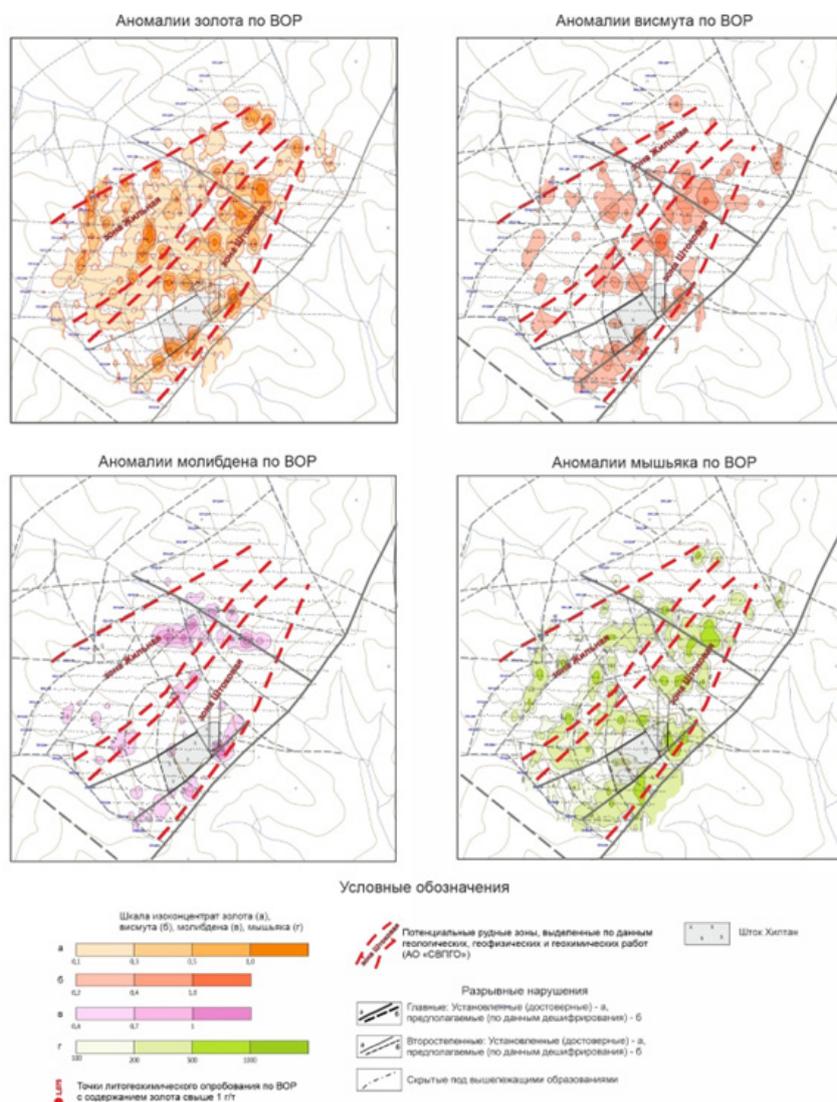
В металлогеническом отношении площадь находится в пределах Хилтанского рудного узла, юго-восточнее Ветренского рудного узла с известным месторождением золота. Рудное поле Хилтан (3,1 км<sup>2</sup>) приурочено к одноименному штоку басугуньинского диорит-гранодиорит-гранитового комплекса (J<sub>3</sub>) в обрамлении стратифицированных терригенных отложений триасового возраста, прорванных многочисленными дайками средних и кислых пород нера-бохачинского (J<sub>3</sub>) и басугуньинского (J<sub>3</sub>) комплексов (Пачерский Н. В., 2018 г.). Площадь рудного поля дренируется одноименным ручьем, где установлена золотая россыпь (Грищенко А. А., 2008 г.).

Из разрывных нарушений в пределах изучаемого объекта наиболее проявлены послескладчатые, постинтрузивные сбросо-взбросы северо-восточного простирания.

В рамках работ по объекту «Поисковые работы на рудное золото в пределах Чалбыкан-Хилтанской перспективной площади (Магаданская область)» в 2022–2023 гг. на участке Хилтан проведен комплекс работ, включающий геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 10 000 по сети 100 × 20 и геолого-поисковые маршруты масштаба 1 : 10 000–1 : 25 000, наземные электроразведка и магниторазведка масштаба 1 : 10 000.

В пределах потенциального рудного поля Хилтан локализованы вторичные ореолы золота, формирующие аномалии интенсивностью 0,1–1 г/т в центральной, северной, западной и юго-восточной частях участка. Сгруппированы в виде вытянутых в северо-восточном направлении серий контрастных аномалий, протягивающихся в северо-восточном направлении (азимут 40–60) с максимальными значениями золота в отдельных пробах 2,65 г/т. Непосредственно шток Хилтан выделяется в геохимическом поле пониженными концентрациями золота (< 0,1 г/т).

По результатам корреляционного анализа аномалий золота и элементов спутников (рис. 1) предварительно выделяются две геохимические зоны – северо-западная (Жильная) и юго-восточная (Штоковая). В пределах зоны Жильная наблюдается устойчивая положительная



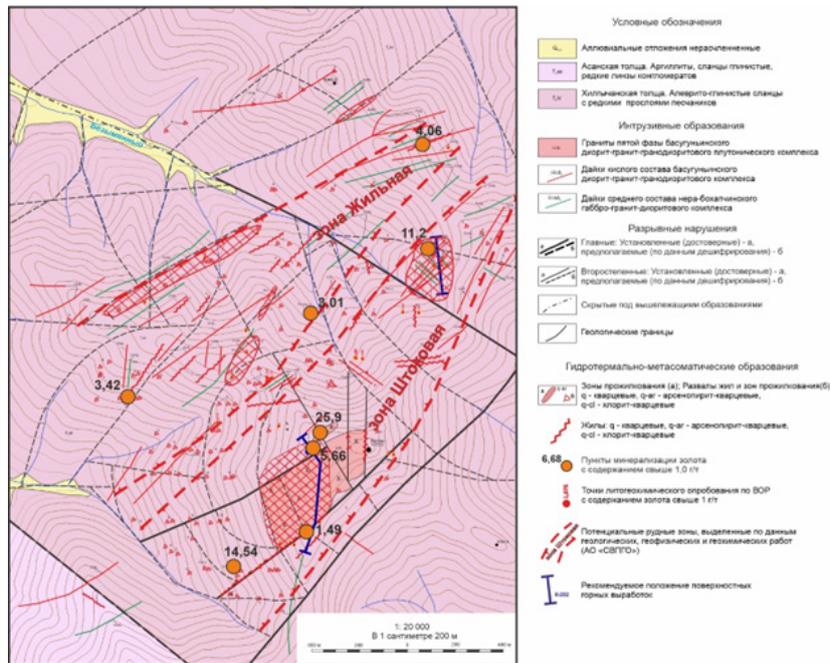
**Рис. 1. Карта аномалий золота и элементов спутников по ВОР. Участок Хилтан**

связь аномалий золота с аномалиями мышьяка. Зона Штоковая характеризуется комплексными полиэлементными аномалиями золота, мышьяка, висмута, вольфрама, молибдена, серебра.

В ходе поисковых маршрутов установлено, что аномалии золота зоны Штоковая интенсивностью от 0,1 до 1 г/т (до 2,3 г/т в отдельных литохимических пробах) в юго-восточной части рудного поля приурочены к экзоконтактам штока Хилтан. С северо-запада и юго-востока шток ограничен тектоническими нарушениями северо-восточного простирания (аз. 50–55).

Вдоль юго-восточного разлома поисковыми маршрутами по простиранию (аз. 50–60) прослежена жила хлорит-арсенопирит-кварцевого состава мощностью до 0,4 м, трассирующая серию геохимических аномалий золота с изоконцентрами Au от 0,1 до 0,5 г/т (до 2,3 г/т в отдельных пробах). Жила сложена светло-серым, слабохлоритизированным кварцем с сульфидной минерализацией (от 2 до 5 %) в виде гнезд и скоплений арсенопирита, реже отдельных кубических кристаллов пирита. По данным пробирного анализа в жиле установлены содержания золота от 0,2 до 1,5 г/т.

В северо-западном экзоконтакте штока в роговиках отмечается жильно-прожилковая кварцевая зона мощностью 50–100 м, протяженностью до 500 м. Прожилки белого кварца с рыжеватого-коричневым оттенком без видимой рудной минерализации. Жилы сложены белым кварцем с единичными выделениями арсенопирита в виде мелких скоплений пылевидных кристаллов и разрозненных гнезд. Маршрутами жилы прослежены на 40–60 м по простиранию (аз. 60–70). По результатам штучного опробования в жильном кварце установлены содержания золота от 0,5 до 5,86 и 6,68 г/т.



**Рис. 2. Схематический геологический план участка Хилтан**

Гранитоиды южной части Хилтанского массива пронизаны прожилками сульфидно-кварцевого состава интенсивностью 3–5 %. Сульфидная минерализация преимущественно в виде гнезд и примазок арсенопирита по зальбандам прожилков, в единичных пробах отмечаются рассеянная вкрапленность пирита и чешуйки молибденита.

По результатам штучного опробования 2022–2023 гг. содержания золота варьируют от 0,1 до 0,5 г/т; в единичных пробах достигают 4,6, 14,54 и 16,6 г/т [1].

В северо-восточной части зоны Штоковая установлена пространственная связь аномалий золота интенсивностью 0,1–1 г/т с прожилково-вкрапленной зоной сульфидизации площадью 0,13 км<sup>2</sup> в слабоороговикованных алевролитах, прорванных дайками различного состава (гранитов, гранит-порфиоров, диоритов).

Степень сульфидизации вмещающих пород по массе невысокая – единичные кристаллы и скопления пылевидных пирита и арсенопирита в гранитах и гранит-порфирах, тонкие примазки арсенопирита по трещинам и плоскостям скола в алевролитах. По всей площади участка сульфидизированных пород установлены обломки маломощных хлорит-арсенопирит-кварцевых прожилков (сульфидизация до 2–5 %). По результатам штучного опробования содержания золота в прожилках достигают 11,2 г/т.

Комплексные геохимические аномалии золота и мышьяка зоны Жильная тяготеют к широко развитым кварцевым жилам и линейным зонам прожилкования северо-восточного простирания (аз. 30–60) в терригенной толще на всей площади участка. Мощность жил до 0,1–0,2 м, зон прожилкования – до 30 м. По результатам пробирного анализа в отдельных жилах установлены содержания золота свыше 1 г/т (до 3,42 г/т на западе зоны, до 4,06 г/т на севере зоны).

Таким образом, проведённый комплекс поисковых работ позволил выявить потенциальные рудные зоны, где рекомендуется провести заверку поверхностными горными выработками.

По комплексу геолого-геохимических признаков в пределах потенциального рудного поля Хилтан прогнозируются два промышленно-генетических типа оруденения. Золото-редкометалльное – в экзоконтактах штока Хилтан и прожилково-вкрапленной зоне сульфидизации. Золото-кварцевое – в жильно-прожилковых зонах в осадочных толщах.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов В. М., Жигалов С. В., Ведерникова Т. А., Шпикерман В. И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская Лист Р-56 – Сеймчан. Объяснительная записка. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008.

**Джуманиязов Д. И., Каримова Ф. Б.**

*Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева, г. Ташкент*

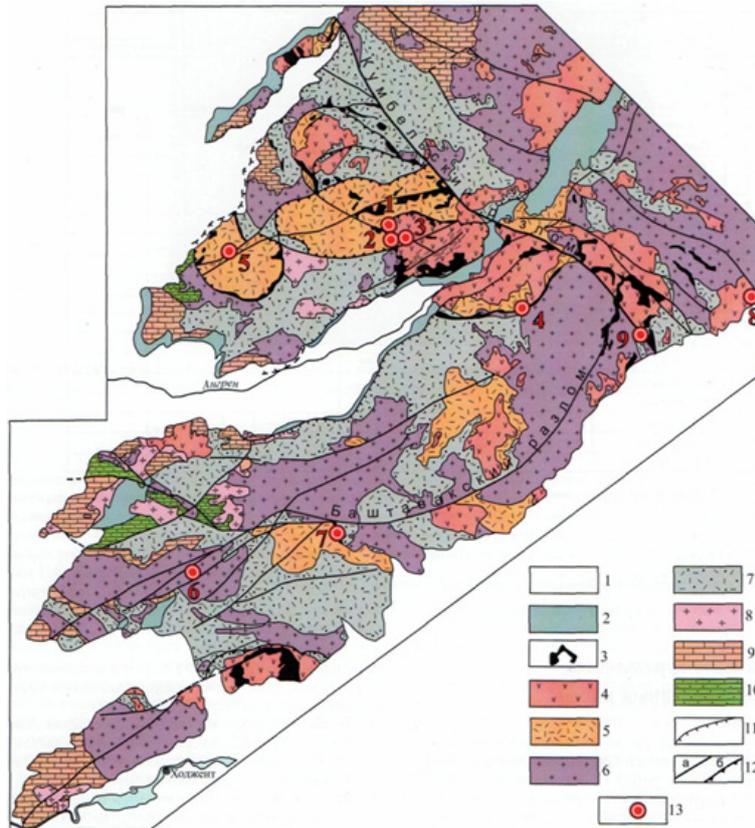
## **УРАНОВОРУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ЛЕЙКОГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА (УЗБЕКИСТАН)**

Чаткало-Кураминские горы с начала 40-х гг. прошлого столетия известны как урановорудный район [4]. Он включает рудные поля уран-молибденовой формации (Каттасай-Алатаньгинское, Майликотанское, Чаулисайское) и урановые месторождения с преобладающими сульфидно-настурановой и флюорит-настурановой минеральными специализациями (Адрасман, Ризак, Чаркасар), размещенными в пермских экструзивных куполах кислого состава, субвулканических телах и интрузивах риолитовых и кварцевых порфиров, граносиенит-порфиров, гранит-порфиров, аляскитовых гранитов и лейкогранитов. Породы характеризуются повышенными содержаниями урана, достигающими 10–12 г/т, и тория – 20–32 г/т, что является показателем их геохимической специализации на эти элементы. Поздние дайки кислого состава регионального распространения также заражены ураном и торием (8–9 и 33–37 г/т соответственно). Данный факт подкреплен в последние годы детальными петрологическими и минералого-геохимическими исследованиями месторождения Чаркасар, размещенного в одноименном интрузиве аляскитоидных гранитов и лейкогранитов [3, 6].

Установленная нами [1] акцессорно-минеральная и геохимическая специализация ранне-среднекарбонатовых гранитоидов известково-щелочного ряда, образованных в орогенную над-субдукционную стадию развития, и широкое развитие их в основании ураново-рудных месторождений юго-западных отрогов Чаткальского хребта Шаваз-Дукентского грабена позволяют предполагать возможность обнаружения месторождений радиоактивных элементов как в пределах размещения нескрытых эрозией гранитоидных интрузивов, так и в перекрывающих их вулканогенных толщах и субвулканических образованиях карбона–перми Шаваз-Дукентского грабена. Представляется, что потенциально рудоносными на радиоактивные металлы были насыщенные флюидными компонентами (фтор) и щелочами расплавы ассоциаций гранитоидов (гранодиориты, адамеллиты, граниты, лейкограниты, онгориолиты), возрожденных (в понимании Х. М. Абдуллаева) очагов батолитовых плутонов.

Исследованиями У. Д. Мамарозикова на месторождении Чаркасар выделена онгонит-лейкогранитовая ассоциация интрузивных пород [6]. Установлено, что урановое оруденение и сопровождающие его породы являются следствием гидротермально-метасоматического преобразования аляскитов интрузива во фронтальной части флюидонасыщенного расплава онгонитов и лейкогранитов. В этих породах микронзондовыми анализами установлены минералы-концентраты урана, тория, ниобия, тантала и редких земель, ассоциирующие с фтор-апатитом и флюоритом. Получены данные, указывающие на наличие в рудогенерирующих кремнещелочных флюидах, кроме вышеуказанных элементов, меди, свинца, цинка, а также углерода, хлора и серы. Обращает внимание присутствие в составе даек лейкогранит-порфиров, размещенных в альбитизированных аляскитах, реликтов фаялита и иддингсита. Наличие в составе полевых шпатов и биотита альбитизированных аляскитов примеси хрома, хромистой слюды (фуксит) и рения в хромсодержащих минералах имеет генетическую значимость и указывает на глубинность источника потенциально рудоносных магм.

А. А. Черновым в результате петрохимического изучения «...прозрачных шлифов с припаянными контактами диабазовых даек и рудной массы» [7] установлены многочисленные признаки более позднего возраста диабазовых порфиров по отношению к уран-молибденовому оруденению. Додайковый возраст уран-молибденовых месторождений установлен в контурах рудных тел Каттасай-Алатаньгинского поля. Главные признаки этого – срезание разнообразных рудных текстур закаленными контактами даек, множество рудных ксенолитов в дайках, апофизы диабазового порфирита в рудной массе, явления метаморфизма руд в тепловом процессе. Додайковый возраст уран-молибденовых месторождений позволил генетически связать рудный процесс с позднеорогенным риолитовым вулканизмом. Авторы придерживаются мнения Н. П. Лаверова о проявлении в Чаткало-Кураминских горах более молодой уран-карбонатной рудной формации. Это широко известные месторождения, пространственно и структурно тесно связанные с флюорит-полиметаллическим оруденением (Табошар, ныне Адрасман,



**Рисунок. Геологическая схема Чаткало-Кураминского урановорудного района (по Н. П. Лаврову, 1972 г., с упрощениями) [4]:**

1 – континентальные отложения, межгорные и предгорные молассы, лессовидные суглинки ( $Pg_3-Q$ ); 2 – морские и прибрежно-морские платформенные отложения ( $J_2-Pg_3$ ); породы позднепалеозойского вулкано-интрузивного комплекса: 3 – субвулканические интрузивы граносиенит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров в эндоконтактах крупных экструзивных куполов, кольцевых и полукольцевых разломах обрамления кальдер ( $P_2$ ); 4 – многофазные субвулканические интрузивы и экструзивные купола гранит-порфиров, риолитовых и кварцевых порфиров ( $P_2$ ); 5 – вулканы кислого состава и красноцветные молассы ( $P_{1-2}$ ); 6 – многофазные интрузивы гранодиоритов, гранодиорит- и сиенитдиорит-порфиров ( $C_2$  и  $C_3-P_1$ ); 7 – вулканы андезит-дицитового состава ( $C_{2-3}$ ); породы основания позднепалеозойского вулкано-интрузивного комплекса: 8 – каледонские гранитоиды ( $S_2-D$ ); 9 – терригенные и хемогенные отложения, вулканы андезитового и риолитового состава ( $S_2-D$  и  $D_3-C_1$ ); 10 – метаморфические сланцы, доломиты, известняки, вулканы андезит-дацитового состава ( $O-S$ ); 11 – альпийские надвиги; 12 – региональные линейные (а) и кольцевые разломы (б); 13 – урановые месторождения: 1 – Алатаньга, 2 – Каттасай, 3 – Джекиндек, 4 – Майликаган, 5 – Чаули, 6 – Табошар, 7 – Адрасман, 8 – Чаркасар, 9 – Ризак

Джеркамар, Канимансур, Наугарзан и др.) (рисунок). Таким образом, сделан вывод о проявлении в регионе двух разновозрастных групп промышленных урановых месторождений: уран-молибденовой и уран-карбонатной. Их разделяет смена ураноносных центров вулканизма секущими линейными зонами разломов и дайковых поясов, региональные дайки и флюорит-полиметаллический рудный комплекс и мощный гидротермальный, объединяющий медно-висмутовую, свинцово-цинковую, барит-флюоритовую и серебро-свинцовую формации [7].

Обогащенность пород комплексом рудных элементов, характерных как для медно-молибденовых, так и для золото-серебро-сульфидных месторождений Алмалык-Ангренского горнорудного района, позволяет использовать полученные петролого-геохимические материалы в качестве факторов решения вопросов рудообразования и поисков благородных и редких металлов в горнорудных районах Чаткало-Кураминского региона. Металлогенически значимыми элементами поздних этапов магматизма и рудообразования выделены W, Mo, Cu, Au, Ag, As, Bi, Se, Te, Re, Yb.

Наши данные по дайкам позволяют прогнозировать наличие в рудах Re, Zr, Yb, Cd, U и платиноидов. Учитывая, что селен является типичным элементом мантийных перидотитовых и базальтовых магм и признан как геохимический индикатор процессов глубинного магматизма [2], а также то, что в породах всех типов даек превышены кларки содержания золота, серебра и индикаторных металлоидных и металлогенных элементов, мы склонны признать существенную роль плюмового щелочно-базальтоидного магматизма в формировании золото-серебряных месторождений внутриплитного этапа Алмалык-Ангренского горнорудного района.

По результатам исследований У. Д. Мамарозикова, онгориолит-лейкогранитовая ассоциация Чаткало-Кураминского региона характеризуется ярко выраженной уран-ториевой специализацией (U до 30 г/т, Th до 100 г/т). Все ее образования тесно ассоциируют с рудными объектами радиоактивных металлов, что свидетельствует об их металлогеническом значении. Постмагматические образования, связанные с онгориолитами и лейкогранитами, также обогащены ураном и торием. Среди них самые высокие концентрации тория установлены в альбититах (Th – 110 г/т), урана – в пегматитах (U 17–19 г/т). В гидротермальных жилах содержания урана заметно варьируют (U – 3,5–36 г/т). Продукты калиевого метасоматоза в надынтризивных и эндоконтактовых ареалах онгориолитов или лейкогранитов отличаются высокой ураноносностью (U – 25–89 г/т), чем продукты натриевого метасоматоза (U – 3,5–6,2 г/т). Высокие концентрации урана определены также в кварц-гематит-хлоритовых метасоматитах (U – 100 г/т) и комплексных U-Nb-Ta-W-Mo рудах прожилкового типа (U – 230 г/т) [5].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахунджанов Р., Мамарозиков У. Д., Усманов А. И., Сайдиганиев С. С., Зенкова С. О., Каримова Ф. Б. Петрогенезис потенциально рудоносных интрузивов Узбекистана (на примере Чаткало-Кураминского и Нурагинского регионов). – Ташкент : Фан АН РУз, 2014. – 352 с.
2. Бородин Л. С., Лашин А. В., Пятенко И. К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. – М. : Наука, 1976. – 244 с.
3. Ежков Ю. Б., Рахимов Р. Р., Новикова Р. Р., Рустамжонов Р. Р. Геология, геохимия, минералогия и эталонные месторождения урана. – Ташкент : НИИМР, 2016. – 220 с.
4. Лаверов Н. П., Величкин В. И., Власов Б. П., Алешкин А. П., Петров В. А. Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального внутрикорового магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия формирования. – М. : ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012. – 320 с.
5. Мамарозиков У. Д. Внутриплитный магматизм и рудообразование Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). – Ташкент : Navro'z, 2020. – 321 с.
6. Мамарозиков У. Д., Суюндикова Г. М., Норматов У. А. О проявлении редкометалльной онгони-лейкогранитовой ассоциации на Чаркасарской площади (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. – 2013. – № 1. – С. 8–24.
7. Чернов А. А. Урановые месторождения и региональные дайки Чаткало-Кураминских гор // Узбекский геологический журнал. – 1996. – № 2. – С. 40–59.

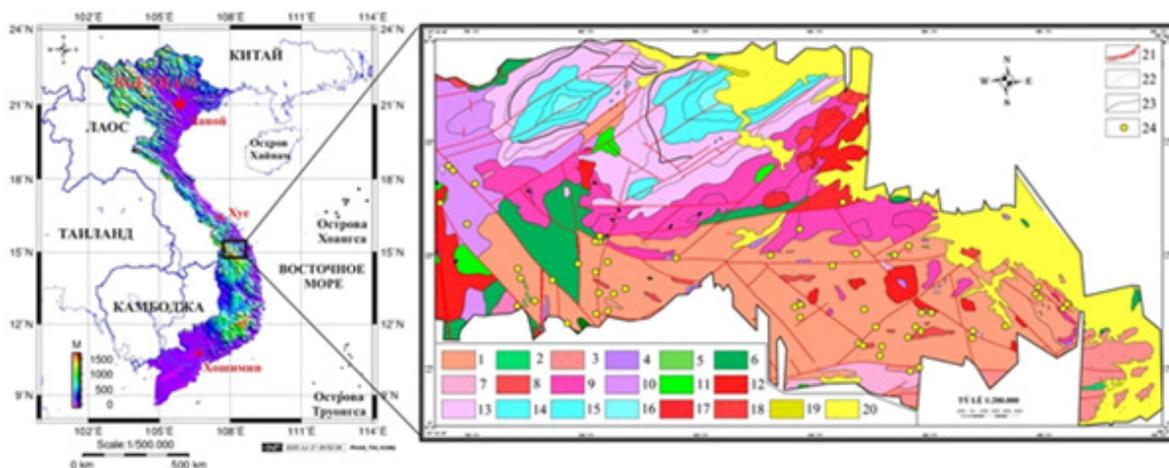
**До М. Ф.<sup>1</sup>, Фан Т. Х.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Геофизический отдел, Управление геологии Вьетнама*

<sup>2</sup> *Ханойский горно-геологический университет Вьетнама*

#### **РАЙОНИРОВАНИЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО КОРРЕЛЯЦИИ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЙОНЕ НОНГШОН – ДАНАНГ, ВЬЕТНАМ**

Районом исследования является территория Нонгшон – Дананг, расположенная в центральном регионе Вьетнама, территория со сложным геологическим строением (рис. 1), а именно: в центре и на юге района исследований характерна формация Кхамдык-Нуйву, она контролируется субширотными системами разломов Раокоань – А Льюй, Тамки – Хиепдык и Чабонг –



**Рис. 1. Расположение района исследований и схема геологического строения масштаба 1 : 200 000 в районе Нонгшон – Дананг, Вьетнам:**

1 – формация Кхамдык-Нуйву; 2 – комплекс Тави; 3 – комплекс Чулай; 4 – комплекс Хиепдык; 5 – комплекс Нуйнгок; 6 – формация Авьонг; 7 – комплекс Чабонг; 8 – комплекс Дайлок; 9 – комплекс Бензианг – Куешон; 10 – формация Сонгбунг; 11 – комплекс Чавал; 12 – комплекс Хайван; 13 – формация Нонгшон; 14 – формация Банко; 15 – формация Херен; 16 – формация Хуукань; 17 – комплекс Деока; 18 – комплекс Бана; 19 – формация Аингиа; 20 – четвертичные отложения, не расчленены; 21 – разлом; 22 – изменение зоны; 23 – геологические границы; 24 – точка золоторудной минерализации; 25 – расположение исследуемой территории

Чами. Северо-запад характеризуется формациями Авьонг, Шонгбунг, Нонгшон и Банко. Для севера характерны формации Херен и Хныканью. В то же время в этом районе появляются и магматические породы, в том числе комплекс Тави – небольшие линзы, комплекс Чулай расположен вдоль разлома Чабонг – Чами, комплекс Чулай имеет направление развития восток – запад. На севере и северо-западе характерен комплекс Хиепдык, включающий небольшие линзовидные тела, в то же время по восточному разлому обнажены комплексы Бензианг-Куешон и Дайлок на севере – юго-западе. Юг характеризуется комплексом Трабонг. Остальные комплексы Ча Вал, Хай Ван, Део Ка имеют небольшой ареал распространения и разбросаны по территории.

Сводные отчеты Нгуен Чыонг Лыу и др. (2000, 2014 гг.) [1, 2], Нгуен Суан Шон и др. (2000 г.) [3] дали результаты в области разнообразия и богатства минеральных типов, наиболее видным из которых является золотое оруденение (см. рис. 1). Открыто, исследовано и оценено множество рудников и рудных точек, из которых некоторые рудники введены в эксплуатацию, и эти рудные точки характеризуются геофизическими аномальными полями, которые мы наблюдаем на поверхности. В данной статье мы определяем распределение золотоминерализованных зон по результатам корреляции между радиоактивным содержанием элементов тория и калия на исследуемой территории.

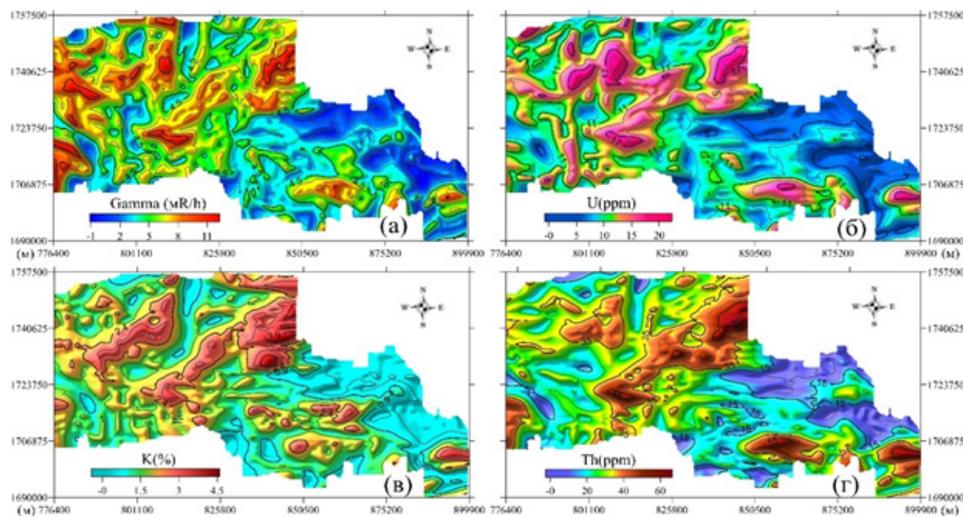
#### **Метод определения коэффициента корреляции между радиоактивными элементами.**

Из-за свойств непрерывного распада урана на торий и калий определение коэффициента корреляции между этими двумя радиоактивными элементами (ториум и калием) по площади помогает нам определить области с радиацией или без нее, которые не коррелируют друг с другом, от которых следует разграничить участки перспективных полезных ископаемых.

Коэффициент корреляции между двумя радиоактивными элементами определяется по формуле [4–6]:

$$r_{xy} = \frac{1}{n \cdot \sigma_x \cdot \sigma_y} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (1),$$

где  $\bar{x}, \bar{y}, \sigma_x, \sigma_y$  – среднее значение и стандартное отклонение содержания тория и калия соответственно.



**Рис. 2. Изометрические диаграммы интенсивности гамма-излучения ( $I_\gamma$ ) (а); содержания урана (б); содержания калия (в); содержания тория (г) в районе Нонгшон – Дананг, масштаб 1 : 50 000**

Коэффициент корреляции Спирмена рассчитывается по формуле:

$$\rho_{XY} = \frac{6 \sum_{i=1}^n (r_i^x - r_i^y)}{(n^3 - n)} \quad (2),$$

где  $r_i^x, r_i^y$  – ранги содержания тория и калия, соответствующие значениям двух элементов.

#### **Источники используемых данных.**

В работе использованы радиометрические данные масштаба 1 : 50 000 (рис. 2), включающие гамма-интенсивность (см. рис. 2, а), содержания урана (см. рис. 2, б), калия (см. рис. 2, в), тория (см. рис. 2, г), собранные в Главном управлении геологии Вьетнама [1–3].

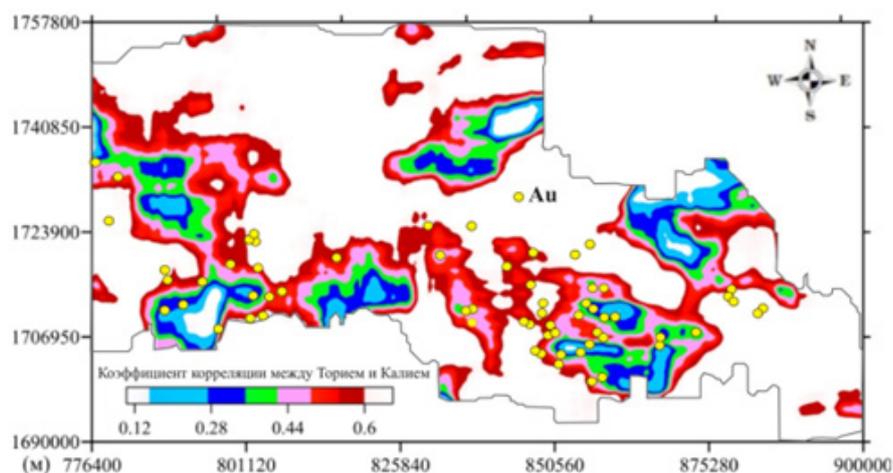
На рис. 2 мы видим большую амплитуду радиоинтенсивности в полосах, простирающихся с северо-востока на юго-запад, высокую радиоинтенсивность в западной, северо-западной и южной областях исследуемой территории с высокой интенсивностью гамма-излучения от 8–12 мкР/ч, высокими содержаниями урана (от 10–25 ppm), калия (от 2–5 %) и тория (от 30–70 ppm). В восточном регионе значения интенсивности гамма-излучения низкие – от 1–2,5 мкР/ч, содержание урана низкое от 0–5 ppm, низкое содержание калия от 0–1,5 %, содержание тория от 0 до 30 ppm.

#### **Результаты районирования перспектив золоторудных полезных ископаемых по корреляции между содержанием радиоактивных элементов тория и калия в Нонгшон – Дананг, Вьетнам.**

В связи со свойствами непрерывного распада урана на торий и калий в данной работе мы рассматриваем коэффициент корреляции содержаний тория и калия, который рассчитываем по формуле (1) и получаем результат, показанный на рис. 3.

Наблюдения за результатами определения коэффициента корреляции между содержанием тория и калия от 0,4 до 0,6 (см. рис. 3) в сочетании с выявленными на поверхности по геологической литературе точками золоторудного оруденения (см. рис. 1) показывают очень высокую степень совпадения на юге исследуемой территории. Учитывая перспективную площадь на западе и некоторые зоны на востоке (коэффициент корреляции между высокими уровнями радиоактивных элементов тория и калия), мы видим, что точки золоторудного оруденения здесь еще не описаны в геологической литературе, и в этих районах находятся потенциальные площади, которые нам необходимо детально изучить в будущем для оценки запасов золота в регионе.

По результатам расчета коэффициента корреляции (см. рис. 3) показано, что перспективные зоны золоторудного оруденения залегают глубоко на юго-западе, юге и юге с глубиной залегания 500–2000 м.



**Рис. 3. Коэффициент корреляции между содержанием тория и калия в районе Нонгшон – Дананг**

*Данная статья поддерживается проектом «Прогнозирование и оценка потенциала золотой руды, спрятанной глубоко в золотых приисках Бонгмиеу, Фуокшон, Фыоктхань и Кончро». Авторы выражают благодарность геофизическому отделу Геологического Управления Вьетнама за предоставленные данные.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Nguyễn Trường Lưu (2000). Bay đo từ phổ gamma tỷ lệ 1: 50.000 và đo trọng lực tỷ lệ 1 : 100.000 khu vực miền Trung Việt Nam. Trung tâm thông tin, lưu trữ địa chất, Hà Nội.
2. Nguyễn Trường Lưu (2014). Bay đo từ phổ gamma tỷ lệ 1:50.000 và đo vẽ trọng lực tỷ lệ 1 : 100.000 vùng Nam Pleiku. Trung tâm thông tin, lưu trữ địa chất, Hà Nội.
3. Nguyễn Xuân Sơn (2000). Kết quả bay đo từ phổ gamma tỷ lệ 1: 50.000 và đo vùng Kon Tum. Trung tâm thông tin, lưu trữ địa chất, Hà Nội.
4. Nikitin A. A., Petrov A.V. (2008). Theoretical foundations of geophysical information processing. Study guide, Moscow 113 pages. (Никитин А. А., Петров А. В. Теоретические основы обработки геофизической информации. Учебное пособие. – М., 2008. – 127 с.)
5. Petrov A. V., Trusov A. A. (2000). Computer technology of statistical and spectral-correlation analysis of three-dimensional geoinformation «COSCAD 3D». Geophysics, 4, 29. (Петров А. В., Трусов А. Н. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трёхмерной геоинформатики «КОСКАД 3D» // Геофизика. – 2000. – № 4. – С. 29–33.)
6. <http://www.coscad3d.ru/index.php>.

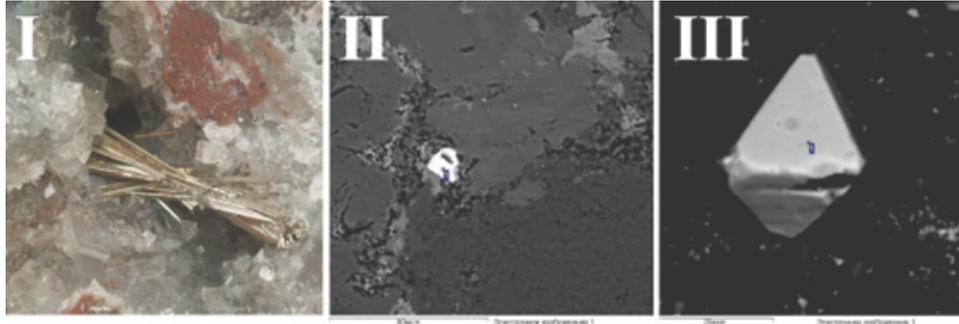
**Долженко И. В., Чепурной Е. А**

*ЮФУ, г. Ростов-на-Дону*

#### **МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ЛИСТВЕНИТОВ ДАХОВСКОГО ВЫСТУПА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)**

Листвениты, совместно с березитами принадлежащие к так называемым околорудным метасоматитам, могут нести рудную минерализацию [4]. На Большом Кавказе с ними связывают перспективы развития благороднометалльной (Au, Pt, Pd) минерализации, с гидротермальной ассоциацией сходного состава в Беденском массиве связаны проявления осмия, что определяет перспективность дальнейшего изучения [1].

На Большом Кавказе в пределах Даховского кристаллического выступа листвениты приурочены к приконтактовым зонам метаморфических пород амфиболит-гнейсового состава и апогипербазитовых серпентинитов. Даховский кристаллический выступ расположен в западной части Передового хребта Большого Кавказа и обрамлен крупными тектоническими раз-



**Рисунок. Ведущие рудные минералы лиственитов: I – игольчатые кристаллы миллерита в доломите (размером около 3 мм), II – кристаллы миллерита в карбонатной массе, III – кристалл зигенита**

ломами, которые контролируют развитие гидротермально-измененных палеозойских и нижнеюрских пород.

Основной задачей данной работы служит характеристика состава рудных ассоциаций в лиственитах. Они изучены с применением электронно-зондового микроанализа с применением системы INCA ENERGY 450 XT (производства фирмы OXFORD Instruments Analytical) на базе растрового электронного микроскопа Tescan VEGA II LMU; измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 kV. Работы выполнены в Центре коллективного пользования научным оборудованием «Центр исследований минерального сырья и состояния окружающей среды» Южного федерального университета.

Листвениты имеют кварц-карбонатный состав, из слюд представлен фуксит. Породы имеют массивную или полосчатую текстуру, окрашены в оттенки серого и зеленого цвета, местами коричневые или буроватые за счет ожелезнения. В полосчатых разностях можно наблюдать чередование серых, темно-серых, зеленых, коричневых полос [2].

Рудные минералы (рисунок) представлены преимущественно Со-содержащим миллеритом (в среднем близким к составу  $(\text{Ni}_{0,92}\text{Co}_{0,3}\text{Fe}_{0,02})\text{S}$ ), встречающимся как в виде игольчатых кристаллов латунно-желтого цвета размером до 3 мм, так и в виде агрегатов размером порядка 0,1 мм, и зигенитом (близким к составу  $(\text{Ni}_{1,55}\text{Co}_{1,39}\text{Fe}_{0,05}\text{Zn}_{0,01})\text{S}_4$ ). Для этих минералов отмечаются примеси Fe, Zn, Sb. В подчиненном количестве присутствуют халькопирит, арсенопирит, галенит, пирит, сфалерит.

С мобилизацией рудных элементов из ультрабазитов в Даховском поднятии связаны не только минеральные ассоциации лиственитов, но и гидротермальные доломитовые жилы Даховского уранового месторождения с уран-сульфидным и уран-арсенидным оруденением. Ведущими минералами первых являются коффинит (замещенный настураном) и сфалерит, вторых (отвечающих «пятиэлементной формации») – никелин, коффинит (замещенный настураном), уранинит, раммельсбергит, парараммельсбергит, крутовит, герсдорфит, никельскутеррудит; поздняя генерация никелина содержит Sb и ассоциирует с брейдгауптитом, ульманиитом. Вышеуказанные минералы характеризуют ведущие ассоциации, но следует отметить, что состав более сложный [3].

Сопоставление состава доломитовых гидротермальных и лиственитовых рудных ассоциаций указывает на следующее. Сохраняется единая геохимическая специфика, выраженная в обеднении кобальтом и висмутом (не образующими собственных минералов). При этом в лиственитах рудные минералы представлены богатыми никелем сульфидами с относительно повышенным содержанием кобальта (в минералах доломитовых жил содержание Со не превышает 0,1 ф.е., а обычно близко к 0,01 ф.е.), для них не характерна ассоциация с минералами урана, цинка и мышьяка. Такие данные указывают на существенные различия в составе рудных растворов и условий минералообразования, что требует более тщательного анализа второстепенных минералов, состав которых до настоящего времени практически не изучен с применением электронно-зондовых методов.

*Авторы выражают благодарность научному руководителю к.г.-м.н. Ю. В. Попову за оказанную помощь в проведении работы.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богуш И. А., Рябов Г. В., Сендецкий И. И., Черкашин В. И. Перспективы рудоносности лиственитов Северного Кавказа (Приэльбрусье) // Геология и геофизика Юга России. – 2022. – № 12 (3). – С. 94–106.
2. Долженко И. В., Попов Ю. В., Шарова Т. В. Листвениты Даховского выступа и связанные с ними рудные ассоциации (Большой Кавказ) // Успехи современного естествознания. – 2023. – № 6. – С. 82–86.
3. Кривовичев В. Г., Левицкий В. В., Пеков И. В. Минералогический альманах. Минералогия Белореченского месторождения (Северный Кавказ, Россия). – М. : Британ, 2010. – Т. 15, вып. 2. – 91 с.
4. Сазонов В. Н. Лиственитизация и оруденение / АН СССР, УНЦ ИГиГ им. А. Н. Заварицкого. – М. : Наука, 1975. – 172 с.

**Домаев С. О.<sup>1,2</sup>, Чумаков А. В.<sup>2,3</sup>, Аликин О. В.<sup>2</sup>,  
Рудашевский В. Н.<sup>2</sup>, Богданов Г. В.<sup>2,3</sup>, Удинцова С. А.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург

<sup>2</sup> ООО «ЦНТ Инструментс», г. Санкт-Петербург

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

### **ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИЕ КОНКРЕЦИИ ЮГО-ЗАПАДНЫХ СКЛОНОВ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА В ЮЖНОМ УЗБЕКИСТАНЕ: ПРЕДПОСЫЛКИ К ТЕХНОЛОГИИ ОБОГАЩЕНИЯ**

На сегодняшний день в геологии актуальной задачей является использование новых методов эксплуатации месторождений, на которых ранее заниматься добычей было нецелесообразным. В Узбекистане сокращение запасов ценных руд на месторождениях палеозойского возраста привело к необходимости расширения поисков и разработке разнообразных месторождений, которые содержат бедные руды, но при этом обладают большими запасами и удобными условиями для добычи. Мезозойские отложения южного Узбекистана, занимающие около 90 % его территории, интересуют геологов с момента начала исследования рассматриваемых территорий: в районах развития нижнемеловых пород в шлихах была установлена повышенная золотоносность [1, 5–7]. Работами многих исследователей [3] подтверждено наличие благородно-металльного оруденения нетрадиционного типа в формациях нестандартного для меловых пород, и утверждается его преобладающая роль в комплексной оценке металлогенического потенциала южного Узбекистана [3].

Гиссарский хребет имеет протяженность около 300 км, он проходит южнее Зеревшанского хребта, к северу от города Душанбе через Гиссарский район в Таджикистане и северную часть Сурхандарьинской области в Узбекистане. Продуктивный горизонт хребта находится на юге Узбекистана, имеет широкое площадное распространение, особенно в юго-западной части, где расположены изучаемые участки Хантахта, Гурунляк и Ташкурбан [4]. В осадочных толщах этих участков, представленных загипсованными красноцветными аргиллитами и песчаниками, обнаружены многочисленные конкреции. Оторочка конкреций сформирована голубыми аргиллитами, вмещающие породы – красноцветные аргиллиты и песчаники. По предварительной оценке, пробирным анализом внутри конкреций диагностированы повышенные концентрации золота. Ручным отбором была сформирована композитная проба из всех участков.

Материал композитной пробы из изучаемых участков представлен рассыпчатым в различной степени агломерированным аргиллитом, а также конкрециями и их обломками. Из исходной композитной пробы аргиллитов, представляющей собой их обломки, отобрана композитная проба с помощью квартования, из которой получены навески для проведения минералого-геохимических исследований по 3D-технологии [13].

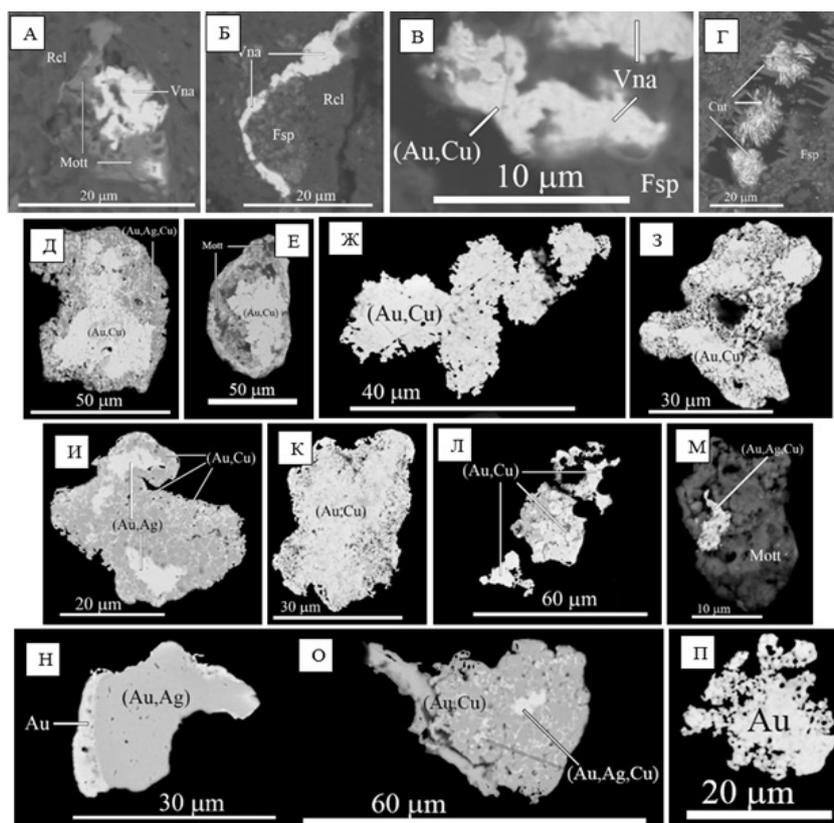
Содержания золота в золотосодержащих конкрециях определялись методом пробирной плавки. Результаты анализа показали значительные их вариации от конкреции к конкреции:

встречаются как пустые, так и сверхобогащенные золотом индивиды. Среднее содержание золота составляет ~ 4,53 г/т, а в оторочке Au до 0,097 г/т, при этом во вмещающих породах золото отсутствует (содержания ниже кларковых, по А. П. Виноградову) [3].

Согласно 3D-технологии, пробы классифицировались методом ручного мокрого отсева на следующие классы крупности (мм): +15, -15+10, -10+5, -5+2,5, -2,5+1, -1+0,5, -0,5+0,315, -0,315+0,2, -0,2+0,125, -0,125+0,071, -0,071+0,045, -0,045+0,01, -0,01. Фракция < 0,010 мм отделялась методом отмучивания и ультразвуковой седиментации из материала < 0,045 мм. Фракции -0,5+0,010 мм поступали на обогащение гидросепаратором CNT HS-11 [8–10, 13] для получения концентрата, содержащего все «тяжелые» минералы (далее HS-концентрата), а также «легкие» и «тяжелые» хвосты гравитационной сепарации.

Формы нахождения и химический состав минералов золота определялись методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном микроскопе (Camscan 2500 с полупроводниковым детектором Pentafet, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, аналитик А. В. Антонов) в HS-концентратах, приготовленных в виде плоско-полированных шлифов объемных зерен. В «тяжелых» концентратах диагностированы десятки частиц золота. По результатам измерений, размер зерен (ECD, эквивалентный диаметр) варьирует от 3 до 100 мкм, среднее  $28 \pm 19$  мкм (рис. 1). Преобладают зерна и агрегаты пористых минералов неправильной формы.

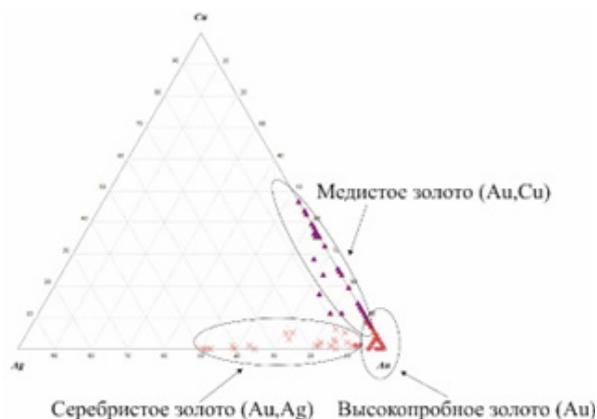
В HS-концентрате фракции -0,045+0,010 мм (см. рис. 1, Ж–П) наблюдается наибольшая встречаемость частиц золота, его составы представляют собой высокопробное золото и интерметаллиды изоморфного ряда медистое золото–серебристое золото (рис. 2) [12]. Отметим характерные для высокопробного золота ( $Au > 95$  мас. %) новообразованные агрегаты (см. рис.1, П)



**Рис. 1 (А–И). Минералы золота и акцессорные минералы конкреций, исходные конкреции и продукты HS- сепарации:**

А, Б – исходная конкреция, В – 315–200 мкм, Г – 200–125 мкм, Д, Е – 125–71 мкм, Ж–П – 45–10 мкм. HS-концентрат. Полированный шлиф, BSE-фото. Au, Ag – серебристое золото; Au, Cu – медистое золото; Au – высокопробное золото; Au, Ag, Cu – медьсодержащее серебристое золото; Mott – моттрит ( $PbCu(VO_4)(OH)$ ); Rcl – роскоэлит ( $K(V,Al,Mg)_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$ ); Vna – ванадинит ( $Pb_5(VO_4)_3Cl$ ); Fsp – K-Na полевой шпат ( $(K, Na)AlSi_3O_8$ ); Cnt – карнотит ( $K_2(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 3(H_2O)$ )

и минеральные ассоциации с медистым и серебристым золотом в форме корочек и оторочек (см. рис. 1, Н). Интерметаллиды золота, серебра и меди формируют самостоятельные агрегаты (см. рис. 1, Ж, З, К, Л), тесно ассоциируют друг с другом (см. рис. 1, Д, И, О) и являются включениями в мотттрамите (см. рис. 1, Е, М) и ванадините (см. рис. 1, В). Ванадинит и мотттрамит тесно связаны между собой и представлены включениями в роскоэлите и К-На полевоом шпате (см. рис. 1, А, Б), со вторым также имеет связь карнотит (см. рис. 1, Г), данный минерал является минералом-индикатором и распространен в зоне выветривания осадочных пород, главным образом песчаников, обогащенных органическими остатками [2].



**Рис. 2. Вариации химических составов самородного золота в координатах Ag-Cu-Au**

Предполагаются две теории образования золотин. Первая гипотеза вытекает из того, что морфология самих золотин и характер срастания интерметаллидов между собой схожи с таковыми у биогенного золота [8], причем медистое золото обрастает и частично замещает первичное серебристое золото, что, в свою очередь, указывает на более поздний характер ванадатов меди и свинца по отношению к самородному золоту. Возможно медистое золото является результатом контактовой диффузии с ассоциирующими ванадатами. Анализируя минеральный состав, а именно, аксессуарные минералы – ванадинит, мотттрамит, карнотит и роскоэлит, можно сказать, что на исследуемых геологических участках присутствовала зона гипергенеза.

Тонкодисперсный характер и низкие содержания самородного золота в исходных породах обуславливают неэффективность прямого извлечения гравитационным, флотационным или гидрометаллургическим способами. Исходя из полученных данных о химическом составе вмещающих пород, оторочек и самих конкреций, можно сделать вывод, что успешная технология обогащения таких конкреций должна включать обязательные операции предварительного селективного их обогащения через отделение от вмещающих пород в целях снижения естественного разубоживания тяжелых металлов «пустыми» красноцветными песчаниками. В результате можно получить золото-медь-ванадиевый концентрат, обогащенный также свинцом и ураном, в связи с тесной минералогической ассоциацией этих элементов с самородным золотом.

Учитывая данные состава о формах нахождения золота и его тесные ассоциации с минералами (см. рис. 1, А–В, Е, М) – мотттрамитом, роскоэлитом, карнотитом, ванадинитом, – предполагается целесообразность разделения минералов, слагающих конкреции, от вмещающих аргиллитов в процессе рудоподготовки в целях их предварительного обогащения. После рудоподготовительных операций (дробление и грохочение) возможно их измельчение до класса крупности  $-0,125+0,071$  мм, где содержания золота достигают максимальных значений (Au 5,09 г/т, таблица) и происходит оптимальное раскрытие полезных компонентов. Стоит отметить также повышенную концентрацию золота во фракции +15 мм (Au 9,77 г/т), связано это с тем, что в данной фракции имеется много недораскрытых частиц. Измельченный продукт возможно обогащать методами пирометаллургии с получением чистого металла или сплава Доре или гидрометаллургии с получением Au-насыщенных растворов.

**Таблица. Содержание золота в материале композитной пробы по классам крупности**

Класс крупности, мм	Исходная	+15	-15+10	-10+5,0	-5,0+2,5	-2,5+1,0	-1,0+0,5	-0,5+0,315	-0,315+0,2	-0,2+0,125		-0,125+0,071	-0,071+0,045	-0,045+0,01	-0,010
Содержание Au, г/т	4,53	9,77	7,88	4,73	3,2	2,87	2,36	2,92	2,82	3,38		5,09	2,45	2,56	0,51

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдурахманов А.А., Захидов А.Р. и др. Условия размещения золотого оруденения в меловых отложениях Южного Узбекистана // Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ»: Труды международной научно-практической конференции. – Ташкент : Госкомгеология РУз ИМР, 2003.
2. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. – М. : Издательство КДУ, 2007. – 721 с.
3. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–557.
4. Дементеев Л. И. Гидрогенные рудные конкреции покровного чехла – индикаторы скрытого древнего оруденения фундамента (южный Узбекистан) // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов : Сборник тезисов докладов X Международной научно-практической конференции (13–16 апреля 2021 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»). – М. : ЦНИГРИ, 2021. – С. 56–57.
5. Журавлева З. С. Колломорфно-фромбоидально-конкреционные формы палладийсодержащего золота в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта // Узб. Геол. журн. – 1986.
6. Константинов М. М. Стратиформное золотое оруденение // Советская геология. – 1988.
7. Магаровский В. В. К вопросу об альпийском эндогенном рудогенезе в Афгано-Таджикской депрессии и ее горном обрамлении // Литология и пол. иск. – 1974. – № 6.
8. Осовецкий Б. М. Природное нанозолото : монография. – Пермь : Пермский государственный университет, 2013. – 176 с.
9. Рудашевский Н. С., Лупал С. Д., Рудашевский В. Н. Гидравлический классификатор. Патент на изобретение № 216530. – Российская Федерация. – 2001.
10. Рудашевский Н. С., Рудашевский В. Н. Гидравлический классификатор. Патент на изобретение № 2281808. – Российская Федерация. – 2006.
11. Рудашевский Н. С., Рудашевский В. Н. Гидравлический классификатор. Патент на изобретение № 69418, полезная модель. – Российская Федерация. – 2007.
12. Рудашевский Н. С., Рудашевский В. Н., Антонов А. В. Универсальная минералогическая технология исследования пород, руд и технологических продуктов // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 73. – С. 88–102.
13. Сайдалиходжаев Р. Б. Характеристика золотой минерализации в красноцветных нижнемеловых отложениях южного Узбекистана. Проблемы геологии и освоения недр // Труды Девятого международного симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 60-летию Победы советского народа над фашизмом в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг. – 2005.
14. Rudashevsky N. S., Rudashevsky V. N., Lupal S. D. Method for separating granular materials and device for carrying out said method // Patent Cooperation Treaty PCT/ RU01/00123, Moscow, 20 April 2001, 10 May 2001 г.

**Дорофеева Е. С., Минькин К. М., Климентьева М. Б.**

*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва*

### **ПАСПОРТА ОБЪЕКТОВ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ СОПРОВОЖДЕНИИ СРЕДНЕСРОЧНОЙ ПРОГРАММЫ ГРР НА ТПИ**

Паспорт объекта геологоразведочных работ, выполняемых за счет средств федерального бюджета (далее – Паспорт объекта ГРР) – это документ, разработанный специалистами отдела научно-методического обеспечения и сопровождения ГРР ФГБУ «ЦНИГРИ», который сопровождает формирование среднесрочной программы геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые, утвержденной Федеральным агентством по недропользованию (далее – Пообъектный план ГРР) и позволяет проводить пообъектный мониторинг границ площадей относительно обременений на проведение геологоразведочных работ (далее – ГРР).

Следует напомнить, что ограничения и запреты пользования недрами регулируются природоохранным законодательством Российской Федерации. Согласно абз. 3 ст. 8 Закона РФ от 21.02.1992 № 2395-1 «О недрах» пользование отдельными участками недр может быть ограничено или запрещено в целях обеспечения рационального использования и охраны недр, а также окружающей среды. Проведение ГРП на землях особо охраняемых природных территорий (далее – ООПТ) осуществляется в соответствии с установленным режимом особой охраны, действующим в границах такой территории [1]. Кроме того, предоставляемый недропользователям участок недр в соответствии с требованиями Приказа Минприроды России и Роснедр от 28.10.2021 № 802/20 не должен включать участки недр, предоставленные в пользование и предполагаемые для предоставления в пользование по различным основаниям, участки недр федерального значения, особо охраняемых природных территорий федерального, регионального и местного значения в границах нового предоставляемого участка недр [2].

Учитывая современные требования недропользования, Федеральное агентство по недропользованию с 2021 г. изменило форму Пообъектного плана ГРП за счет средств федерального бюджета, узаконив в нем обязательное описание границ объекта работ в виде указания координат угловых точек объекта.

В связи с существующим правовым регулированием недропользования, новыми требованиями Роснедр к координатам объектов ГРП, включенных в Пообъектный план, а также множеством заявок о возможности корректировки границ этих объектов от недропользователей и органов исполнительной власти, возникла необходимость структурирования и мониторинга значительной по объему поступающей информации касательно границ и координат угловых точек объектов ГРП на твердые полезные ископаемые (далее – ТПИ), выполняемых или планируемых к выполнению по Государственному заказу. Как необходимый инструмент для этого был разработан Паспорт объекта ГРП.

При формировании Паспортов объектов ГРП учитывается структура Пообъектного плана ГРП, включающая различные по статусу объекты: завершаемые в текущем году, переходящие на следующий год, новые с началом работ в следующем году, резервные, поисково-ревизионные («защитные»). Для каждого из вышеперечисленных статусов объектов требуется свой комплекс информации:

1) Для завершаемых объектов в ранее заведенных Паспортах объектов ГРП указываются координаты участков с апробированными прогнозными ресурсами алмазов, благородных и цветных металлов, выявленными в результате ГРП;

2) Для переходящих объектов в исключительных случаях (например, в связи с расширением границ существующих или вновь образованных ООПТ) возможна корректировка определенных Государственным контрактом границ площади;

3) Для новых и резервных объектов основным является определение факторов, ограничивающих проведение ГРП (действующие лицензии, ООПТ);

4) Для поисково-ревизионных («защитных») площадей требуется мониторинг их границ с учетом результатов ревизионных камеральных работ с локализацией наиболее перспективных их частей, заявок недропользователей на получение или расширение лицензионных участков недр в их пределах, а также в связи с расширением границ существующих или вновь образованных ООПТ.

Основанием для создания или корректировки Паспорта объекта ГРП являются приказы Роснедр о формировании или утверждении Пообъектного плана ГРП и письменные поручения и запросы Роснедр по конкретным объектам (в связи с заявками недропользователей, созданием или расширением существующих ООПТ и др.) Источником информации являются утвержденный приказом Роснедр Пообъектный план ГРП, включающий координаты угловых точек по объектам, материалы Обоснований новых объектов ГРП, предлагаемых для включения в Пообъектный план ГРП, письменные поручения и запросы Роснедр с приложенными координатами угловых точек участков недр, заявленных недропользователями, а также заявления органов исполнительной власти о расширении существующих или образовании новых ООПТ с их координатами.

При формировании или пополнении Паспорта объекта ГРП на имеющемся документальном основании проводится проверка площади этого объекта на наличие действующих ли-

цензий и ООПТ, других условий, ограничивающих или регламентирующих проведение ГРР. Методика такой проверки объекта ГРР, как правило, указывается в Паспорте объекта ГРР.

В методическом плане проверка объекта ГРР выполняется в программном обеспечении ArcGis и включает ряд последовательных операций:

1) Для каждого объекта ГРР создается отдельный ГИС-проект, в качестве датума устанавливается геодезическая система координат ГСК-2011 в отображении данных в соответствующей зоне проекции Гаусса-Крюгера;

2) Предоставленные координаты объекта ГРР переводятся в десятичную систему географических координат и подгружаются в формате таблицы Excel в существующий ГИС-проект;

3) С помощью инструмента «Редактор» обводится контур объекта по угловым точкам, тем самым создается полигон объекта, в конечном итоге образуются два shp-файла, состоящие из данных с угловыми точками объекта и его контуром;

4) Далее подгружаются пространственные данные по действующим лицензиям и заявкам, предоставленные из ФГИС АСЛН, информация о границах участков с ООПТ из нескольких источников, таких как ИАС «ООПТ РФ» (<http://oopt.aari.ru/>), ГИС-Атлас, созданный институтом им. А. П. Карпинского (<https://vsegei.ru/ru/gisatlas/web-gisatlas/>), а также данные из государственного кадастра месторождений (<https://rfgf.ru/gkm/>);

5) В случае необходимости проводится сверка границ объекта ГРР (границы, определенной по координатам угловых точек, с границей, зафиксированной на графических приложениях заявителей с топографической основой).

Следует отметить, что важным элементом Паспорта объекта ГРР являются координаты угловых точек, которые должны вводиться в геодезической системе координат ГСК-2011. Такой порядок регламентирован постановлением Правительства РФ от 24.11.2016 г. № 1240 «Об установлении государственных систем координат, государственной системы высот и государственной гравиметрической системы» [3]. Предоставляемые недропользователями координаты часто подлежат пересчету в правильную систему координат, при этом определяется площадь объекта.

Проверка объекта ГРР проводится по следующим параметрам:

1) Наличие либо отсутствие пересечений объекта ГРР с действующими лицензиями на право пользования участками недр, а также участков недр, предполагаемых для предоставления в пользование по различным основаниям;

2) Наличие либо отсутствие пересечений с участками, имеющими статус ООПТ; согласно п. 2 ст. 2 Федерального закона от 14.03.1995 № 33 «Об особо охраняемых природных территориях» с учетом особенностей режима особо охраняемых природных территорий различаются следующие категории указанных территорий: государственные природные заповедники, в том числе биосферные заповедники, национальные парки, природные парки, государственные природные заказники, памятники природы, дендрологические парки и ботанические сады;

3) Нахождение либо отсутствие в границах объекта ГРР открытого месторождения и рудопроявления;

4) Наличие либо отсутствие пересечений с объектами актуального Пообъектного плана ГРР на различные виды ТПИ, в ряде случаев требующих решения о приоритетности объектов;

5) Корректная конфигурация границ участка ГРР.

В структуре Паспорта объекта ГРР в качестве важнейшего элемента предусматривается заключение ГИС-специалиста, согласованное с экспертом, курирующим данный объект, по результатам проведенного анализа пространственных данных с указанием возможных ограничений либо запрета на проведение ГРР, а также определением детальной информации о различных условиях проведения работ на интересующем объекте. В случае необходимости даются рекомендации по корректировке границ объекта для беспрепятственного проведения ГРР.

Например, в сентябре 2023 г. из Роснедр поступил запрос о возможности корректировки площади объекта «Герасимовская перспективная площадь» (далее – Объект) либо расторжения Государственного контракта в связи с пересечением границ Объекта с внешней границей проектируемой охранной зоны национального парка «Зов тигра», находящимся в Приморском крае. В соответствии с п. 4 ч. 8 проекта Положения об охранной зоне национального парка «Зов

тигра» (проект приказа Минприроды России «Об установлении границ охранной зоны национального парка “Зов тигра”»), а также об утверждении Положения о данной охранной зоне) на территории охранной зоны запрещается деятельность, оказывающая негативное воздействие на природные комплексы и объекты национального парка, в том числе запрещается разведка и разработка месторождения полезных ископаемых, а также выполнение иных работ, связанных с пользованием недрами [4]. На основании заключения эксперта ФГБУ «ЦНИГРИ» было направлено предложение об изменении границ Объекта, в соответствии с планируемыми границами охранной зоны национального парка «Зов тигра», так как это не окажет сильного негативного влияния на результаты работ и позволит продолжать выполнение геологического задания. Данное предложение было зафиксировано в соответствующем Паспорте объекта ГРР.

Методика корректировки границ объекта «Герасимовская перспективная площадь» заключалась в следующем: в ГИС-проект загружается схема изменяемых границ объекта в формате JPEG, с помощью инструмента «Пространственная привязка» происходит пространственная привязка раstra к базовому слою, что позволяет расположить данный растровый слой к текущему отображению карты. Для вычисления новых угловых точек объекта используется инструмент «Вершины объекта в точки», который создает класс пространственных объектов, содержащий точки, созданные из указанных вершин или местоположений входных объектов. Добавление полей POINT\_X и POINT\_Y позволяет вычислить значения этих полей, а следовательно, определить координаты в системе ГСК-2011 в формате «градусы/минуты/секунды». Полученные координаты можно конвертировать в файл Microsoft Excel. В конечном итоге получается карта с измененными границами объекта в формате shp-файла и каталог координат границ объекта в системе координат ГСК-2011.

Другим примером может служить планируемый объект «Куруш-Мазинская площадь» с планируемыми поисковыми работами, который был полностью охвачен новым ООПТ, в связи с чем был исключен из Пообъектного плана ГРР. Значительной многократной корректировке подверглись границы «защитной» Еланско-Куманьенской площади, сначала в связи с пересечениями границ с ООПТ, затем в связи с выданными новыми лицензиями на недропользование.

Выводы.

Паспорт объекта ГРР как документ, созданный с использованием геоинформационных технологий, отражает современное состояние границ объекта, историю изменения его границ на тех или иных основаниях, факторы, ограничивающие или запрещающие проведение ГРР, а также, в случае необходимости, рекомендации по корректировке границ объекта для беспрепятственного проведения ГРР. При этом Паспорт объекта ГРР сопровождается финальным комплектом полученных материалов, включающих shp-файл с угловыми точками, shp-файл с контуром, и карты в различном масштабе в форматах JPEG и PDF. Информация, полученная из заключения ГИС-специалиста отдела научно-методического обеспечения и сопровождения ГРР ФГБУ «ЦНИГРИ», указанная в Паспорте объекта ГРР вместе с сопровождающими его графическими материалами, учитывается при определении объектов ГРР, приоритетных для включения в Пообъектный план ГРР или исключения из него.

Конечные координаты, отраженные в Паспортах новых объектов ГРР, используются при подготовке проектов конкурсных технических (геологических) заданий объектов ГРР.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Закон РФ от 21.02.1992 № 2395-1 «О недрах» (действующая редакция на 25.12.2023).
2. Приказ Минприроды России № 802, Роснедр № 20 от 28.10.2021 «Об утверждении Порядка предоставления права пользования участками недр для геологического изучения недр, включающего поиски и оценку месторождений полезных ископаемых, на участке недр, не включенном в перечень участков недр для геологического изучения недр, за исключением недр на участках недр федерального значения и участках недр местного значения» (действующая редакция на 25.12.2023).
3. Постановление Правительства РФ от 24.11.2016 г. № 1240 «Об установлении государственных систем координат, государственной системы высот и государственной гравиметрической системы» (действующая редакция на 25.12.2023).
4. Письмо Роснедр от 29.09.2023 № 04-30/21985.

## АНАЛИЗ РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ УЧАСТКА НЕДР «ВЕРХОВЬЕ РЕКИ СЕРЕБРЯНКА» И ПРОГНОЗ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ЗОЛОТА (ПОЛУОСТРОВ ТАЙМЫР)

Участок «Верховье реки Серебрянка» расположен на территории Таймырского Долгано-Немецкого муниципального района Красноярского края. В металлогеническом отношении участок находится в пределах Центрально-Челюскинского золоторудно-россыпного района, в контуре Кунар-Серебрянского рудного узла. В геологическом строении территории принимают участие докембрийские, мезозойские и кайнозойские отложения (рис. 1) [1].

Аллювий практически всех водотоков площади золотоносен – вплоть до образования промышленных концентраций. Промышленную ценность в пределах лицензионного участка недр имеют современные аллювиальные и погребенные россыпи. Россыпи располагаются как в пределах долин одного порядка (р. Серебрянка), так и переходят из долин низкого порядка (руч. Путевой, Левая Серебрянка) в долины более высоких порядков. Россыпные струи залегают в пределах современной и погребенной (сложенных слаболитифицированными конгломератами и песчаниками кунарской свиты нижней юры) пойм. Выявленные россыпные месторождения относятся к классу мелких и весьма мелких с запасами золота менее 1 т.

Степень геологической изученности россыпных проявлений резко различается. Наиболее изученной является россыпь бассейна р. Серебрянки, менее – россыпь руч. Левая Серебрянка. Россыпь руч. Путевой является практически неисследованной. Данных по ее промышленной характеристике не обнаружено.

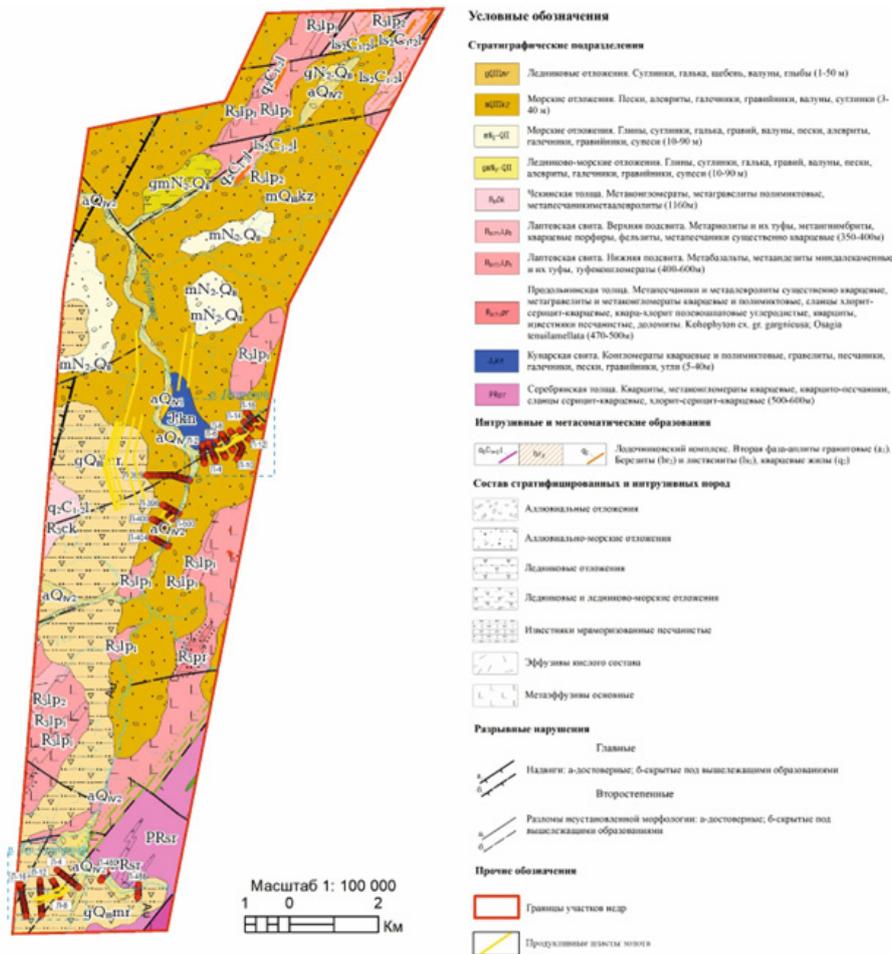


Рис. 1. Геологическая карта участка «Верховье реки Серебрянка» с разведочными линиями 2021–2022 гг.

**Таблица 1. Классы крупности россыпного золота водотоков участка «Верховье реки Серебрянка»**

Класс	Размерность, мм
1	-0,25
2	+0,25
3	+0,5
4	+1,0
5	+2,0

По полученным протоколам минералогического анализа (2021–2022 гг.) обработка данных и подсчет золота велся по пяти классам (табл. 1).

Анализ распределения крупности россыпного золота в водотоках изучаемой площади показывает, что выделяются два класса крупности  $-0,25+0,5$  мм и  $+1+2$  мм. Доля тонкого золота крупностью менее 1 мм составляет от 90 до 99 % (руч. Левая Серебрянка), количество крупного золота постепенно начинает возрастать в среднем течении р. Серебрянки (7,2 %) и далее по руч. Путевой (9,8 %). В остальных водотоках площади количество крупного золота практически отсутствует (0–0,8 %).

Для россыпного золота характерна достаточно выдержанная высокая пробность (табл. 2).

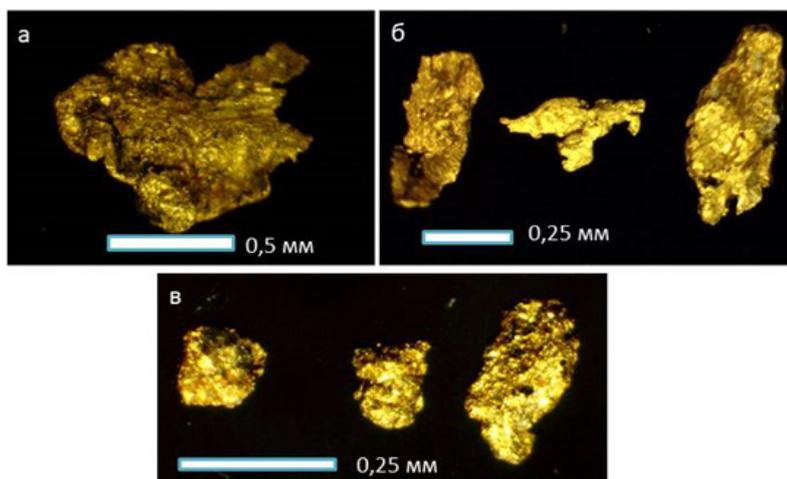
Судя по составу россыпного золота, можно предположить, что формирование золота в коренном источнике происходило в два этапа: со вторым этапом вероятнее связан процесс высокотемпературного метаморфизма, в результате чего изначальное золото испытало процессы растворения и рассеивания, а также упорядочения структуры раннего золота и удаления из него серебра в процессе интраминерализационной перекристаллизации.

Взаимоотношения золота с вмещающими минералами (в первую очередь, с кварцем и сульфидами) совершенно идентичны в рудах и в самородном золоте из россыпей. Так, в единичных пробах из руч. Путевой неоднократно отмечалось, что чешуйки золота почти на 90 % находятся в оболочке пиритового состава или пятнах и «рубашке» из гидроокислов железа, а также что золотины содержат в себе включения темноцветных минералов и кварца. Из чего мы можем предположить, что золото в исходных рудах находится как в свободной форме (в интерстициях), так и заключено в сульфидах.

Морфология и окатанность золотин различна. Так, для руч. Путевой отмечается, что большая часть золотин имеет неправильные, вытянутые, овальные, изометричные, многоугольные, комковатые формы. Палочки (золотины удлинённой формы) в поперечном сечении плоские или округлые. Поверхность в основной массе с несовершенной обработкой: шероховатая, бугристая, шагреневая, с отпечатками вдавливания других минералов, редко гладкая. Золотины иногда деформированы: изогнуты, исцарапаны, имеют заливообразные, волнистые, разорванные, скрученные и подвернутые края. Окатанность средняя, реже слабая и хорошая. Цвет золота соломенно-желтый. Отмечается, что по направлению к истоку руч. Путевой количество золота «рудного» облика увеличивается. С 10 разведочной линии отмечаются чешуйки золота с включениями минералов и рубашкой (оболочкой) из пирита или гидроокислов железа. В среднем течении р. Серебрянка в районе устья руч. Путевой анализ морфологии золота по разведочным линиям 396, 404 и 500 показал, что золотины имеют неправильные с различными очертаниями формы: треугольные, зигзагообразные, продолговатые, приплюснутые, комковидные, проволочковидные. Пластины, чешуи и таблички по очертаниям округлые, угловатые, продолговатые. На краях иногда наблюдается механическое воздействие в виде сжатия. Поверхность, как правило, резко рельефная, реже шероховатая, мелкоямчатая. Западины часто заполнены зернами кварца, карбонатного и глинистого материала. Отмечены золотины с незначительными включениями мелких зерен кварца. Окатанность средняя, реже плохая. Морфология выделений самородного золота россыпи руч. Левая Серебрянка в основном пластинчатая с отпе-

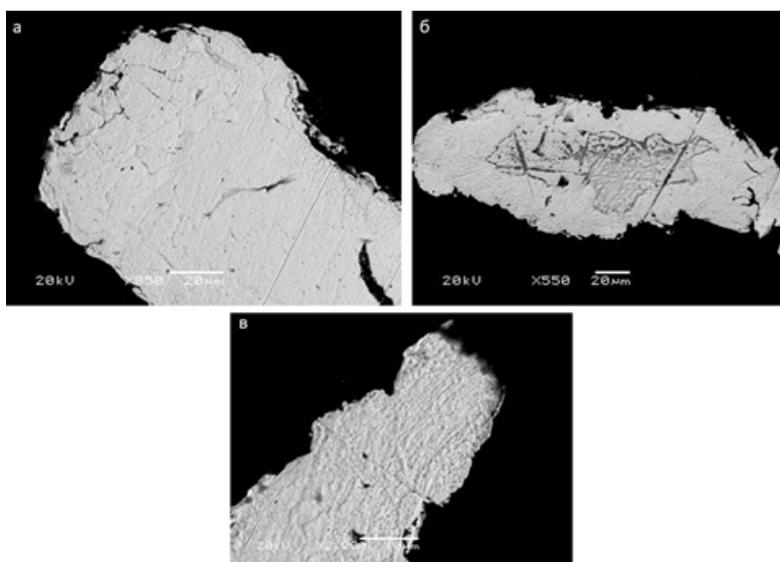
**Таблица 2. Пробность россыпного золота водотоков участка «Верховье реки Серебрянка»**

№ пробы	Водоток	Разведочная линия	Компоненты, в %			Пробность Au
			Au	Ag	примеси	
1	руч. Путевой	4, 6, 8	94,76	4,52	0,72	948
2	руч. Путевой	4, 6, 8, 10	96,35	2,29	1,36	964
3	р. Серебрянка	396, 400, 404, 500	98,9	0,84	0,26	989



**Рис. 2. Морфология золота россыпи руч. Лев. Серебрянка:**

а – золото пластинчатой формы с грубошагреновой поверхностью; б – слабоокатанное золото комковидной и крючковатой формы с ямчато-бугорчатой поверхностью; в – слабоокатанное золото пластинчатой формы с мелкоямчатой поверхностью



**Рис. 3. Внутреннее строение золота бассейна р. Серебрянка:**

а – структуры грануляции по периферийной части высокопробного золота; б – мощная высокопробная оболочка среднепробного золота (реликт в центральной части золотины); в – сланцеватая структура весьма высокопробного золота

чатками вдавливания на мелкоямчатой поверхности (рис. 2, а), реже комковидная и крючковатая рудного облика (см. рис. 2, б, в). По степени окатанности изученное золото в целом относится к хорошо окатанному классу.

Изучение внутреннего строения россыпного золота р. Серебрянка (как золотины современных россыпей, так и слаболитифицированных конгломератов раннеюрского возраста) показало, что для изученного золота весьма характерны сланцеватые внутренние структуры (рис. 3, в), обусловленные пластическими деформациями, приводящими к исчезновению первичной зернистой структуры золота. Вторичное изменение золота в россыпи и высокая интенсивность этих процессов, выражающихся в изменении внутренней структуры, рекристаллизации, образовании высокопробной оболочки различной мощности (см. рис. 3, а, б), позволяет говорить о неодновременности его поступления из коренных источников, так как такие структуры особенно присущи многократно переотлагавшемуся мелкому золоту [2]. Вместе с тем в мелких фракциях некоторых проб обнаружено слабоокатанное золото (до 40 %), вероятно, связанное с близлежащими коренными источниками.

Анализ гранулометрического состава, пробности, степени окатанности и других характеристик позволяет предположить, что часть золота поступала из промежуточных коллекторов, а другая часть поступала из близлежащих коренных источников, участвующих в дополнительной подпитке россыпей.

Предположительно, источником формирования служил золото-кварц-сульфидный формационный тип. Россыпная золотоносность водотоков связана с распространением здесь гидротермальных жил и зон прожилкования (неоднократно вскрытых скважинами УКБ в плотике), несущих убогую сульфидную минерализацию, представленную пиритом, халькопиритом и галенитом. В нижнем течении руч. Путевой в левом борту предшественниками опробованы гидротермальные образования с вкрапленной сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит и галенит). По данным пробирного анализа, концентрация золота в них составляет до 1 г/т.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Марковский В. А., Кобаньков В. Я., Соболевская Р. Ф., Проскурнин В. Ф., Шнейдер Г. В. и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Листы Т-47-XXVIII, XXIX, XXX (р. Марга), Т-48-ХІХ, XX, XXI (п.ст. Челюскин) Т-48-XXII, XXIII, XXIV (о. Самуила), Т-48-XXV, XXVI, XXVII (плато Лодочникова), Т-48-XXVIII, XXIX, XXX (залив Симса). – Норильск : фонды ЦАГРЭ ПГО «Севморгеология», 2000.
2. Николаева Л. А. О преобразованиях внутренней структуры золота в россыпях // Труды ЦНИГРИ. – 1968. – Вып. 79.

**Дюсетай С. Б., Бекботаева А. А.**

*Satbayev University, г. Алматы*

#### **ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДНО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОГОДАЙ**

Месторождение Когодай находится в пределах Иртышской структурно-формационной зоны, характеризующейся широким распространением метаморфических фаций, сформированных главным образом по осадочным породам.

В ее пределах известны два рудных района с медно-колчеданным оруденением – Курчум-Кальджирский и Вавилонский. Эти районы расположены в 360 км друг от друга, каждый из них включает месторождение и несколько проявлений, при этом все они пространственно ассоциируют с вулканитами основного состава, имеют однотипный минеральный и химический состав руд, сходный характер окolorудных изменений, одинаковую морфологию рудных тел, соответствие в степени метаморфизованности вмещающих пород и руд. Медно-колчеданные месторождения и проявления имеют целый ряд специфических особенностей, по которым принципиально отличаются от других колчеданных месторождений рудно-алтайской провинции, в первую очередь, по составу руд и ассоциирующим с ними вулканогенным породам основного состава. В процессе исследования эти и многие другие особенности медно-колчеданного оруденения были рассмотрены с учетом всего комплекса геологических и структурно-тектонических факторов его формирования, а также в свете палеогеодинамических реконструкций этого региона. Последние позволяют установить связь между всеми процессами, так или иначе касающимися истории становления и развития медно-колчеданного оруденения Юго-Западного Алтая.

Медно-колчеданные объекты Курчум-Кальджирского рудного района пространственно можно объединить в три группы:

- Карчигинская (месторождение Карчига и проявления Спассовское, Южная Антиклиналь, Шандыбулак, Бериктас и др.);
  - Бала-Кальджирская (проявления Кок-Кара-Узек, Узун-Булак, Береза);
  - Когодайская (месторождение Когодай, проявления Лотошное, Туюк, Федоровское, Канат).
- Все проявления локализованы в пределах высокометаморфизованных пород гнейсо-ам-

фиболового комплекса, причем для них характерным является размещение в его средней пачке, характеризующейся широким развитием амфиболитов. При этом медно-колчеданное оруденение тесно ассоциирует с последними, размещаясь в непосредственной близости от амфиболитов, или же в зонах их контакта с гнейсами [1].

Структурно месторождение Когодай располагается в пределах юго-восточной части осевой подзоны Иртышской структурно-формационной зоны, которая сложена высокометаморфизованными породами, сменяющимися к северо-востоку филлитизированными осадочными отложениями нижнего палеозоя – нижнего девона, сформировавшими нижний структурный этаж этой зоны.

Следует отметить, что в осевой подзоне развиты многочисленные линейные и брахиформные структуры второго порядка, к которым на площади участка относятся Когодайская синклиналь и Лотошинская антиклиналь.

Когодайская синклиналь протягивается в пределах кристаллической полосы на 30 км при ширине 4 км. Погружение оси структуры северо-западное, в бассейне р. Киинсу она испытывает неоднократную ундуляцию. Углы погружения составляют 5–20°. Установить истинные углы падения крыльев структуры невозможно, так как в условиях высокой степени метаморфизма элементы первичной слоистости совершенно не сохраняются. Здесь мы имеем дело с кристаллизационной сланцеватостью, которая в одних случаях развивается по слоистости, но большей частью – по кливажу осевых поверхностей. В ядре Когодайской структуры падение кристаллизационной сланцеватости пологое (10–40°), на крыльях она резко возрастает до 70–80°. Последнее можно объяснить лишь неравномерным развитием кливажа в осевой части структуры и на ее крыльях.

Лотошинская антиклиналь является северо-западным продолжением северной ветви Маралихинской антиклинали и прослеживается на расстояние около 6 км при ширине 1–1,5 км. В строении структуры принимают участие кристаллические сланцы и амфиболиты. Оба ее крыла срезаны разломами и осложнены мелкой изоклиальной складчатостью. Погружение оси антиклинали юго-восточное в северо-западной части и северо-западное в юго-восточной. К западу от рудопроявления Лотошное ось складки по северо-восточным разломам смещается к югу. Структура в целом характеризуется асимметричным профилем. Падение южного крыла достигает 50–60°, в то время как углы падения северного крыла не превышают 20–40° (Назаров Г. В., Кузьмин Ю. В., 1968 г.; Клепиков Н. А., 1992 г.).

В пределах полосы осадочно-метаморфических пород развиты магматические образования, группирующиеся в следующие интрузивные комплексы: *прииртышский, средне-верхнекаменноугольный, верхне-каменноугольный и калбинский*.

Породы прииртышского комплекса наиболее распространены в Иртышской зоне смятия. Он объединяет довольно обширную группу пород от диабазов, габбродиабазов до гранитов. В составе этого комплекса установлены четыре фазы.

**Первая фаза** широко развита на участке работ и поэтому должна быть рассмотрена более детально. Она представлена диабазами, диабазовыми порфиритами, габбродиабазами, серпентинитами и амфиболитами. Диабазы и их разновидности слагают отдельные небольшие массивы, резко вытянутые в северо-западном направлении. Обычно они приурочены к разломам северо-западного направления и имеют крутые падения, согласные с общим падением зоны. Вокруг диабазовых тел откартированы многочисленные мелкие дайки диабазов (жилы первого этапа). Контактные процессы, сопровождающие внедрение диабазов, выразились в амфиболитизации, главным образом, известковистых алевролитов и песчаников. Наибольшей интенсивности она достигает в пределах кристаллической полосы, где породы превращены в амфиболиты. В вертикальном разрезе полосы кристаллических сланцев амфиболиты распределены неравномерно. Максимальная концентрация амфиболитов устанавливается в разрезе первой ("в") и третьей ("d") толщ, субстрат которых характеризуется преобладанием известковистых песчано-алевролитовых отложений. Форма амфиболитовых тел двоякая. В одном случае это согласные со складчатыми структурами пластовые тела мощностью от 1 м до первых сотен метров (пластовые горизонты амфиболитов четко повторяют замковую часть синклинали). В другом случае амфиболиты образуют резко вытянутые в северо-западном направлении крутопадаю-

щие тела. Такой формой, например, обладает горизонт амфиболитов, протягивающийся на северо-запад от с. Маралиха до р. Когодай, где он сочленяется с пластовыми телами, приобретая сложную комбинированную форму.

К первой фазе относят также анатомические граниты правобережья р. Киинсу. Основанием для этого послужила тесная пространственная связь амфиболитов и гранитоидов, а также наличие ксенолитов габброидов с реоморфическими гранитами в контакте в габброидах второй фазы. Последнее дает возможность предполагать, что процессы плавления кристаллических сланцев имели место до внедрения габброидов второй фазы.

**Вторая фаза** представлена габбродиабазами, габбро, габбродиоритами, слагающими Чандинский, Маралихинский и Бабаевский массивы.

**Третья фаза** включает среднезернистые биотитовые граниты, иногда порфиоровидные, а также гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты, гранофиры.

**Жильная серия прииртышского комплекса** представлена дайками диабазов, фельзитовидных кварцевых порфиров и кварцевых альбитофинов. Диабазы в составе этой группы имеют подчиненное распространение.

*Жильная серия средне-верхнекаменноугольного комплекса* представлена гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами.

*Интрузии верхнекаменноугольного комплекса* сложены дайками плагиогранит-порфиров, плагиоклазит-порфиров, местами приближающихся к лампрофирам.

*Гранитоиды калбинского интрузивного комплекса* ограничено развиты в западной части площади. Они включают среднезернистые, местами со слабовыраженной порфиоровидностью биотитовые и мусковит-биотитовые граниты, сопровождающиеся дайками аплитов, аплитовидных пегматоидных гранитов и кварцевыми жилами.

Площадь месторождения сложена двумя толщами: верхней, включающей полевошпат-кварц-мусковитовые и кварц-полевошпат-биотитовые сланцы с частыми горизонтами и прослоями полевошпат-амфиболовых сланцев, и нижней, представленной частым чередованием мощных горизонтов амфиболитов с подчиненным количеством кварц-полевошпат-слюдястых и амфиболовых сланцев.

Присутствуют мелкие согласные тела нацело амфиболитизированных габброидов (массивных амфиболитов) и дайки гранофировых плагиоклазовых порфиров, распространенные по всей площади участка и часто занимающие секущее положение по отношению к пликативным структурам. Зоны минерализации приурочены к согласным с полосчатостью в амфиболитах зонам повышенного рассланцевания и к срывам по их контактам. Эти тела лентообразной формы с частыми раздувами образуют согласные с простиранием сланцев линзовидные выходы. Погружение их совпадает с погружением складчатых форм. В зоне гипергенеза минерализованные породы превращены в лимонит-кварцевые породы с малахитом и большим количеством пустот от выщелачивания сульфидов (Пятков Б. А., 2022 г.).

Таким образом, месторождение Когодай демонстрирует тесное взаимодействие с высокометаморфизованными породами гнейсо-амфиболитового комплекса, расположенными его в средней пачке. Расположение Когодайской синклинали и Лотошинской антиклинали в пределах Иртышской структурно-формационной зоны подчеркивает структурную сложность региона. Разнообразие пород и фаз интрузивных комплексов указывает на различные этапы их образования. Присутствие зон минерализации, ассоциированных с интрузивами и структурными нарушениями, подчеркивает перспективы для дополнительных исследований рудоносности и геологического потенциала данного участка.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобанов К. В. Медно-колчеданное оруденение Юго-Западного Алтая : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения» : дис. на соискание учен. степ. канд. геол.-минерал. наук / Лобанов Константин Васильевич. – Новосибирск, 2012. – 144 с.

**Еременко А. В., Шатилова Л. В.**

*ФГБУ «ЦНИГРИ», Москва*

### **ШЛИХО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУНДАТ-ТАЛАНОВСКОЙ ПЛОЩАДИ**

На протяжении многих миллионов лет участок Кундат-Талановской площади испытывал сложное геологическое развитие, проявляющееся в неоднократных сменах тектонических обстановок и различных формаций: карбонатных, терригенных и вулканических. В стратиграфическом разрезе выделяются разновозрастные отложения: вендской (известняки, мрамора, сланцы), кембрийской (базальты, туфы, известняки, сланцы, песчаники и др.), девонской (субщелочные вулканические образования, песчаники, алевролиты), мел-палеогеновых отложений кор выветривания, а также четвертичной систем (галька, супесь, суглинки, пески, илы, глины).

Интрузивные массивы занимают значительную часть площади и представлены Московинским перидотит-пироксенит-габбровым, раннекембрийским кундусуюлским, раннекембрийским дунит-гарцбургитовым (бархатным), Мартайгинским диорит-гранодиорит-меланогранитовым, субвулканическими и дайковыми телами, Чебулинским щелочногранит-гранитовым, а также Горячегорским щелочно-габброидным комплексами.

Для коренных источников золота, по данным предшественников, на исследуемой территории характерны два генетических типа: гидротермальный, представленный средне- и низкотемпературными кварцевыми жилами, и менее распространенный контактово-метасоматический. При этом жилы, расположенные в чисто карбонатных породах или внутри интрузивных массивов, отличаются низкими содержаниями золота (Алабин Л. В., Резник Н. И. и др., 1963 г.). Контакттово-метасоматический тип проявляется в скарнировании, ороговиковании и т. д.

Участок Кундат расположен в пределах Кундат-Талановской площади Кемеровской области, рельеф относится к эрозионно-денудационному типу. Главной водной артерией являются р. Большой Кундат с ее притоками Большая Николка, Богословка, Миллеровская Николка и др., а также р. Кундусуюл. Долина р. Кундат и ее притоки сложены преимущественно карбонатными, сланцеватыми и вулканическими породами. Высотные отметки располагаются в пределах от 430 до 660 м. Особенностью территории является обращенный рельеф, выраженный в несоответствии форм рельефа с тектоническими структурами (Алабин Л. В., Резник Н. И. и др., 1963 г.).

Склоны делювиального и плоскостного смыва, распространенные на большей части территории, покрыты суглинками со щебнем и мелкими обломками пород мощностью от 1 до 5 м (Куртигешев В. С., Дубский В. С., и др., 1985 г.).

Пойма и I надпойменная терраса р. Большой Кундат сложены в основном песчано-галечным материалом и образуют совмещенное выположенное дно долины, покрытое делювиальными отложениями; II (аккумулятивная) и III (смешанная) террасы состоят из глин, песков, гравия, галечников, суглинков и супесей. На участках распространения III надпойменной террасы коренные породы представлены легко поддающимися выветриванию известняками и песчаниками. Большинство аллювиальных золотоносных отложений всех террас, довольно слабо выраженных в геоморфологическом плане, и пойма к настоящему моменту значительно поражены старательскими отработками.

На участке Кундат выделяются аллювиальные россыпи (террасовые и долинные), которые являются основным источником промышленной эксплуатации, и элювиально-делювиальные, развитые ограничено и, как правило, служащие источником питания для первого типа россыпей. Отличительной чертой аллювиальных (террасовых) россыпей является наличие горизонта синей глины, ниже которого располагается золотосодержащий пласт (Алабин Л. В., Резник Н. И. и др., 1963 г.).

В полевой сезон 2023 г. сотрудниками ЦНИГРИ в маршрутах с целью уточнения геолого-геоморфологического строения долин постоянных и временных водотоков были отобраны шлиховые пробы по тальвегам и из копушей. После их обработки проведенный минералогический анализ показал:

Основная часть минералов тяжелой фракции представлена обломками магнетита и ильменита, часто с примазками глинистого материала, наблюдались мартитизированные зерна магнетита и чешуйчатый гематит.

Распространены такие минералы, как эпидот, роговая обманка, гидроксиды железа, лейкоксен, агрегаты пород и минералов, реже отмечаются пирит, сфен, гранат, циркон, апатит. Турмалин, рутил, слюды и карбонаты наблюдались в виде единичных знаков.

Пирит часто имеет форму кубов, иногда встречаются более сложные кристаллические формы, а также их сростки или обломки.

Иногда в немагнитной фракции золотосодержащих шлихов присутствуют киноварь и/или шеелит (рис. 1), при этом наибольшее количество знаков золота (до 15 зерен) отмечается в пробах с киноварью.

Наличие киновари и шеелита в шлихах (как легко разрушающихся минералов при поступлении в россыпи) может свидетельствовать о близости коренного источника.

Золото в основном мелкое и весьма мелкое, преобладают частицы размером 0,1–0,25 мм, в редких случаях выделения достигают 1,25 мм по длинной оси. Золото преимущественно «рудного» облика. Около 50 % золотин составляют неправильные формы выделений – интерстициальные, трещинно-прожилковые и комковидно-уплощенные. Широко развиты гемиидиоморфные и кристаллические частицы (22 и 28 % соответственно) (рис. 2). По цвету выделяются две группы золотин – ярко-желтого и серебристо-желтого цветов (рис. 3).

Более окатанное золото наблюдалось весьма редко, обычно в пробах из долин р. Малый Кундусуул, р. Кундат и р. Николка (рис. 4). Гипергенные изменения на поверхности золотин

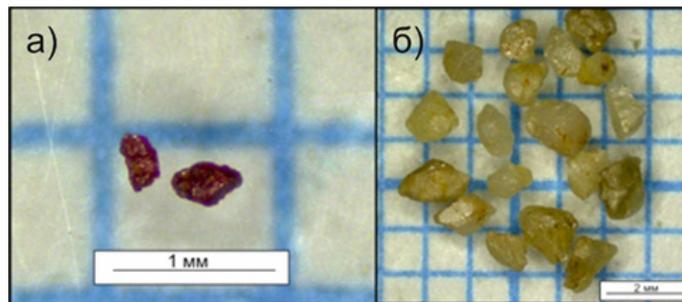


Рис. 1. Шлиховые минералы: а – киноварь (проба 3018); б – шеелит (проба 3054)

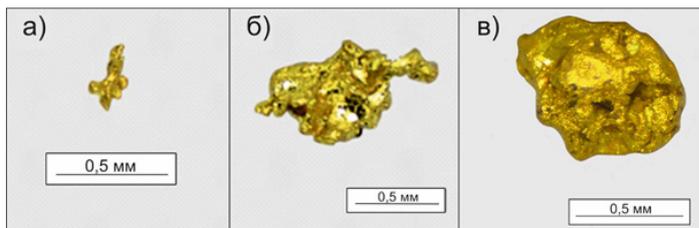


Рис. 2. Золото «рудного» облика: а – интерстициальное (проба 3020); б – трещинно-прожилковое (проба 3034), в – кристалл (проба 3011)

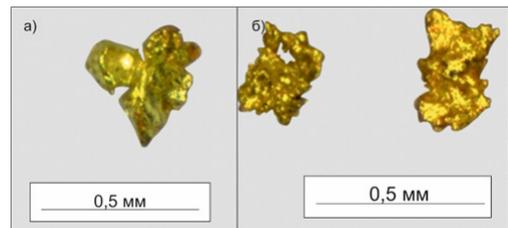


Рис. 3. Интерстициальная золотина соломенно-желтого цвета (а, проба 3035) и пластинчатое и цементационное золото ярко-желтого цвета (б, проба 3024)

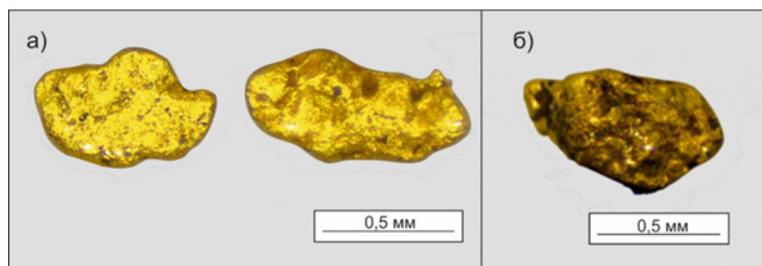
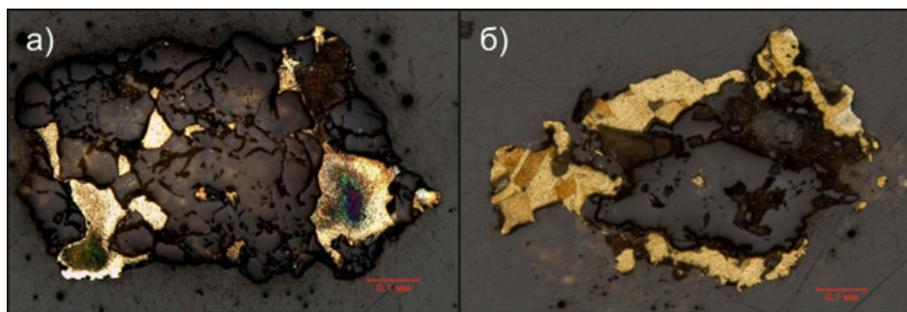


Рис. 4. Хорошоокатанное лепешковидное золото (а, проба 3098) и полуокатанный кристалл (б, проба 3059)



**Рис. 5.** Относительно низкопробное золото зонального и неяснозонального строения с более высокопробной диффузионной зоной по периферии (а, проба 3026); начальная рекристаллизация относительно высокопробного золота (б, проба 3018). Монтир. полир. шлиф., травление  $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$

проявлены довольно слабо, наблюдается зародышевая коррозия, также отмечались включения кварца и/или гидроксидов железа.

Многоступенчатое структурное травление показало, что отчетливо выделяются две группы золота, различающиеся по внутреннему строению. Преобладает относительно высокопробное золото монозернистой, реже разнотернистой структуры. В отдельных пробах встречается золото более низкопробное, для которого характерно зональное или неяснозональное строение. Эпикристаллизационные преобразования отмечаются в золоте обоих типов в виде тонкой фазовой неоднородности и начальных признаков рекристаллизации (высокопробное золото) и наличии периферической диффузионной зоны повышенной пробности (низкопробное золото) (рис. 5).

Весьма слабые гипергенные изменения золота представлены единичными тонкими межзерновыми высокопробными прожилками и фрагментарной тонкой коррозионной оболочкой.

Таким образом, наличие турмалина, шеелита и киновари в шлихах и соотношение морфологических типов золота (преобладание неправильных форм при весьма широкой роли кристаллических и гемиидиоморфных частиц), присутствие двух типов золота, различающегося по цвету, пробности и строению, могут свидетельствовать о поступлении этих минералов из многочисленных коренных источников разных рудно-формационных типов. Эти наблюдения подтверждают выводы Б. В. Рыжова [1] о том, что проявления коренной золотоносности данной территории представлены штокверкоподобными и разобщенными кварцево-жильными телами, зонами прожилкового окварцевания, а также золоторудными скарнами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рыжов Б. В., Стороженко А. А. [и др.]. Оценка перспектив месторождений золота различных генетических типов Маринской тайги. – М. – ЦНИГРИ, 1969.

**Еременко Е. Г.<sup>1</sup>, Несмеянова А. И.<sup>1</sup>, Саранчин А. В.<sup>1</sup>, Черненко Н. Я.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУ «ВИМС», г. Москва,

<sup>2</sup> ООО «Полярная экспедиционная компания», г. Красноярск

#### **ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПОРТАТИВНОЙ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ ПРИ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ ПО ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ**

При проведении поисковых и разведочных работ в последние годы все большее внимание уделяется методам бесконтактного оперативного анализа минерального состава отбираемых проб, к которым относится и портативная ИК-спектроскопия (ИКС).

Под ИКС понимается изучение спектров поглощения в диапазоне от видимой до коротковолновой инфракрасной области (Visible – Near-Infrared – Short Wave Infrared (Vis-NIR-SWIR)). В данном диапазоне известны характеристические полосы поглощения для порядка 60–70 минералов, главным образом глинистых и слюдяных.

К широкому внедрению ИКС в практику ГРП привели разработанные алгоритмы и реализующее их программное обеспечение, а также аппаратная база, которые позволяют проводить диагностику минералов и картирование околорудных изменений в полевых условиях на образцах и керне горных пород [1, 2, 3]. Однако на ранних стадиях ГРП и особенно в условиях закрытых и полузакрытых ландшафтов сбор большого количества каменного материала обычно затруднен и для опосредованного поиска часто применяются геохимические методы поисков по вторичным ореолам рассеяния. Опыт использования и адаптации имеющихся подходов к бесконтактному анализу минерального состава материала литохимических проб представлен в настоящей работе.

Измерение спектров диффузного отражения в Vis-NIR-SWIR диапазонах проведено с использованием портативного спектрометра TerraSpec 4 Hi-Res (ASD Inc. PANalytical NIR Center, США). Прибор измеряет спектр диффузного отражения в диапазоне от 350 до 2500 нм. В этом диапазоне определенные молекулярные соединения в минералах поглощают энергию электромагнитных волн, соответственно резко понижая отражательную способность с образованием отрицательных пиков, отвечающих данным длинам волн. По измеренным спектрам определялся минеральный состав изучаемых проб с использованием спектральной библиотеки и программного обеспечения TSG Version 7 (CSIRO, Australia), позволяющих определить до 4 минеральных видов для одного замера спектра.

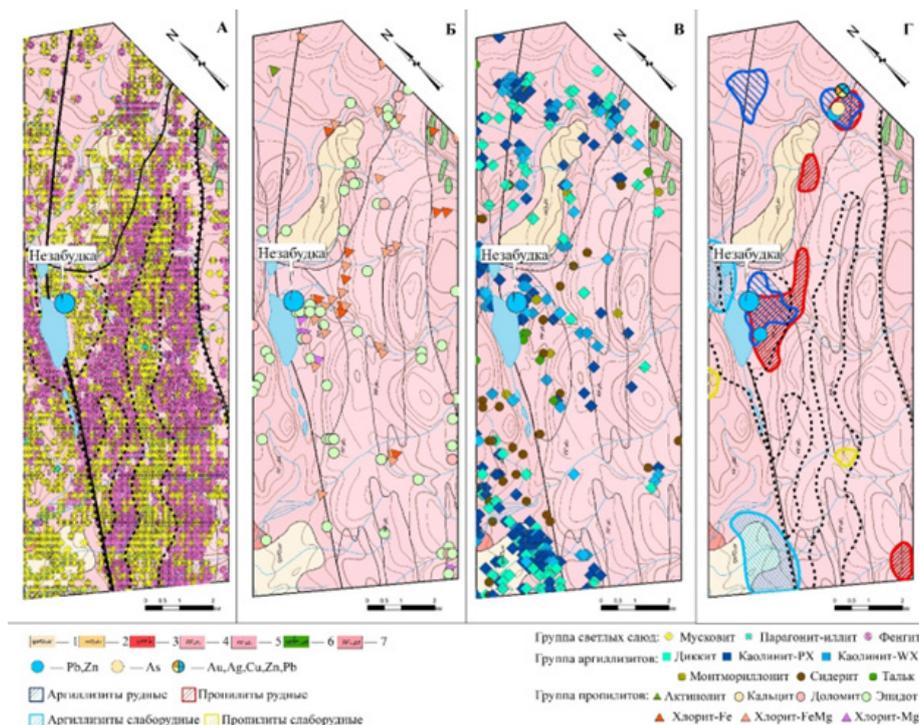
Объектом изучения являлась поисковая площадь, перспективная на обнаружение месторождений порфирово-эпитермального типа, расположенная в пределах Фаддеевского террейна архейского кристаллического фундамента Таймырской складчатой системы. В геологическом строении района принимают участие породы основания – метаморфизованные гнейсы, амфиболиты, кристаллосланцы архейского возраста и метаморфизованные вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения нижнего протерозоя, прорванные рифейскими гранитоидами. Отложения AR-PR<sub>1</sub> перекрыты стратифицированными подразделениями и субвулканическими образованиями нижнего и среднего рифея. Породные комплексы вмещают интрузии позднепалеозойских гранитоидов, с которыми потенциально ассоциирует оруденение медно-молибден-порфирового типа. Предшественниками отмечались поля гидротермальной проработки, представленные низкотемпературными метасоматитами с наложенными на них жильно-прожилковыми образованиями штокверкового типа, к которым приурочено единственное известное на площади серебро-полиметаллическое с золотом проявление Незабудка, локализованное в метаморфизованных вулканогенно-терригенно-карбонатных породных комплексах рифея (рис. 1, Г).

Исследования методом портативной ИК-спектроскопии проводились на материале литохимических проб, отобранных из горизонта В (или С) по сети 250 × 250 м, высушенных без нагрева и просеянных до фракции -1 мм. Суммарно было проанализировано 4594 пробы, по результатам замеров которых, в 2992 пробах были выявлены 24 минеральных вида, а для 1602 проб получены спектральные данные, не позволившие идентифицировать в них минеральные виды.

Перечень выявленных минералов и количество определений следующие: мусковит (1347 определений), фенгит (1211), гетит (424), каолинит низкой степени кристалличности (127), каолинит высокой степени кристалличности (74), диксит (65), эпидот (52), анкерит (44), сидерит (31), цоизит (28), FeMg-хлорит (26), Fe-хлорит (10), роговая обманка (10), доломит (9), монтмориллонит (9), тальк (8), биотит (6), Mg-хлорит (6), магнезит (6), рибекит (5), парагонит-иллит (3), Fe-турмалин (3), актинолит (1), турмалин (1).

Анализ количества выявленных минеральных видов показывает существенное преобладание минералов группы светлых слюд (мусковит, фенгит, парагонит-иллит). Вторую по распространенности группу составляют каолинит и диксит. В чуть менее 10 % проб был диагностирован гетит. В количестве ~1 % встречены эпидот и анкерит. Все остальные минералы определены в единичных случаях.

Все типоморфные минеральные виды были условно сгруппированы на основании классификации метасоматических формаций, характерных для зональных порфирово-эпитермальных систем (ПЭС) [4] и в виде карт-разносок отображены на геологическом плане участка (рис. 1, А, Б, В).



**Рис. 1. А – карта-разноска минералов группы светлых слюдов; Б – карта-разноска минералов группы пропилитов; В – карта-разноска минералов группы аргиллизитов; Г – геологическая карта участка работ с областями развития гидротермально-метасоматических изменений.**

В условных обозначениях: 1 – Сартанский горизонт. Озерно-ледниковые отложения. 2 – Казанцевский горизонт. Ледово-морские отложения. 3 – Снежинский комплекс. Штоки и пластовые тела катаклазированных лейкогрантов. 4 – Становская толща. Верхняя подтолща. Метаалевролиты, метапесчаники с прослоями метаизвестняков. 5 – Становская толща. Нижняя подтолща. Метариолиты, метадациты, метаандезиты и их туфы. 6 – Севербыррангский комплекс метагаббро-долеоровый. 7 – Ждановская толща. Метаалевролиты, метапесчаники известняки мраморизованные, сланцы по базальтовым метатуфам.

К формации пропилитов отнесены актинолит, хлорит, доломит, эпидот (рис. 1, А), к формации аргиллизитов – диксит, каолинит, сидерит, монтмориллонит и тальк (рис. 1, Б). Отдельно рассмотрена группа светлых слюдов, включающая мусковит, фенгит и парагонит-иллит (рис. 1, В). Несмотря на то, что в состав типичных метасоматических формаций входят светлые слюды, их классификация по формационному признаку затруднительна. Мусковитизация характерна как на подрудном уровне типичных ПЭС в составе поздних аргиллизитов, так и в составе кварц-серицитовых метасоматитов (филлизитов), часто вмещающих кондиционное медно-порфировое оруденение [5].

Стоит отметить, что при данном подходе к классификации сделано сознательное допущение, что все выявленных типоморфные минеральные виды являются продуктом исключительно гидротермально-метасоматической деятельности и не связаны с образованием контактово-метаморфических пород и проявлениями процессов выветривания. На данном этапе исследования установление генезиса определенных минералов, без привлечения дополнительных аналитических методов, не представляется возможной.

Полученные данные ИКС также были сопоставлены с химическим составом проб, определенным с помощью портативного рентгено-флуоресцентного анализа (РФА). Основной поисковый интерес представляют элементы, входящие в состав типичных рудных ассоциаций – Cu, Zn, Ni, As, Pb. Установлено, что с возрастанием в пробах концентраций Cu и As, Zn, Ni увеличивается и частота встречаемости минералов, характерных для формации пропилитов – эпидота и хлорита, особенно магнезиального. В пробах, чей минеральный состав отнесен к формации аргиллизитов, часто наблюдаются повышенные концентрации Zn и As. Отдельно обращают на себя внимание пробы с монтмориллонитом, где были выявлены высокие содер-

жания Cu. Для светлослюдистой минерализации не установлено закономерности между частотой встречаемости определенных минералов и содержанием основных рудогенных элементов. Наиболее распространенным низким классом содержаний Cu, Zn, Ni, As, Pb соответствует и наибольшая встречаемость большинства минеральных видов.

В результате анализа полученных данных по минеральному и химическому составу проб выявлено несколько аномальных областей, по своим характеристикам отвечающих ореолам развития околорудных гидротермально-метасоматических изменений.

Области развития минералов, отнесенных к формации **пропилитов**, во вторичном геохимическом поле отвечают высокие содержания As, Zn, Pb, Ag, Cu, Ni, а также Cr и Co. Ассоциация эпидота, хлорита и доломита формирует локальные области сгущения, которые можно интерпретировать как признак наличия ореолов пропилитизации в подстилающих коренных породах (метавулканические и метатерригенные породы рифея).

Минералы формации **аргиллизитов** образуют 5 контрастных компактных ореолов площадью 0,5–2,0 км<sup>2</sup>. В минеральном составе ореолов резко увеличивается доля каолинита низкой степени кристалличности, диккита и талька. Два ореола пространственно сопряжены с ореолами пропилитизации в метариолитах становской толщи. С этими же двумя ореолами связано повышенное содержание в рыхлых отложениях меди (более 100 г/т), мышьяка (более 25 г/т), свинца (более 30 г/т), цинка (более 110 г/т), серебра (более 20 г/т), а также Ba, Cr, Ni. Оставшиеся три ореола приурочены к выходам метапесчаников ждановской толщи и частично попадают в аномальные геохимические поля Cu, Ag и Co.

Рудная природа выделенных минеральных ореолов подтверждается тем, что единственное известное на площади эпитермальное серебро-полиметаллическое с золотом рудопроявление Незабудка приурочено к комплексному ореолу, где совмещаются минералы формации пропилитов и аргиллизитов. (рис. 1, Г). Еще один аналогичный комплексный ореол установлен на востоке площади в зоне надвига в пределах ждановской толщи, в контурах которого известны Pb-Zn, As, Au-Ag-Cu-Zn-Pb пункты минерализации.

В отличие от минералов, отнесенных к формациям пропилитов и аргиллизитов, формирующих компактные области сгущения, распространение **светлых слюд** на территории работ гораздо более широкое. Отмечается линейная смена зон развития мусковита и его более кислой разновидности – фенгита в северо-восточном направлении, совпадающим с простиранием оси основной складчатости. Подобный характер чередования минералов обусловлен, вероятно, литолого-структурным фактором. Фенгит приурочен к выходам метаалевролитов и метапесчаников верхней части становской толщи, тогда как мусковит тяготеет к метариолитам и метадацитам нижней части становской толщи, а также к метаалевролитам ждановской толщи.

Основываясь на моделях типичных ПЭС, составлена схема вероятных гидротермально-метасоматических изменений площади работ (рис. 1, Г). В качестве наиболее перспективных выделены участки совмещения ореолов пропилитизации, аргиллизации и вторичных геохимических аномалий Cu, Pb, Zn, Ag, As. По комплексу проявленных здесь признаков данные участки можно рекомендовать в качестве первоочередных для заверки выявленных минералогических и геохимических аномалий с целью поиска слабоэродированных месторождений порфирово-эпитермального типа. К объектам второй очереди можно отнести ореолы с преобладанием только одного процесса гидротермально-метасоматических изменений на фоне повышенных концентраций элементов рудогенного комплекса.

Полученные результаты показывают, что комплексирование портативных методов ИКС и РФА в процессе литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния позволяет оперативно получать полезную поисковую информацию и выявлять перспективные участки.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жунев Н. В., Березнев М. В., Рассулов В. А. Особенности распределения и диагностика гидротермально-метасоматических образований в пределах Купольского рудного узла (Чукотский автономный округ) // Разведка и охрана недр. – 2020. – № 11. – С. 17–24
2. Карманов Е. Н., Леденева Н. В., Рассулов В. А., Томашев А. В. Опыт применения VIS-NIR-SWIR-спектроскопии с целью картирования и типизации гидротермально-метасомати-

- ческих изменений на флангах уранового месторождения Столбовое (Восточное Присяянье) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2020. – № 63(6). – С. 46–57.
3. Рассулов В. А., Леденева Н. В., Иоспа А. В. Оперативная диагностика глинисто-гидрослудистой минерализации на основе спектрометрии в диапазоне UV-VIS-NIR // Разведка и охрана недр. – 2018. – № 10. – С. 69–72.
  4. Corbett G. J., Leach T. M.: Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization // Special Publication 6, Society of Economic Geologists. – 1998. – 238 p.
  5. Coulter D. W., Zhou X., Wickert L. M., Harris P. D. Advances in Spectral Geology and Remote Sensing: 2008–2017 // Exploration 17, Decennial International Conference on Mineral Exploration, 6, Toronto. – P. 23–50

**Закиева Э. В., Вахрушев А. М., Уварова Е. А.**  
*ФГБУ «ЦНИГРИ» г. Москва*

### **СОЗДАНИЕ И АКТУАЛИЗАЦИЯ АНАЛИТИЧЕСКОГО ГИС-ПРОЕКТА ДЛЯ СОПРОВОЖДЕНИЯ ГРР И ВЫПОЛНЕНИЯ СОПУТСТВУЮЩИХ ЗАДАЧ**

Алмазы, благородные и цветные металлы (АБЦМ) являются стратегическими видами твёрдых полезных ископаемых, которые пользуются нарастающим спросом у недропользователей. Золото, серебро, металлы платиновой группы, медь, никель, кобальт, алмазы – наиболее ликвидные виды минерального сырья.

ФГБУ «ЦНИГРИ» является профильным институтом Федерального агентства по недропользованию (Роснедра) в области геологического изучения, разработки методик, анализа воспроизводства минерально-сырьевой базы, апробации прогнозных ресурсов АБЦМ. Одна из наиболее важных задач – научно-методическое сопровождение ГРР и формирование предложений по планированию ГРР.

Одним из направлений в рамках стоящих перед ФГБУ «ЦНИГРИ» задач является работа с пространственными данными, их анализ, подготовка на основе географической информации графических, аналитических и презентационных материалов. Практически все структурные подразделения организации в той или иной мере являются как потребителями, так и производителями такого рода продукции. Однако форматы, стандарты, квалификация и специфика работы с пространственными данными, а также объективный состав слоев, вовлеченный в процессы подразделений, существенно разнятся. Также весьма вариативен уровень компетенций сотрудников по владению геоинформационными программами. Стоит отметить, что в текущих реалиях программы, позволяющие работать с географической информацией, становятся своего рода вторым «Word»-ом, так как практически любая геологическая задача требует либо анализа, либо создания новых картографических материалов, схем размещения. Таким образом, сформировался определённый набор программных продуктов, используемых в повседневной работе практически каждым сотрудником: текстовый редактор, табличный редактор, геоинформационная система, которая в отдельных случаях дополняется настольной СУБД для хранения структурированной информации и выполнения запросов к ней. Результатом такой деятельности является постоянно пополняющийся и меняющийся набор данных, представленных на текущий момент большим количеством документов и файлов в различных форматах, часто разрозненных по структуре и информационному наполнению. Остро стоит задача по гармонизации стандартов и форматов продуцируемой и используемой информации.

В области хранения и работы с табличными и пространственными данными очевидна необходимость перехода на клиент-серверную модель работы, когда информация собирается и обрабатывается в одном месте, а пользователи осуществляют работу с ней посредством специализированных программ либо WEB-приложений. Подбор и внедрение решений, удовлетворяющих потребности организации в данном направлении, является достаточно специфической задачей, в том числе по причине отсутствия необходимого штата узкопрофильных специалистов. В связи с этим первоочередным этапом в рамках обеспечения «цифровой трансформации» было

определено не создание сложной ИТ-инфраструктуры, внедрения нового программного обеспечения по всем направлениям, связанным с обработкой информации, а непосредственно задача сбора и хранения данных (преимущественно пространственных) в едином месте, в тех форматах, которые понятны и доступны для обработки сотрудникам организации в существующих и применяющихся в отрасли программных продуктах. Такое решение позволяет обеспечить контроль за сбором и унификацией данных и является, в том числе подготовительным этапом для обеспечения возможности дальнейшего переноса накопленной информации из файловых форматов в СУБД для использования в WEB-ГИС. Стоит отметить, что основными форматами для хранения пространственных данных в организации продолжают являться shape-файлы либо файловые базы данных gdb, ввиду длительной практики применения продуктов ESRI для работы с картографическими материалами. Переход на иные форматы и технологии в рамках постоянно поступающих запросов может фактически парализовать деятельность учреждения в краткосрочной перспективе, что недопустимо.

В рамках работы по Государственному заданию специалистами ФГБУ «ЦНИГРИ» был создан базовый ГИС-проект, на основе которого в перспективе будет разработан сетевой информационный ресурс «Геологоразведочные работы на алмазы, благородные и цветные металлы». Данный проект разработан для: решения вопросов, связанных с мониторингом проведения, научно-методического сопровождения, повышения эффективности текущих и планирования будущих ГРР на АБЦМ; оперативных ответов на запросы Роснедра; подготовки аналитических и графических материалов для внутренней работы Института; накопления и структуризации пространственной информации; с последующим формированием геоинформационной базы данных; обеспечения продуктивного взаимодействия между структурными подразделениями.

Базовый проект сформирован из нескольких групп слоев – целевые, базовые и топографические. Данная градация принята в связи с выполнением задач в виде ответов на типовые запросы Роснедра, территориальных органов и руководства Института, и может отличаться от общепринятой классификации слоёв данных.

Существующая структура и форматы данных привычны для большинства сотрудников Института и успешно используются для выполнения задач ФГБУ «ЦНИГРИ», позволяют скачивать материалы для локальных проектов и интегрируются в ArcGis и иные геоинформационные системы (QGIS, NextGISQGIS). Производится регулярная актуализация на основе запросов и материалов, поступающих из структурных подразделений. Планируется, что данный проект будет перенесен в QGIS (NextGISQGIS) и в дальнейшем развернут в виде интерактивной web-карты в рамках внедрения для организации многопользовательской работы с геоданными посредством российского программного обеспечения NextGISWeb (сетевой информационный ресурс «Геологоразведочные работы на алмазы, благородные и цветные металлы»). Примерный вид окна программы ArcGis с открытым базовым проектом представлен на рис. 1.

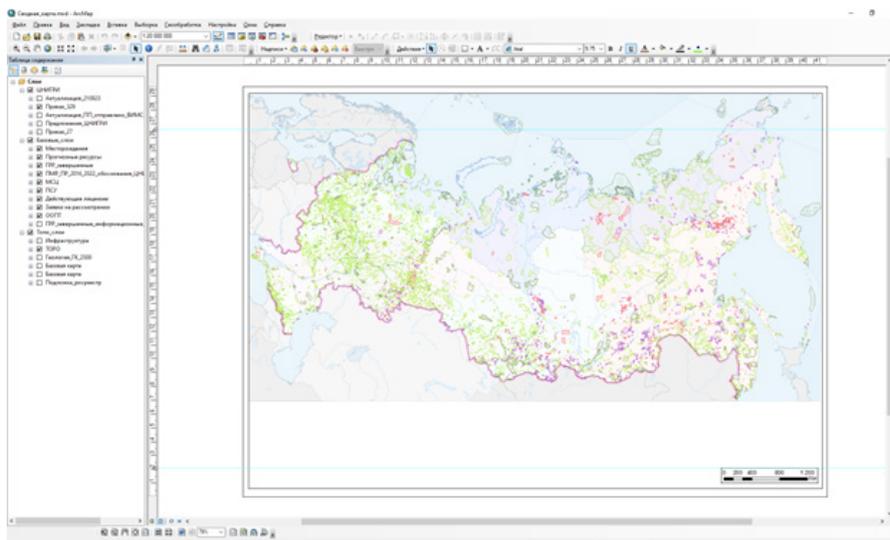


Рис. 1. Вид компоновки базового проекта в ArcGis

Уже в текущем состоянии данный продукт ускоряет взаимодействие между структурными подразделениями организации, что значительно ускорило выполнение работ по различным направлениям. Данный проект позволит составлять графические приложения разных масштабов – от детальных схем участков работ до обзорных карт регионов и страны в целом.

Таким образом, успешно реализован первый этап задачи хранения и оперативной визуализации актуальной информации по объектам минерально-сырьевой базы АБЦМ. В дальнейшем сетевой информационный ресурс «Геологоразведочные работы на алмазы, благородные и цветные металлы» позволит проводить анализ данных, оперативно отвечать на запросы Федерального агентства по недропользованию (Роснедра), а также решать задачи, связанные с мониторингом проведения, научно-методического сопровождения, повышения эффективности текущих и планирования будущих ГРР на АБЦМ.

**Зеликов И. С., Лейбгам П. Н., Окулов А. В.**

*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва*

### **МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВЫХ РУД УЧАСТКА ТРОИЦКИЙ (КИЗАССКАЯ ПЛОЩАДЬ, РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ)**

Шаманский рудный узел находится в южной части Республики Хакасия. Он входит в состав Кизас-Анзасского полиметаллически-железо-золоторудно-россыпного района. Шаманский узел и входящее в его состав Кизасское рудное поле представляют собой территории с аномальной россыпной золотоносностью. Россыпи по рекам Левый Кизас, Веселый, Безымянка и их притокам были известны с 19 века и являются одними из самых богатых на территории Алтае-Саянского региона. На протяжении долгого времени предпринимались попытки поиска коренных источников, соответствующих по своим характеристикам отработанным россыпям золота. Однако только в ходе поисковых работ 2020–2022 гг. были выявлены рудные тела и рудные зоны со значимыми параметрами мощностей рудных тел и содержаний золота, наиболее перспективные из которых были выявлены на участке Троицкий. В связи с этим актуальным является вопрос изучения вещественного состава вмещающих пород, руд и окорудных метасоматитов [2] (Окулов А. В., 2022 г.). Более подробно геологическое строение и золотоносность Шаманского рудного узла рассмотрены в работе [2], там же рассмотрены данные по вещественному составу руд и метасоматитов.

Во вновь проводимых исследованиях авторами сделан упор на изучение зональности метасоматитов по конкретным рудным зонам участка Троицкий. Было выполнено петрографическое исследование золото-сульфидно-кварцевых руд и вмещающих пород участка Троицкий. Для удобства описания все прозрачные шлифы были разделены на три группы. Первая группа – вмещающие породы с содержаниями Au по результатам пробирного анализа 0,01–0,09 г/т; вторая – минерализованные зоны с содержаниями Au 0,1–0,49 г/т; третья – рудные интервалы с содержаниями Au 0,5 г/т и более.

По вещественному составу изученные породы представлены метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами – рассланцованными метаалевропесчаниками (в большей степени), метаалевролитами и различными сланцами (плагиоклаз-кварц-серицит-хлоритовыми, серицит-карбонат-кварцевыми) и филлитами с варьирующим содержанием псаммитового материала и порфиробластов железосодержащих карбонатов, нередко пересеченными кварцевыми прожилками нескольких генераций. Для этих пород характерны сланцеватая, пятнистая, полосчатая текстуры и гранолепидобластовая, порфиробластовая, лепидогранобластовая структуры.

Породы нередко и в различной степени катаклазированы, что отражено в облачном, волнистом и других деформационных погасаниях зерен кварца и полевого шпата. Для кварца описанных пород характерны конусы и полосы деформации, штриховка либо полосы Бема (мутные участки в зернах кварца, насыщенные мелкими включениями различного типа), которые

**Таблица. Вещественный состав (отн. %) и содержание Au (г/т) в породах участка Троицкого**

№ шлифа	Au	Наличие Q-Sulf прожилков	Q	Ser	Chl	Ca-Fe-Mg кар	Вмещающие породы
Канавка К-205 интервал 352–368							
205-352-353	0,027	-	50–60	20–30	1–4	3–7	Рассланцованный метаалевропесчаник
205-359,3	0,19	-	35–45	10–20	5–10	3–7	Рассланцованный метаалевропесчаник
205-360,3	0,15	Q-сульфидный прожилок	40–50+ПШ	10–15	7–13	7–15	Рассланцованный метаалевропесчаник
205-364-365	1,1	-	40–60+ПШ	15–25	10–15	3–7	Рассланцованный метаалевропесчаник
205-367-368	0,042	Q-сульфидный прожилок	40–50+ПШ	10–15	10–15	7–15	Рассланцованный метаалевропесчаник
Канавка К-205 интервал 442–447							
205-442-443	0,015	-	50–60+ПШ	10–25	1–4	3–7	Рассланцованный метаалевропесчаник
205-445-446	0,22	-	40–50+ПШ	25–35	1–4	3–7	Рассланцованный метаалевропесчаник
205-446-447	0,94	-	40–45	35–40	5–10	-	Метаалевролит
Канавка К-205 интервал 599–617							
205-599-600	0,033	-	20–30	15–30	25–35	3–7	Кварц-слюдяно-хлоритовый сланец
205-602-603	0,46	Q-сульфидный прожилок	35–40	40–45	5–10	-	Метаалевролит
205-609,9-611,7	22,8	Q-сульфидный прожилок	30–40	30–40	-	30–40	Серицит-кварцевый сланец
205-616-617	< 0,1	-	40–50+ПШ	25–35	1–4	3–7	Рассланцованный метаалевропесчаник
Канавка К-206 интервал 278,9–296,2							
206-278,9	0,015	Q-сульфидный прожилок	50–60+ПШ	10–15	1–4	7–15	Рассланцованный метаалевропесчаник
206-282,8	0,017	-	45–55	20–25	-	-	Серицит-карбонат-кварцевый сланец,
206-284,3	< 0,05	Q-сульфидный прожилок	45–55	10–15	-	15–25	Серицит-карбонат-кварцевый сланец
206-287,0-287,5	0,03	-	90	3	3	1–4	Кварцевая жила? кварцит?
206-288,4-289	0,3	-	40–50+ПШ	25–35	1–4	7–15	Рассланцованный метаалевропесчаник
206-290,0-295,2	0,76	-	95	3	2	-	Кварцевая жила? кварцит?
206-291,8	0,03	-	20–30	15–30	25–35	3–7	Слюдяно-хлоритовый сланец
206-296,2	0,025	-	40–50	20–25	-	7–15	Серицит-карбонат-кварцевый сланец
Канавка К-208 интервал 71–79							
208-71-72	0,028	Q-сульфидный прожилок	50–60+ПШ	10–15	7–13	7–15	Рассланцованный метаалевропесчаник
208-74-76	0,15	-	98	1	1	-	Кварцевая жила? кварцит?
208-78-79	0,072	-	30–40	20–30	15	10–15	Метаалевролит

Примечание. Q-Sulf – прожилки, Q – кварц, ПШ – полевошпатовый шпат, Ser – серицит, Chl – хлорит, Ca-Fe-Mg кар – железистый карбонат.

нередко являются границей между зерном и новообразованной каймой, а также следствием залеченных трещин.

Полевой шпат, представленный таблитчатыми в сечении зернами, нередко частично либо полностью подвергнулся вторичным изменениям. Минерал по кайме и/или трещинам замещается серицитом, карбонатом, реже хлоритом.

В просмотренных шлифах были отмечены черты первичных структур и текстур, слабо-измененные обломки минералов и магматических пород. Отдельно стоит отметить типы обломков пород, встреченных в описанных образцах: вулканиты кислого состава с порфировой структурой и фельзитовой основной массой либо фрагменты только базиса породы, субграфические срастания кварца и полевого шпата кислых магматических образований. Редко были встречены (предположительно) фрагменты преобразованных в серицитовые агрегаты глинистых сланцев.

На основе анализа классификационных диаграмм [3–7] можно предположить, что данные типы пород формировались в неглубоких субаквальных обстановках. Принимая во внимание минеральный состав пород и их текстурно-структурные характеристики, можно предположить, что они были регионально метаморфизованы в условиях хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Необходимо отметить, что в породах отсутствует пиррофиллит в ассоциации с серицитом и хлоритом, поэтому можно предположить, что метаморфизованные породы были низкоглиноземистыми. Характерно присутствие кальций-железо-магнезиальных карбонатов в виде порфиробластов.

Помимо этого, при анализе результатов петрографических исследований было отмечено, что наличие кварцевых жил и прожилков не имеет явно выраженной взаимосвязи с интенсивностью золотого оруденения (табл.). Это может рассматриваться в качестве дополнительного критерия, указывающего на вероятное первично-осадочное происхождение золота и его последующее перераспределение во вмещающих толщах при формировании кварцевых жил и прожилков метаморфогенного происхождения.

Серицит является весьма распространенным минералом, и встречается в заметных количествах как во вмещающих сланцах и алевропесчаниках (до 20–30 %), так и в минерализованных зонах (до 25–35 %) и рудных телах (до 40–45 %). Фиксируется тенденция некоторого увеличения содержания серицита в направлении рудных тел, однако в целом это увеличение не всегда отчетливо. В отношении хлорита наблюдается как прямая, так и обратная тенденция изменения его содержания в зависимости от уровня содержания золота. То же самое можно отметить и в отношении железистого карбоната.

Необходимо отметить, что рудные тела в целом характеризуются наличием кварцевых жил и жильно-прожилковых зон с рудной минерализацией (пирит, халькопирит, борнит, халькозин, гематит), которые отвечают зонам дробления и милонитизации. Однако нередко мощные и протяженные минерализованные зоны приходятся на интервалы, где распределение содержания золота не имеет видимой связи с наличием или отсутствием кварцевых прожилков и жил, сульфидной вкрапленностью.

Предшественниками предполагалось образование описываемых пород при метасоматических процессах. Однако, анализируя результаты этих исследований, можно утверждать, что породы изучаемого участка были сформированы в условиях зеленосланцевой фации хлоритовой субфации согласно [1]. Повышенное содержание Са-Fe-Mg карбонатов в изученных породах в виде порфиробластов, а не обломков либо кайм вокруг других минералов говорит о его метаморфической природе. Стоит отметить, что этот минерал нередко встречается в породах, образованных в условиях зеленосланцевой фации [1].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушмин С. А., Глебовицкий В. А. Схема минеральных фаций метаморфических пород и ее применение к территории фенноскандинавского щита с проявлениями золоторудной минерализации орогенного типа // Труды Карельского научного центра РАН. – 2015. – С. 27.
2. Черных А. И., Окулов А. В., Кряжев С. Г., Арсентьева И. В. Геологическое строение и золотоносность Шаманского рудного узла Алтае-Саянской складчатой области (Республика Хакасия) // Руды и металлы. – 2022. – № 4. – С. 54–78.

3. Ulmer-Schole D. S., Scholle P. A., Schieber J., Raine R. J. A color guide to the petrography of sandstones, siltstones, shales and associated rocks / The American Association of Petroleum Geologists. – 2014. – P. 147–181.
4. Folk R. L., Andrews P. B., Lewis D. W. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. – 1970. – № 13. – P. 937–968.
5. Folk R. L. Petrology of sedimentary rocks. – Austin, Texas : Hemphill's Book Store. – 1980. – P. 185.
6. McBride E. F. A Classification of common sandstones // Journal of Sedimentary Petrology. – 1963. – № 33. – P. 664–669.
7. Packham G. H. Sedimentary structures as an important factor in the classification of sandstones // American Journal of Science. – 1954. – № 252. – P. 466–476.

**Зырянова Л. В.<sup>1,2</sup>, Гудимова А. И.<sup>1,2</sup>, Агашева Е. В.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУН «ИГМ СО РАН», г. Новосибирск

<sup>2</sup> НГУ, г. Новосибирск

### **ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ТРУБКИ ЛОМОНОСОВСКАЯ (АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)**

В северной части Восточно-Европейской платформы расположена Архангельская алмазоносная провинция (ААП), на территории которой открыты два крупных месторождения алмазов: им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба. Месторождение им. М. В. Ломоносова находится в пределах Золотицкого магматического поля и состоит из шести кимберлитовых трубок: Архангельская, Карпинского-1, Карпинского-2, Пионерская, Поморская и Ломоносовская. Кимберлиты Золотицкого поля имеют близкие геохимические и изотопные характеристики с кимберлитами II группы Южной Африки [5] и относятся к Mg-Al серии [6], низкотитанистому типу кимберлитов ААП [2].

Объектом настоящей работы являются кимберлиты трубки Ломоносовская, которая по среднему содержанию алмазов (0,44 кар/т) относится к трубкам средней алмазоносности [4]. К настоящему моменту в литературе [1, 6–8] изученные образцы кимберлитов трубки Ломоносовской были отобраны из одной скважины и с близких глубин. В данной работе были изучены образцы, отобранные из нескольких скважин с разных глубин, что дает более полное представление о разновидностях пород, слагающих трубку Ломоносовская, и о их петрогеохимических особенностях. Целью работы является выделение структурно-генетических разновидностей пород трубки Ломоносовская и их геохимическая характеристика. В ходе работы было проведено макроскопическое исследование 23 образцов пород, для дальнейшего микроскопического исследования было выбрано 14 наиболее представительных образцов, петрографическое изучение которых проводилось с использованием оптического (ZEISS Axiolab 5) и сканирующего электронного микроскопов (TESCAN MIRA 3 LMU). Валовый анализ пород был проведён на рентгенофлуоресцентном спектрометре (ARL-9900-XPX-Ray), содержания 32 редких элементов определялись на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ICP) в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Петрографическое изучение кимберлитов основывалось на современной классификационной схеме, представленной в трехтомном сборнике «Глоссарий кимберлитов и родственные термины» [10]. Согласно данной схеме, среди пород, выполняющих трубку Ломоносовская, встречаются кимберлиты и кимберлитовые брекчии. Кимберлиты представлены двумя разновидностями: когерентные и вулканокластические. Среди вулканокластических выделяются следующие подтипы: пирокластические и повторно-осаждённые кимберлиты (рис. 1). В настоящей работе, приведено петрографическое описание четырёх наиболее типичных образцов каждой разновидности.



Рис. 1. Структурно-генетическая классификация пород трубки Ломоносовская. В круглых скобках приведено количество образцов данной разновидности

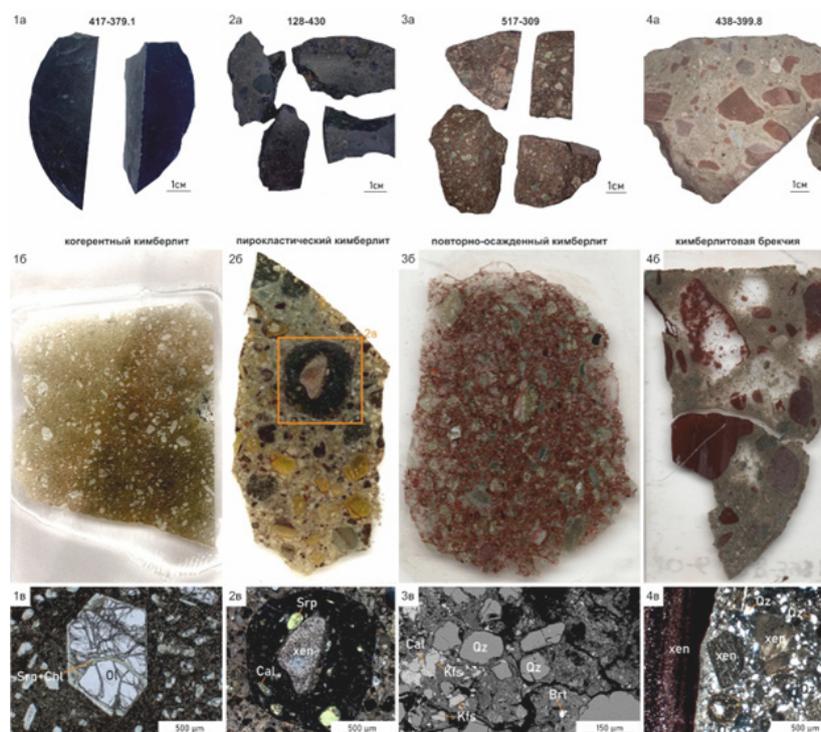


Рис. 2. Структурно-генетические разновидности пород трубки Ломоносовская:

1 – порфировый оливин-микрокристаллический когерентный кимберлит; 2 – массивный бедный макрокристаллитами замещенного оливина пирокластический кимберлит; 3 – массивный бедный макрокристаллитами замещенного оливина повторно-осажденный вулканокластический кимберлит; 4 – кимберлитовая брекчия богатая ксенолитами вмещающих пород; Ol – оливин, Srp – серпентин, Chl – хлорит, Cal – кальцит, xen – ксенолит, Kfs – калиевый полевой шпат, Qu – кварц, Brt – барит

Образец когерентного кимберлита 417-379.1 насыщенного чёрного цвета характеризуется порфировой структурой и массивной текстурой (рис. 2, 1а, 1б). Порфировые включения представлены оливином, размер которых 1–3 мм (макрокристаллиты, ~ 2–3 об.%) до 0,04–1 мм (микрокристаллиты, ~ 15–22 об.%). Полнокристаллическая основная масса состоит из микрокристаллитов диоксида и натролита, в качестве акцессорных минералов обнаружены магнетит и Cr-шпинель (см. рис. 2, 1в).

Образец пирокластического кимберлита 128–430 коричневого цвета имеет кластическую структуру и массивную текстуру (см. рис. 2, 2а, 2б). Основными компонентами кимберлита являются макрокристаллиты (~ 12 об.%) и микрокристаллиты (~ 3 об.%) замещенного оливина, магмакласты (~ 28 об.%) и редкие ксенолиты осадочных пород (~ 3 об.%).

Основная масса породы представляет собой серпентиновый матрикс. Магмакласты представляют собой флюидообразные скопления затвердевшей магмы, которые образовались во время внедрения кимберлитового расплава [10]. Для магмакластов характерно наличие ядра, которое может быть сложено единичным кристаллом или ксенолитом (см. рис. 2, 2в). В некоторых магмакластах наблюдается концентрическое расположение мелких кристаллов вокруг ядра [3, 10].

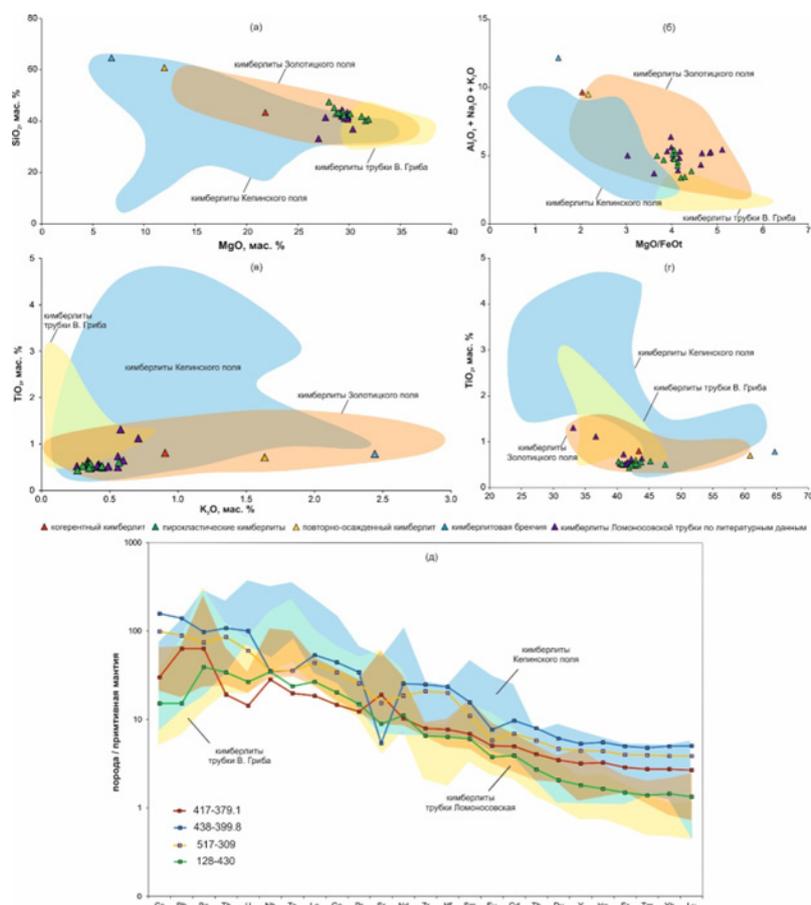
Образец повторно осаждённого кимберлита 517-309 бордово-коричневого цвета характеризуется кластической структурой и массивной текстурой (см. рис. 2, 3а, 3б). В образце присутствуют макрокристы (~ 5 об.%) и микрокристы (~ 5 об.%) замещенного оливина, ксенолиты осадочных пород (~ 7 об.%) и редкие магмакласты (~ 2 об.%). В основной массе наблюдаются зерна кварца (~ 5 об.%), в меньшем количестве присутствуют зерна полевого шпата, кальцита, погруженные в хлоритовый матрикс (см. рис. 2, 3в). В качестве аксессуаров в основной массе присутствует Cr-шпинель.

Образец кимберлитовой брекчии 438-399.8 характеризуется кластической структурой и брекчиевой текстурой (см. рис. 2, 4а, 4б). В образце присутствуют угловатые обломки красного и серого песчаника (37 об.%) и единичные магмакласты. В основной массе породы наблюдаются микрокристы кварца (~ 5 об.%), реже зерна полевого шпата, кальцита, флогопита, биотита и мусковита, помещенные в хлоритовый матрикс (см. рис. 2, 4в). В качестве аксессуаров присутствуют рутил, циркон, Cr-шпинель.

Анализ содержания главных и редких элементов в породах трубки Ломоносовская был проведён на основе литературных данных [1, 6–8] и данных, полученных в настоящей работе. Основное внимание было уделено выявлению различий в выделенных структурно-генетических разновидностях по содержанию главных и редких элементов. Когерентный и повторно-осаждённый кимберлит характеризуется умеренным значением магнезиальности ( $mg\# = Mg / (Mg + Fe) = 0,78–0,79$ ), тогда как в пирокластических кимберлитах наблюдаются умеренно высокие значения  $mg\# = 0,87–0,89$ . Образец кимберлитовой брекчии имеет низкое значение  $mg\# = 0,73$ . Пирокластические кимберлиты имеют широкие вариации содержания  $SiO_2$  (40,2–47,5 мас.%), небольшие вариации содержания  $MgO$  (28–31,9 мас.%),  $Al_2O_3$  (2,6–3,2 мас.%),  $TiO_2$  (0,4–0,6 мас.%) и  $FeO$  (6,7–7,8 мас.%). Повторно-осаждённый кимберлит и кимберлитовая брекчия отличаются большими концентрациями  $SiO_2$  (60,9–64,7 мас.%) и низким содержанием  $MgO$  (6,8–12 мас.%), а также более высоким отношением  $K_2O / Na_2O$  (1,4–2,9 мас.%). На диагностических диаграммах  $MgO-SiO_2$  и  $SiO_2-TiO_2$  (рис. 3, а, г) только когерентные и пирокластические кимберлиты попадают в поля составов кимберлитов Золотицкого поля. На диаграмме  $MgO / FeO - Al_2O_3 + Na_2O_3 + K_2O$  (см. рис. 3, б) все выделенные разновидности, за исключением кимберлитовой брекчии, располагаются в поле Золотицких кимберлитов. На диаграмме  $K_2O-TiO_2$  (см. рис. 3, в) в поле Золотицких кимберлитов попадают все выделенные разновидности. Когерентные и пирокластические кимберлиты характеризуются более высокими концентрациями  $Ni$  (730–1441 ppm) и  $Cr$  (617–947 ppm) по сравнению с повторно-осаждённым кимберлитом ( $Ni$  527 ppm,  $Cr$  516 ppm), а кимберлитовая брекчия имеет самые низкие содержания  $Ni$  (274 ppm) и  $Cr$  (398 ppm).

Все изученные разновидности кимберлитов трубки Ломоносовская характеризуются обогащением несовместимыми элементами относительно примитивной мантии [9]. Концентрации легких (Л) и тяжелых (Т) редкоземельных элементов (РЗЭ) возрастают от когерентного и пирокластического кимберлита (ЛРЗЭ 12–27 х.е., ТРЗЭ 1,3–5 х.е.) к повторно-осаждённому (ЛРЗЭ 25–44 х.е., ТРЗЭ 4–7 х.е.) и далее к кимберлитовой брекчии (ЛРЗЭ 34–53 х.е., ТРЗЭ 5–8 х.е.). Для когерентного и пирокластического кимберлитов характерны следующие значения отношений:  $La / Nb$  0,64 и 0,76 соответственно,  $Ba / Nb$  11,4 и 22,4, что более характерно для кимберлитов I типа Южной Африки. Повторно-осаждённый кимберлит и кимберлитовая брекчия характеризуются более высокими концентрациями как высокозарядных ( $Zr$ ,  $Hf$ ,  $Ta$ ,  $Th$ ), так и крупноионных литофильных ( $Cs$ ,  $Rb$ ,  $Ba$ ) элементов (см. рис. 3, д).

Результатами данного исследования являются: 1) составленная структурно-генетических классификация пород трубки Ломоносовская – выделенные разновидности могут быть использованы для уточнения геологического строения Ломоносовской трубки; 2) новые данные



**Рис. 3.** Петрохимические диагностические диаграммы  $MgO-SiO_2$  (а),  $MgO/FeO-Al_2O_3 + Na_2O_3 + K_2O$  (б),  $K_2O-TiO_2$  (в),  $SiO_2-TiO_2$  (г) с полями составов кимберлитов Золотицкого, Кепинского полей и трубки им. В. Гриба; распределение редких элементов, нормированных к примитивной мантии [9] в кимберлитах трубки Ломоносовская (д)

о концентрациях главных и редких элементов, полученные с помощью современной приборной базы, в когерентных, пирокластических, повторно-осаждённых типах кимберлитов и в кимберлитовой брекчии из пород трубки Ломоносовская.

Все аналитические работы были выполнены при поддержке Российского Научного Фонда, грант № 20-77-10018, отбор образцов кимберлитов Ломоносовской трубки выполнен в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 122041400157-9.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельская алмазоносная провинция / Под ред. О. А. Богатикова. – М: Изд-во МГУ, 1999. – 524 с.
2. Богатиков О. А. и др. Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы: петрология и геохимия // Петрология. – 2007. – С. 339–360.
3. Доусон Д. Кимберлиты и ксенолиты в них. – М. : МИР, 1983. – 300 с.
4. Ларченко В. А. и др. Алмазоносность кимберлитов и родственных им пород Зимнего берега // Вестник Воронежского университета. Геология. – 2004. – С. 134–147.
5. Парсаданян К. С., Кононова В. А., Богатиков О. А. Источники гетерогенного магматизма Архангельской алмазоносной провинции // Петрология. – 1996. – Т. 4, № 5. – С. 496–517.
6. Beard A. D. et al. Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk Region, NW Russia: evidence for transitional kimberlite magma types // Lithos. – 1998. – С. 47–73.
7. Kargin A. V. et al. Ultramafic Alkaline Rocks of Kepino Cluster, Arkhangelsk, Russia: Different Evolution of Kimberlite Melts in Sills and Pipes // Minerals. – 2021. – P. 540.
8. Mahotkin I. L. Late Devonian Diamondiferous Kimberlite and Alkaline Picrite (Proto-kimberlite) Magmatism in the Arkhangelsk Region, NW Russia // Journal of Petrology. – 2000. – P. 201–227.

9. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // Chemical geology. – 1995. – Т. 120. – С. 223–253.
10. Smith Scott B. H., Nowicki T. E., Russell J. K., Webb K. J., Mitchell R. H., Hetman C. M., Robby J. V. A Glossary of Kimberlite and Related Term. – North Vancouver, BC, Canada : Scott-Smith Petrology Inc. – 2018. – V. 1, № 3. – 144 p.

**Ибрагимова А. А., Ткачева Е. А.**  
*ФГБУ «Росгеолфонд», г. Москва*

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОТКРЫТЫХ ДАННЫХ ИЗУЧЕННОСТИ ФГБУ «РОСГЕОЛФОНД» ДЛЯ ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

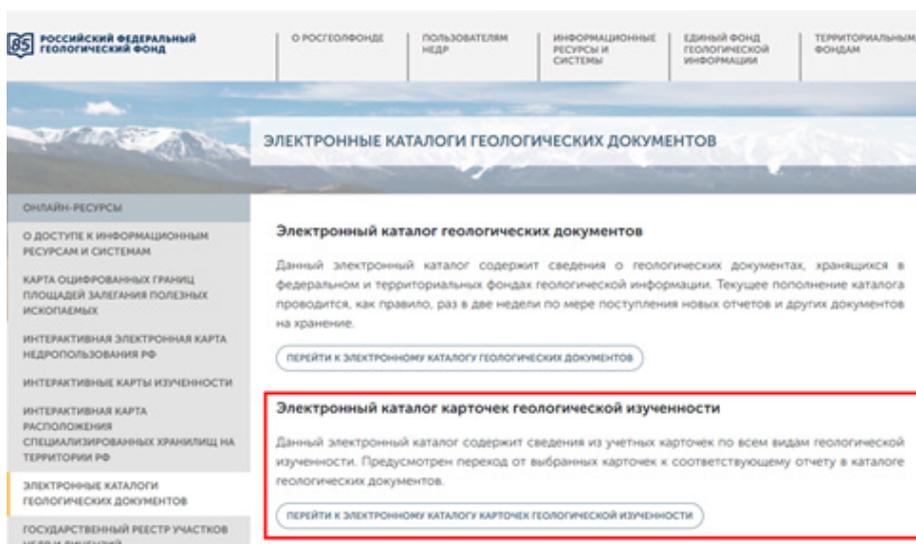
Степень геологической изученности является одним из факторов обоснования постановки и определения задач региональных геологических исследований для различных частей территории Российской Федерации. Под геологической изученностью понимается совокупность геологической информации о конкретной площади проведения работ, которая может быть извлечена из опубликованных источников, фондовых материалов и действующих баз данных [1].

Актуальность работы заключается в том, что открытые данные изученности ФГБУ «Росгеолфонд» предоставляют полноту имеющихся материалов по геологическому строению и закономерностям размещений полезных ископаемых; масштабов, видов, объемов, проведенных геолого-съёмочных и поисковых работ, их распределении по площадям в электронном каталоге карточек геологической изученности (рис. 1).

Каталог содержит сведения государственного учета результатов геологического изучения недр территории Российской Федерации по следующим видам изученности:

- геологической;
- гидрогеологической;
- инженерно-геологической;
- геофизической;
- эколого-геологической;
- геохимической.

Каталог позволит произвести поиск по основным атрибутам карточки и отчета, в данном случае было интересно найти месторождения на благородные металлы (золото, серебро, платина). Также в интерфейсе программы возможно просматривать все атрибуты карточки в специальной форме, максимально приближенной к утвержденной бумажной, выбирать нужные кар-



**Рис. 1. Электронный каталог карточек геологической изученности на сайте ФГБУ «Росгеолфонд»**

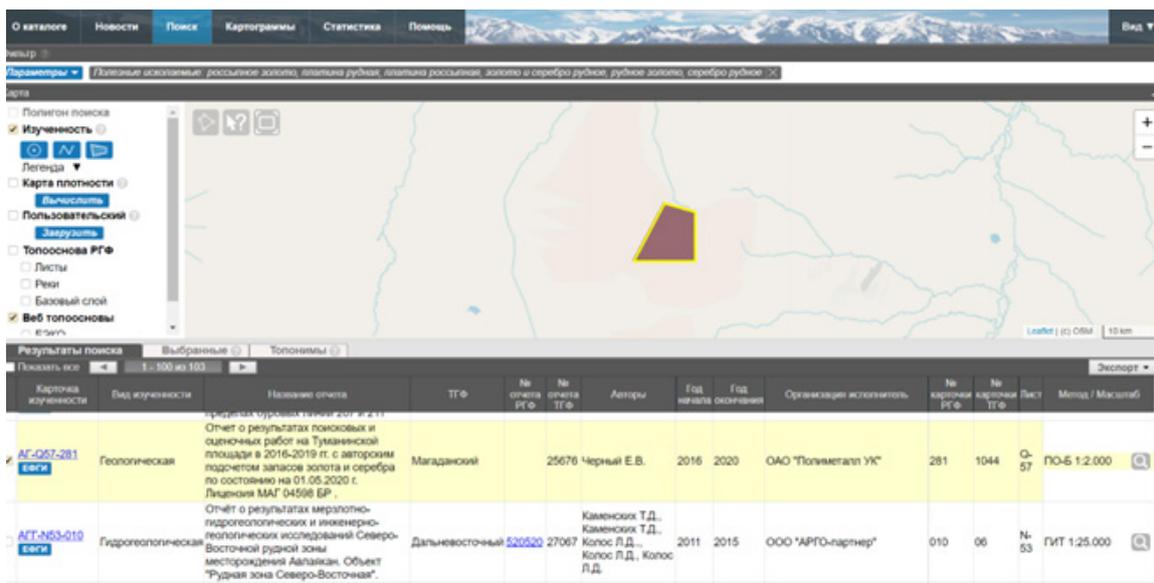


Рис. 2. Выбор карточек изученности из результатов поиска и перемещение их в перечень выбранных

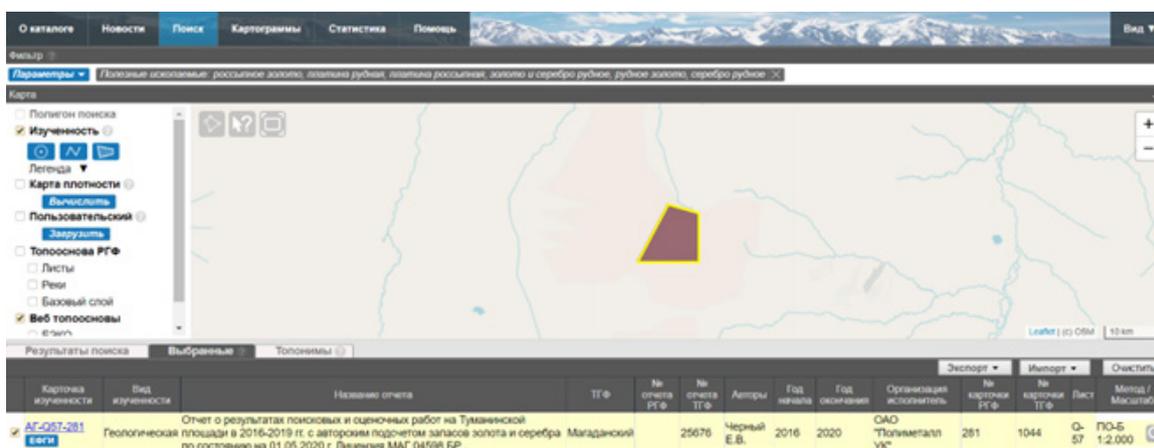


Рис. 3. Работа с перечнем выбранных карточек в закладке «Выбранные» с возможностью экспорта или импорта информации о выбранных карточках

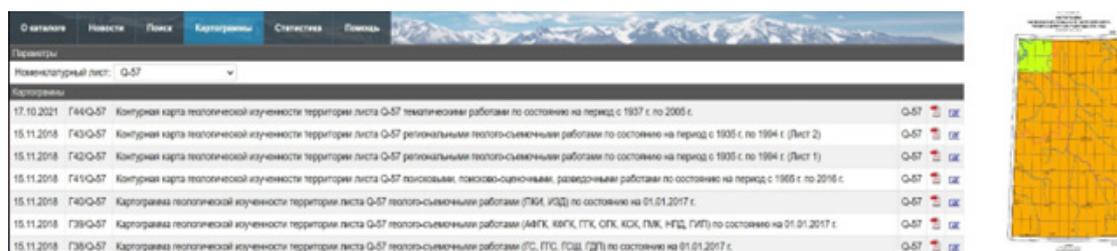
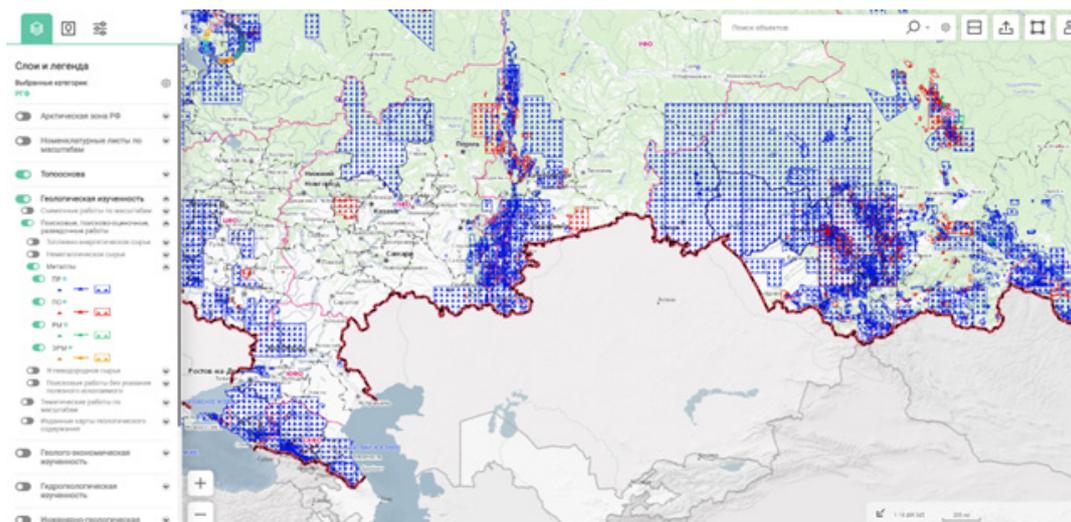


Рис. 4. Просмотра PDF-версии карты и соответствующего листа в среде Интернет-каталога изученности

точки во временную область, просматривать выбранные карточки на карте с функционалом простой ГИС-системы (масштабирование, управление слоями, сдвиг карты) и сохранять для последующего использования список выбранных карточек и контурные карты (рис. 2, рис. 3).

Выбранный отчет о результатах поисковых и оценочных работ расположен на номенклатурном листе Q-57, который можно найти во вкладке «Картограммы». Здесь представлены контурные карты геологической изученности в различный период времени. При выборе необходимого промежутка лет дается возможность скачать карту в формате PDF для детального рассмотрения изученности (рис. 4).



**Рис. 5. Интерактивная карта изученности**

Также информационные ресурсы ФГБУ «Росгеолфонд» предоставляют возможность работы с интерактивной картой изученности (рис. 5). Карта представляет собой динамический свод данных изученности федерального и территориального уровней с ежедневным обновлением источников с делением по видам изученности, видам и масштабам работ и ориентирована на максимально простое и быстрое получение краткой справочной информации.

Таким образом, использование открытых данных изученности ФГБУ «Росгеолфонд» предоставляет возможность в online режиме при удобном интерфейсе прогнозировать месторождения полезных ископаемых. Постановка работ по региональному геологическому изучению недр и прогнозированию полезных ископаемых определяется народнохозяйственными, политическими, научными и иными потребностями. Состояние геологической изученности не всегда является решающим фактором в принятии решений по постановке РГР, но во многом определяет виды работ, их объемы и сроки реализации [1].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Довбня А. В., Духовский А. А., Кирсанов А. А., Николаев В. Ф., Певзнер В. С. Методические рекомендации по геологической, геофизической, геохимической изученности и обеспеченности дистанционными материалами для обоснования постановки РГР / Федеральное агентство по недропользованию. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2014. – 34 с.

**Иванова Н. Д., Усанова О. И., Москаленко С. В.**

*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва*

#### **МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ 3D-МОДЕЛЕЙ И ОРТОФОТОПЛАНОВ ОБНАЖЕНИЙ С ЦЕЛЬЮ ДЕШИФИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ПРИМЕРЕ ИСКУССТВЕННОГО ОБНАЖЕНИЯ У РЕКИ ДЗАЛАЙ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)**

Методика построения в данном случае основана на методах фотограмметрии – науки, занимающейся изучением геометрических свойств фотографических изображений и методов их обработки с целью определения формы, размеров, пространственного положения объектов [1]. Практическое применение данной науки можно разделить на два главных направления:

- построение 3D-планов, ЦМР или объемных изображений с использованием космо-, аэро- или обычных фотоснимков;
- построение 3D-моделей объектов.

Выполнять съемку можно как в обычном видимом спектре, так и в УФ и ИК спектрах.

Фотограмметрия применяется при топографическом картировании, в строительстве и архитектуре, кино- и игровой индустрии, археологии, инженерных изысканиях [2]. А также в геологии и горном деле для съемки открытых горных разработок с составлением маркшейдерских планов карьеров, дражных участков. Или же для создания 3D-моделей образцов и керна.

Теория фотограмметрии основана на оптических принципах. В основе всего преобразования 2D-изображения в 3D-лежит принцип стереопары, который основан на закономерностях функционирования человеческого глаза.

Для получения 3D-модели данным методом необходимы: устройство для съемки (фотоаппарат, смартфон) и ПО для увязки снимков. Если необходимо привязать полученную модель с помощью координат, то потребуется GPS навигатор.

Реализовать данную методику можно с помощью ряда специализированных программ: Meshroom by AliceVision, Autodesk ReCap, Agisoft Metashape и других. Некоторые бесплатны, имеют демоверсию или пробный период. Авторами было выбрано российское ПО Agisoft Metashape, которое выполняет фотограмметрическую обработку цифровых изображений и генерирует трехмерные пространственные данные для использования в ГИС-приложениях [5].

Работа в программе Metashape включает следующие основные этапы [3]:

- загрузка снимков в Metashape;
- обзор загруженных снимков, удаление ненужных снимков;
- выравнивание снимков;
- построение облака точек;
- построение трехмерной полигональной модели;
- текстурирование полигональной модели;
- построение тайловой (иерархической) модели;
- построение цифровой модели местности (ЦММ);
- построение ортофотоплана;
- экспорт результатов.

В качестве фотоаппаратуры авторами использовалась беззеркальная камера Olympus OM-D E-M10. Съемка производилась параллельно обнажению и только у низов разреза, поскольку его высота достигает около 10 метров и труднодоступна в верхних частях. При создании снимков использовались метки – опорные точки – в виде специально разложенных пробных мешочков, что упрощает обработку программой.

Полученные фото были загружены в программу, выполнен алгоритм, описанный выше, и на выходе получена 3D-модель обнажения и ортофотоплан (рис. 1).

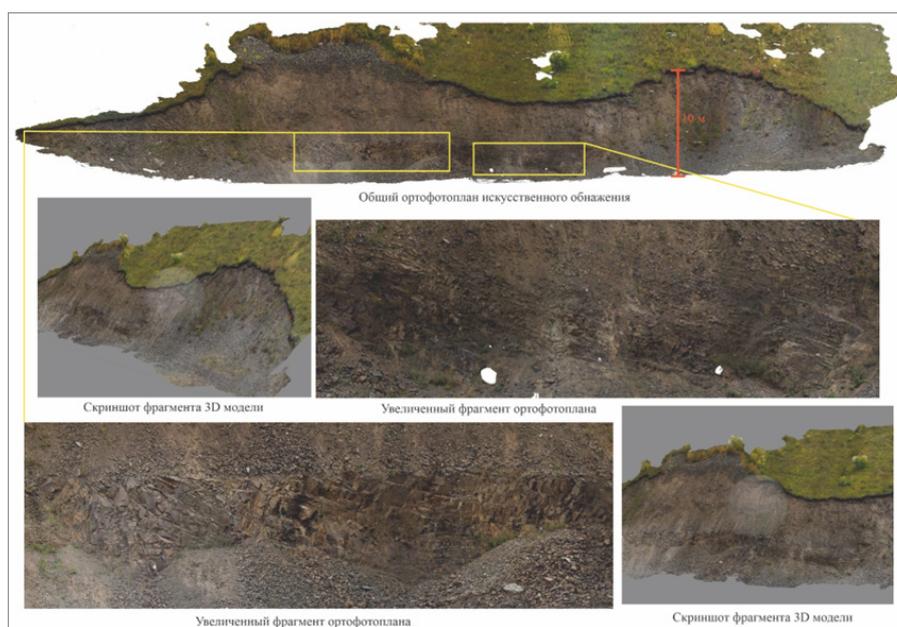
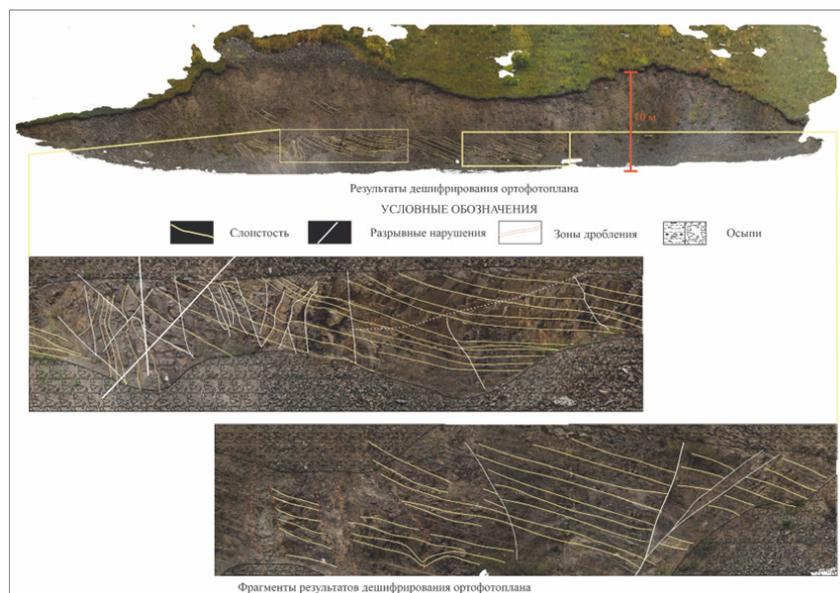


Рис. 1. 3D-модель искусственного обнажения и его ортофотоплан



**Рис. 2. Результаты предварительного дешифрирования**

Само искусственное обнажение находится в долине реки Дзалай, расположенной на юго-востоке Бaleyского района Забайкальского края. Стенка локализована вдоль правого борта отработанной россыпи, в нижней части северного склона сопки крутизной 30–35°. В ходе полевых работ 2023 г. были проведены документация и съемка для последующего составления модели.

Искусственное обнажение сложено породами раннеюрского возраста икагийской свиты, представляющей собой нижнюю часть разреза талангуйской серии, залегающей на гранитоидах униндинского комплекса. Состав меняется от аргиллитов и алевролитов в низах до алевролитов и песчаников в средней части и до существенно песчаникового с конгломератами в верхах разреза. Суммарная мощность талангуйской серии составляет около 2500 м [4].

В ходе полевой документации в разрезе описаны пачки тонкого переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, в том числе охарактеризованные флорой (крупные удлиненные листья, предположительно папоротника) и фауной (двустворки), что указывает на прибрежно-морские условия формирования. Отложения дислоцированы и нарушены серией трещин.

При предварительном дешифрировании удалось четко выделить слоистость пород, что позволило обнаружить ядро складки, установить разрывные нарушения и зоны дробления, определить амплитуду и характер смещения (рис. 2).

Подводя итог, можно сказать, что использование методов фотограмметрии и специализированного ПО для построения моделей обнажений позволяет получить модель достаточного качества для дешифрирования с использованием доступных большинству геологических партии средств – фотоаппарата. В дальнейшем на данную модель можно выносить точки отбора проб, замеров РФА, трещин, жил и прожилков, а также результаты других методов исследований. Подобное отображение позволит более наглядно демонстрировать геологическую информацию и поможет в выявлении закономерностей между различными видами геологических данных.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Келль Л. Н., Корнилов Ю. Н., Пономарев Е. В., Черкасов И. А. Фотограмметрия. – М. : Недра, 1989. – 319 с.
2. Павлов В. И. Фотограмметрия : теория одиночного снимка и стереоскопической пары снимков. – СПб. : Санкт-Петербургский горный ин-т им. Г. В. Плеханова, 2006. – 175 с.
3. Руководство пользователя Agisoft Metashape, Professional Edition, версия 2.0
4. Шульга А. В. Отчет о результатах незавершенных поисковых работ на выявление месторождений золота, комплексных руд золото-молибден-медно-порфирирового типа на Курунзулайской площади за 2006–2011 гг. – Чита, 2011. – 4 кн.
5. Agisoft Metashape [Электронный ресурс]. – URL: <https://www.agisoft.com/ru/>

**Иордан Д. А., Макаров В. А., Шведов Г. И.**  
*ФГАОУ ВО СФУ, г. Красноярск*

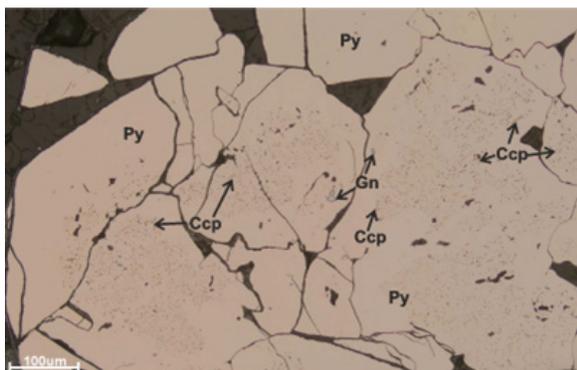
## **ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ИОЧИМИНСКОГО ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)**

Иочиминское рудопроявление золота входит в состав одноименного потенциального рудного узла, расположенного в пределах восточного склона Енисейского кряжа. Эта часть Енисейского кряжа долгое время считалась бесперспективной на выявление золоторудных объектов. В 2004 г. в рамках геолого-геохимических работ масштаба 1 : 50 000 на территории Иочиминской площади в междуречье рек Кото и Иочимо единичными ручными канавами было вскрыто рудопроявление Иочиминское. Подсчитанные прогнозные ресурсы кат. Р<sub>2</sub> составили 58 т золота, ожидаемый геолого-промышленный тип – золото-кварцевый. В 2023 г. недропользователем ООО «Соврудник» в пределах объекта были проведены горные работы, вскрывшие геохимические аномалии золота. На площади рудопроявления (3,5 × 5,8 км) контрастные геохимические аномалии золота интенсивностью более 100 мг/т вытянуты в северо-западном направлении.

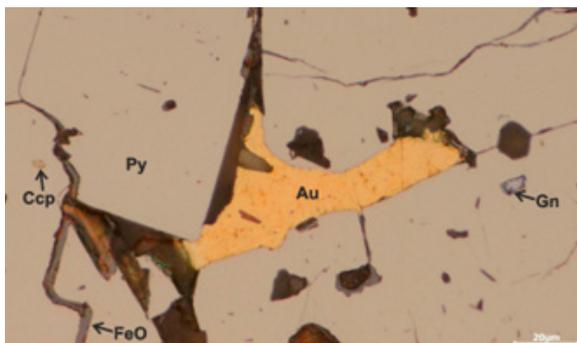
Целевым назначением текущего исследования является анализ особенностей минерального состава и золотоносности геологических образований, основанный на изучении полированных шлифов, изготовленных из штучных проб, отобранных в минерализованных зонах, вскрытых канавами. Полированные шлифы изучены на оптическом микроскопе (Olimpus BX51) с параллельным определением химического состава минералов на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega3 SBH с ЭДС анализатором OxfordX-Act (R&D Центр ИИ СФУ, г. Красноярск, аналитики С. А. Сильянов и Б. М. Лобастов). При работе на сканирующем микроскопе использовались следующие условия: ускоряющее напряжение 20 кВ; ток зонда 2,3 нА (на чаше Фарадея); время съемки 120 с.

По данным документации горных выработок, в пределах рудопроявления вскрыты отложения средней пачки удерейской свиты, представленные серыми, серо-зелеными хлорит-серицит-кварцевыми и глинистыми полосчатыми сланцами, метапесчаниками. Породы характеризуются пологими углами падения слоистости (до 10–30°). Видимая сульфидная минерализация отмечается в кварцевых жилах и прожилках, локализованных в секущих крутопадающих тектонических зонах. Рудные минералы представлены в основном пиритом, реже галенитом, халькопиритом, единично малахитом. Сульфиды часто замещены лимонитом. В составе глинистых сланцев и метапесчаников отмечается послойная рудная минерализация двух видов – буропатитизация и пиритизация. Бурые вкрапленники с размерами зерен до 0,3 см представлены железисто-магнезиальным карбонатом (содержания железа 12,2–15,7 мас.%, магния 7,2–8,2 мас.%, кальция 20,9–22,5 мас.%, кислорода 49–51,2 мас.%), пиритизация проявлена развитием кубических кристаллов пирита размером от 0,3 до 1 см вдоль слоистости пород пирита [2]. Также по результатам минераграфического описания полированных шлифов установлено, что железисто-магнезиальный карбонат совместно с кварцем слагает жильно-прожилковые образования мощностью до 5 см, среди сланцев хлорит-серицит-кварцевого состава. Подобная железо-магнезиальная карбонизация пород не совсем характерна для территории Енисейского кряжа, но широко известна среди объектов Байкало-Патомской золоторудной провинции [1].

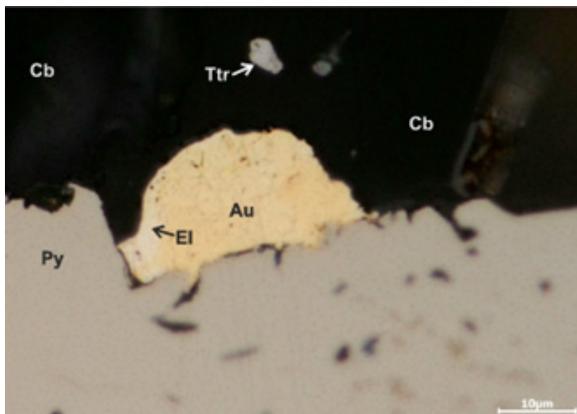
Вскрытые рудные зоны литологически представляют собой метасоматически измененные, рассланцованные полосчатые сланцы, участками сильно окварцованные. Характерна постоянная сульфидная, преимущественно пиритовая минерализация до 2–5 %, а местами до 20 %. На поверхности рудоносная зона часто выделяется бурой, желтовато-бурой окраской благодаря окисленному пириту и железисто-магнезиальному карбонату. Повышенные содержания золота в зоне связаны с тонкой густой (местами до 15–20 %) вкрапленностью пирита, в зонах дробления и рассланцевания и среди кварцевых, кварц-карбонатных жильно-прожилковых образований. По результатам бороздowego опробования полотна первой половины канав, на которые имеются результаты пробирного анализа, в рудных зонах содержания в отдельных пробах варьируют от 0,3 до 3 г/т.



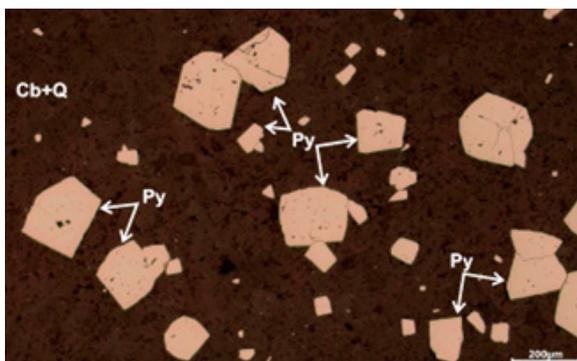
**Рис. 1.** Кристаллы пирита первой генерации с включениями халькопирита и галенита



**Рис. 2.** Самородное золото в межзерновом пространстве пирита первой генерации



**Рис. 3.** Самородное золото на гранях пиритовых агрегатов



**Рис. 4.** Кристаллы пирита второй генерации

Сульфидная минерализация среди проанализированных полированных шлифов представлена подавляющим количеством пирита двух генераций, в меньшей степени галенитом, халькопиритом, гипергенными минералами меди, айкинитом, рутилом, блеклыми рудами, самородным висмутом и золотом. Кристаллы пирита в исследованных полированных шлифах характеризуются двумя генерациями. Первая представляет собой крупные кубические выделения метакристаллов пирита, трещиноватых, размерами от  $5 \times 5$  мкм до  $4 \times 5$  мм. Чаше такие метакристаллы распространены внутри метаморфогенного кварца, карбоната (в двориках кристаллизации), вытягиваясь в цепочку и срачиваясь в короткие прожилки. Особенностью этой генерации является наличие в их центральных частях (в отличие от краевых) агрегатов пирита, большого количества мелких включений галенита, халькопирита, золота, рутила и нерудных минералов (рис. 1).

Данный аспект может свидетельствовать о смене условий минералообразования. По данным электронной спектроскопии, химический состав кристаллов пирита первой генерации довольно однообразен, содержание серы составляет 52–55 мас.%, железа 43–47 мас.%, из элементов-примесей часто присутствует кобальт (0,3–2,0 мас.%).

Самородное золото размерами от  $0,5 \times 0,5$  мкм до  $0,048 \times 0,1$  мм в основном развито в межзерновом пространстве, по трещинам в крупных кристаллах пирита первой генерации и по граням пирита в кварц-карбонатных прожилках (рис. 2).

При изучении химического состава выявлено, что некоторые зерна золота неоднородны: центральная часть более желтая, краевые в разы светлее, что связано с высокими содержаниями серебра. Химический состав зерен представлен золотом (50,5–81,7 мас.%), серебром (15,7–48,64 мас.%) и небольшим количеством железа (0,8–2,4 мас.%) (рис. 3).

Пирит второй генерации представлен мелкой вкрапленностью идиоморфных кристаллов. Трещиноватость зерен слабая, многие зерна мелкого пирита рассеяны в окварцованной породе либо размещаются группами вдоль контакта основной окварцованной породы с кварц-карбонатными и кварцевыми прожилками; иногда кристаллы пирита содержат внутри себя мелкие включения халькопирита, реже галенита (рис. 4).

Галенит размерами  $0,02 \times 0,03$  мм образует срастания с халькопиритом, блеклыми рудами,

иногда присутствует в зернах пирита, формируя прожилки мощностью 3–4 мкм. Очень редко микронные включения галенита отмечаются в основной массе окварцованных сланцев. Халькопирит формирует зерна размером от  $0,5 \times 0,5$  мкм до  $0,02 \times 0,025$  мм. Самородный висмут развит внутри зерен галенита в виде мелких зерен, которые расположены вдоль контактов айкинита и галенита. По химическому составу айкинит ( $\text{Cu}_{1,00}\text{Pb}_{1,14}\text{Bi}_{0,93}\text{S}_{2,93}$ ) представлен медью 10,1–11,3 мас.%, свинцом 39–42,5 мас.%, висмутом 30,7–32,8 мас.%, серой 14,8–15,8 мас.%, крайне редко встречается примесь железа 0,56–0,65 мас.%

Единичные округлые зерна висмута встречаются также на контакте галенита с включениями халькопирита. Более крупные (до  $0,015 \times 0,02$  мм) его обособления находятся в составе гидроксидов железа, по краям галениновых образований. Наличие висмутовой минерализации позволяет предположительно связать концентрирование золота не только с метаморфогенными и (или) гипергенными процессами, но и допустить участие в минералообразовании флюидов гранитогенной природы. В этом случае перспективы выявленной золотоносной зоны значительно возрастают, поскольку помимо местного источника золота возможно его поступление из более глубоких горизонтов с формированием полигенного оруденения.

Блеклая руда размерами зерен до  $0,017 \times 0,02$  мм развита практически во всех аншлифах, также в виде мелких зерен внутри пиритов первой генерации в сростании с галенитом и халькопиритом, которые, вероятно, его замещают. Нередко встречаются в составе карбонатных прожилков секущих пиритовые агрегаты в сростании с халькопиритом и галенитом. Химический состав в пределах зерен блеклых руд, представленных тетраэдритом ( $\text{Cu}_{9,78}(\text{Zn}_{1,45}\text{Fe}_{0,41})_{1,86}(\text{Sb}_{3,52}\text{As}_{0,48})_{4,00}\text{S}_{13,37}$ ), такой: содержания меди 35–38 мас.%, сурьмы 23,7–26 мас.%, серы 23–25,3 мас.%, мышьяка 1,1–2,5 мас.%, железа 1,2–2,3 мас.%. Блеклые руды, как и айкинит, часто встречаются в пределах золоторудных объектов, и являются признаком присутствия золота на многих известных объектах Енисейского края.

В зоне окисления, вскрытой канавами, выявлены следующие гипергенные минералы: борнит, ковеллин и халькозин размерами от  $0,5 \times 1$  мкм до  $13 \times 17$  мкм; представлены единичными зернами. Борнит часто по краям замещается халькозином и ковеллином. Ковеллин развивается по краям халькопиритовых и галениновых зерен и в центре образований галенита, где обростает и замещает выделения халькопирита и айкинита (размеры  $0,02 \times 0,1 - 0,028 \times 0,12$  мм).

Таким образом, данными микроскопического изучения рудной минерализации Иочиминского рудопроявления установлены следующие ее особенности: приуроченность золота к кристаллам пирита первой генерации, повышенные содержания серебра в краевых частях агрегатов золота (электрум); широко проявлены минералы спутники золота, такие как блеклые руды, айкинит и висмут; выявлены повышенные содержания кобальта в ранней генерации пирита. Последняя особенность нередко отмечается и на других золоторудных объектах Енисейского края.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

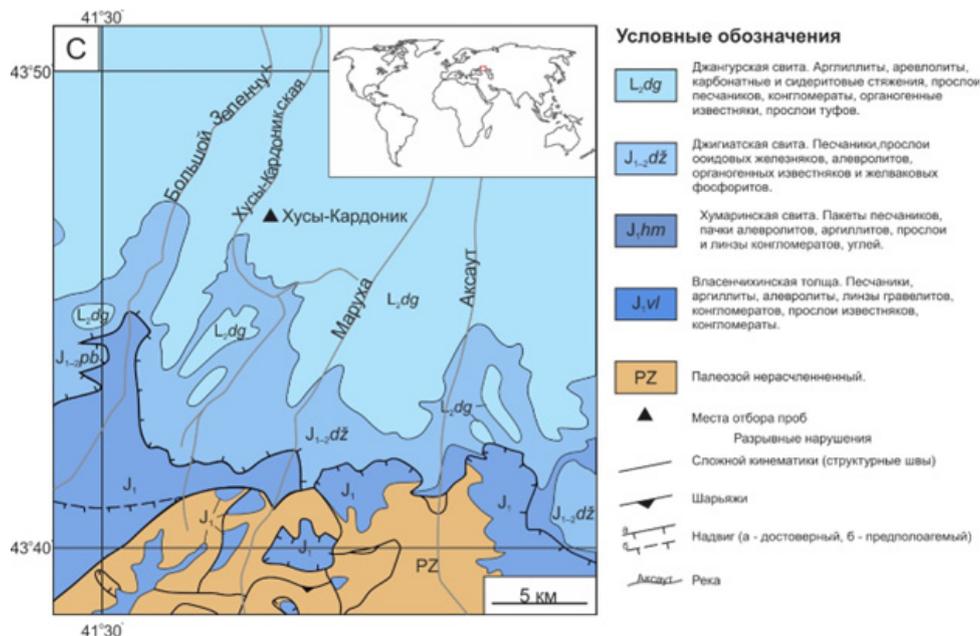
1. Иванов А. И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М. : ЦНИГРИ, 2017. – 512 с.
2. Мансуров Р. Х. Новый тип крупнообъемной золотой минерализации на Енисейском кряже // Руды и металлы. – 2018. – № 4. – С. 24–36.

**Калинина Н. А.<sup>1</sup>, Шерстюков М. П.<sup>2</sup>, Рудмин М. А.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> НИ ТПУ, г. Томск, <sup>2</sup> СКФУ, г. Ставрополь

### **ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ОСНОВНЫХ МЕТАЛЛОВ В СРЕДНЕЮРСКИХ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКАХ ЛАБИНО-МАЛКИНСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)**

Ооидовые железняки представляют собой уникальные породы, характеризующиеся наличием в составе более 5 % железосодержащих ооидов и/или более 15 % валового железа [18, 21]. Химический состав ооидовых железняков может изменяться в зависимости от фациально-



**Рис. 1.** Геологическая схема исследуемого района на основе данных [7]

го условия накопления и геологической обстановки осадочного бассейна, однако общим режимом для формирования крупнотоннажных залежей выступает придонная морская среда. Практически все морские железняки отличаются ооидовой, пелоидовой или онкоидовой структурой, которая может описываться в различных регионах экзотическими терминами, такими как «маковая» и «икряная». Исторически известным эталонным примером месторождений морских железняков служат «минеттовые» руды огромного ранне-среднеюрского Лотаринского бассейна в Европе (Германия, Бельгия, Франция и Люксембург). Лотаринский железорудный бассейн был важнейшим горнодобывающим районом во время Первой промышленной революции [8].

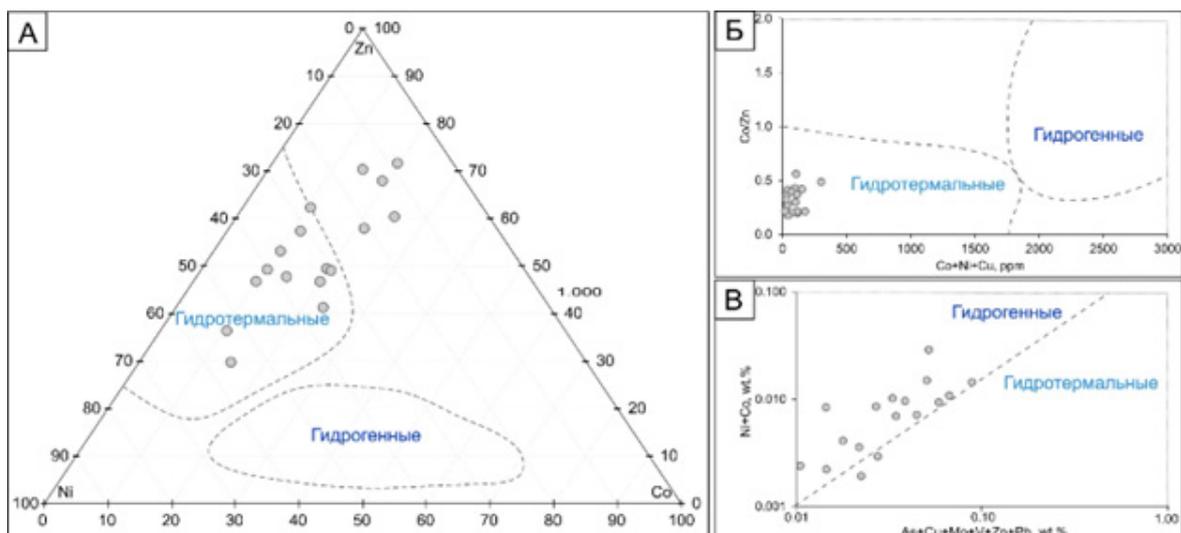
Актуальность изучения морских железняков связана с рядом фундаментальных, дискуссионных вопросов, касающихся условий концентрирования основных металлов, их источников и транспортировки. Накоплению месторождений ооидовых железняков способствовали эпизоды гумидного климата, повсеместная трансгрессия континентов, сопровождавшаяся уменьшением седиментационного притока в прибрежные и мелководные зоны моря [14, 15, 17, 19, 20].

Целью данного исследования является изучение и оценка потенциальных источников основных металлов для формирования среднеюрских ооидовых железняков на примере залежей Лабино-Малкинской зоны в северо-западном Кавказе.

Объектом для сбора каменного материала послужили естественные выходы залежей морских железняков, расположенные в северо-западной части Кавказа на левом берегу р. Хусы-Кардоник (рис. 1). Изучаемый разрез сложен осадочными породами ааленского яруса джигатской свиты, а именно песчаниками, известняками, фосфоритами и железняками. Выход представлен скальной стенкой, образующей обрыв речной террасы, с общей мощностью отложений более 25 м. Разрез перекрывается «оскольчатými» аргиллитами байосского яруса джангурской свиты [1, 9].

Образцы пород (более 100) изучались с помощью оптической микроскопии (петрографический анализ), сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с локальным рентгеновским энергодисперсионным анализом, рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) и рамановской спектрометрии.

Породы изучаемого ааленского разреза Хуса-Кардоник состоят из трех основных компонентов: терригенных, хемогенных и биогенных. Основные терригенные компоненты представлены обломками кварца, полевых шпатов, циркона, рутила и ильменита. Хемогенные компоненты образуют ооиды или пизоиды и цемент породы. Основные аутигенные минералы разреза представлены глинистыми, карбонатными и фосфатными разновидностями. Среди филосили-



**Рис. 2.** Генетические диаграммы: А – Zn-Co-Ni [10, 12]; Б – Co/Zn vs Co + Ni + Cu [12, 16]; В – Ni + Co vs As + Cu + Mo + V + Zn + Pb [13]

катов в породах диагностируются смектиты (нонtronит, сапонит и монтмориллонит) и хлориты (туренит, шамозит, липидолит и брансвицит). В цементе пород и в ооидах также встречаются гематит, коронадит, голладнит, сульфиды (пирит, арсенопирит, сфалерит, акантит, аргентотетраэдрит), барит, соль и самородное серебро.

До настоящего времени имелась ограниченная информация о вещественном составе ооидовых железняков исследуемого района. Ближайшие детальные исследования относятся к 80-м гг. [2, 4–6]. В качестве источника металлов предшественниками были предложены продукты разрушения коры выветривания Малкинского серпентинитового массива [3, 5]. В авторских наблюдениях роль Малкинского массива в седиментационном притоке отражается в постоянных значениях детритовых элементов Ti и Al, а также наличии аксессуарных минералов, включая рутил, ильменит и циркон. Диаграмма Ni + Co vs. As + Cu + Mo + V + Zn + Pb (рис. 2, В) указывает на гидрогенное осаждение минералов. Насыщение морской воды микроэлементами и редкоземельными элементами может быть связано с растворением неустойчивых минеральных фаз. Однако в разной степени влияние могут оказывать и потенциальные низкотемпературные флюиды, просачивающиеся в морские осадки. Это подтверждается попаданием изучаемых пород в гидротермальный контур на диаграммах Ni-Co-Zn (рис. 2, А) и Co/Zn к Co + Ni + Cu (рис. 2, Б), составленных для железомарганцевых осадков.

Дискуссионной спецификой железняков разреза Хуса-Кардоник являются флюидные включения в цементе и ооидах, что косвенно указывает на функционирование или «разгрузку» термальных растворов при накоплении отложений. Флюидные включения встречаются в барите и кальците, которые входят в состав ооидов или выполняют цемент. В породах распространены однофазные (газовые) и двухфазные включения. В двухфазных включениях жидкая фаза обычно представляет собой воду, которая часто содержит ионы  $\text{NH}_4^+$ . Также во включениях идентифицируются по Раман-пикам углеводороды ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_6\text{H}_{12}$ ,  $\text{CH}_2$ ,  $\text{C}_6\text{H}_{14}$ ,  $\text{C}_6\text{H}_6$ ,  $\text{C}_3\text{H}_8$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{C}_{10}\text{H}_{22}$ ,  $\text{C}_7\text{H}_{16}$ ) и сероводород.

Данные наблюдения позволяют рассматривать «флюидный» источник металлов. В качестве геологического процесса, отвечающего за активизацию гидротермальной конвекции в Лабинно-Малкинском бассейне, предлагается изучить внедрение Маринского массива. Этот массив, расположенный к зоне осадконакопления ближе, чем Малкинский, образовался в ранней юре как следствие кальциево-щелочного магматизма. Внедрение пород Мариинского комплекса сопровождалось гидротермальным метасоматозом, приведшим к формированию золото-серебряных и полиметаллических проявлений, а также баритового Каменноостского месторождения [7]. Взаимосвязь ааленских железняков с Мариинским массивом косвенно подтверждается высокой долей барита в железняках и сульфидно-серебряной минерализацией, а также наличием флюидных включений в минералах железняков. Несмотря на возможный привнос материала с

континента, источником основных металлов, включая железо, могли быть постмагматические флюидные растворы, просачивающиеся через накапливаемую осадочную толщу бассейна.

*Работа выполняется при финансовой поддержке проекта FSWW-2023-0010.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безносков Н. В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа // Труды ВИИГАЗА. – 1967. – № 28/36. – 181 с.
2. Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Юра и нижний мел. – М. : ОНТИ, 1934. – № 1.
3. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое северного Кавказа и Предкавказья. – Ленинград [СПб.] : ВНИГРИ, 1961. – 375 с.
4. Казакова В. П. Ааленский ярус, его зональное расчленение и границы. – М. : МГУ, 1984. – 214 с.
5. Мигачева Е. Е. К вопросу о значении ископаемых организмов как показателей перерывов в осадконакоплении (на примере ааленских отложений Северо-Западного Кавказа). Опросы палеобиологии и биостратиграфии // Труды II сессии Всесоюзного палеонтологического общества. – М. : ГОСГЕОЛИЗДАТ, 1959. – С. 236–240.
6. Тимофеева З. В., Балашов Ю. А. Распределение редкоземельных элементов в оолитовых железных рудах Северного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. – 1972. – № 3. – С. 128–135.
7. Семенуха И. Н., Черных В. И., Соколов В. В., Деркачева М. Г., Греков И. И., Энна Н. Л., Корсаков А. С. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200 000. Серия Кавказская. Лист К-37-VI, (XII) (Карачаевск). Объяснительная записка. – М., 2021.
8. Berglund A. The Iron-Ore Problem of Lorraine // Quarterly Journal of Economics. – 1919. – № 33. – P. 531–554. – DOI: 10.2307/1885949.
9. Beznosov N. V. Materials on the Biostratigraphy of the Upper Bayosian-Batsk Deposits of the North Caucasus // Materials on the geology of gas-bearing regions of the USSR. – 1960. – V. 10/18. – P. 226–253.
10. Choi J. H., Hariya Y. Geochemistry and Depositional Environment of Mn Oxide Deposits in the Tokoro Belt, Northeastern Hokkaido, Japan // Economic Geology. – 1992. – № 87. – С. 1265–1274. – DOI: 10.2113/gsecongeo.87.5.1265.
11. Khan M. A., Kakar M. I., Ulrich T., Ali L., Kerr A. C., Mahmood K., Siddiqui R. H. Genesis of Manganese Deposits in the Ali Khanzai Block of the Zhob Ophiolite, Pakistan: Inferences from Geochemistry and Mineralogy // Journal of Earth Science. – 2020. – № 31. – P. 884–895. – DOI: 10.1007/s12583-020-1337-3.
12. Mahmoud S. A. E. A., Mansour G. M. R. The Hydrothermal Uranium and Some Other Metal Deposits of the Extensional Faulting during the Advanced Opening of the Red Sea, Central Eastern Desert, Egypt // Beni-Suef University Journal of Basic and Applied Sciences. – 2018. – № 7. – P. 752–766. – DOI: 10.1016/j.bjbas.2018.11.002.
13. Nicholson K. Contrasting Mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides' guides to metallogenesis // Economic Geology. – 1992. – V. 87 (5). – P. 1253–1264.
14. Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of Ooidal Ironstones in Relation to Warming Events: Cretaceous-Eocene Bakchar Deposit, South-East Western Siberia // Marine and Petroleum Geology. – 2019. – № 100. – P. 309–325. – DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2018.11.023.
15. Todd S. E., Pufahl P. K., Murphy J. B., Taylor K. G. Sedimentology and Oceanography of Early Ordovician Ironstone, Bell Island, Newfoundland: Ferruginous Seawater and Upwelling in the Rheic Ocean // Sedimentary Geology. – 2019. – № 379. – P. 1–15. – DOI: 10.1016/j.sedgeo.2018.10.007.
16. Toth J. R. Deposition of Submarine Crusts Rich in Manganese and Iron // Geological Society of America Bulletin. – 1980. – № 91. – P. 44. – DOI :10.1130/0016-7606(1980)91<44:DOSCRI>2.0.CO;2.
17. Van Houten F. B. Oolitic Ironstones and Contrasting Ordovician and Jurassic Paleogeography // Geology. – 1985. – V. 13. – P. 722–724.
18. Van Houten F. B. Palaeozoic Oolitic Ironstones on the North American Craton // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1990. – V. 80, I. 3–4. – P. 245–254.

19. Van Houten F. B., Arthur M. A. Temporal Patterns among Phanerozoic Oolitic Ironstones and Oceanic Anoxia // Geological Society, London, Special Publications. – 1989. – № 46. – P. 33–49. – DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.046.01.06.
20. Van Houten F. B., Bhattacharyya D. P. Phanerozoic oolitic ironstones – Geologic Record and Facies Model // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 1982. – № 10 – P. 441–457.
21. Young T. P. Phanerozoic Ironstones: An Introduction and Review // Geological Society, London, Special Publications. – 1989. – V. 46. – P. IX–XXV. – DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.046.01.02.

**Камповерде Р.<sup>1</sup>, Серрат Перес М. А.<sup>2</sup>, Сервантес Б. К.<sup>2</sup>, Чепурной Е. А.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> ЮФУ, г. Ростов-на-Дону, <sup>2</sup> Universidad de Moa, г. Моя, Республика Куба

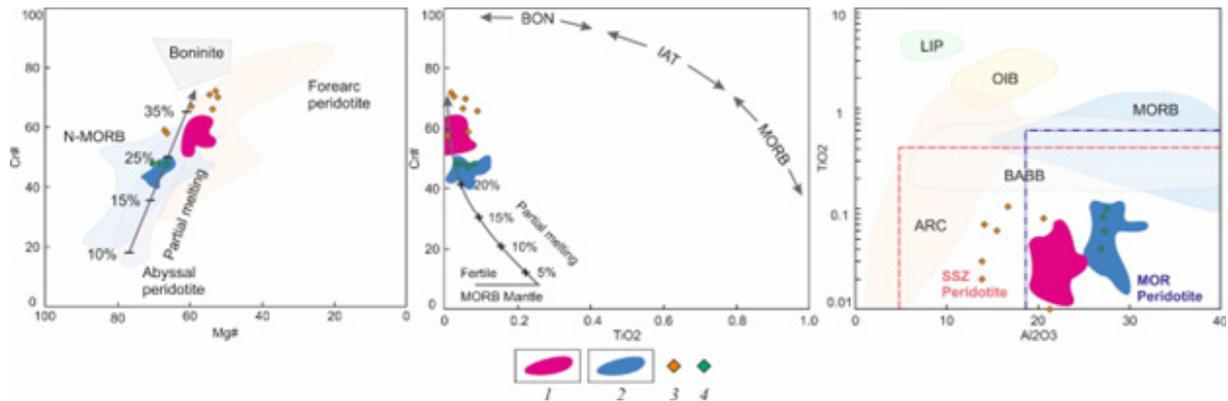
### **ХРОМШПИНЕЛИДЫ ИЗ ОФИОЛИТОВЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ КИШИНСКОГО МАССИВА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ) И МАССИВА МОА-БАРАКОА (КУБА)**

Реконструкция геодинамических обстановок и условий петрогенеза протолита серпентинизированных гипербазитов фрагментов офиолитовых покровов является непростой задачей в силу утраты ими исходного минерального состава в ходе многоэтапных процессов преобразования мантийного вещества. Среди герцинских комплексов Передового хребта Большого Кавказа присутствуют принадлежащие к такому типу объектов относимые к беденскому комплексу альпинотипных гипербазитов тектонические блоки, пластины и линзы серпентинитов, тектонически ассоциирующие с выходами кристаллических пород автохтона или приуроченные к границам пластин среднепалеозойских тектонических покровов. Одним из важнейших критериев для восстановления их происхождения служит сопоставление с хорошо изученными офиолитовыми комплексами. Ввиду полной серпентинизации апогипербазитов беденского комплекса такие сопоставления возможны на основе анализа особенностей хромшпинелей, типоморфизм которых рассматривается в качестве достаточно надёжного и широко применяемого индикатора.

В данной работе приводится сравнение особенностей состава хромшпинелидов из серпентинитов Кишинского массива Большого Кавказа, минералого-петрографические особенности которых изучены с применением комплекса прецизионных лабораторно-аналитических методов [1, 3], и хромшпинелидов из офиолитового массива Моа-Баракоа на северо-востоке Кубы [6, 7].

Под названием «Кишинский массив» вслед за другими авторами мы понимаем небольшой выход тектонизированных хризотил-антигоритовых серпентинитов в долине р. Киша (правый приток р. Белой на территории горной части Республики Адыгея), представляющих собой пластину мощностью около 15 м на границе блока метаморфических пород аллохтона (условно относимых к верхнему протерозою) и западного фрагмента среднепалеозойского тектонического покрова (Кизилкольского покрова), сложенного вулканогенно-осадочными породами. Кизилкольский покров наряду с другими аллохтонными комплексами отнесен к среднепалеозойским офиолитам структурно-тектонической зоны Передового хребта [5]. Вариации составов хромшпинелей из серпентинитов уверенно указывают на принадлежность к офиолитовому тренду, при этом следует отметить, что они отличаются от составов шпинелей других серпентинитовых тел беденского комплекса [2].

Офиолитовый массив Моа-Баракоа находится в восточном сегменте зоны Главного офиолитового шва, отделяющего Северную миогеосинклиналию область от примыкающих с юга структур позднемезозойской островной дуги [4], где входят в пояс Майари-Баракоа. Аллохтоны краевых офиолитов представляют систему расслоенных на ряд пластин и блоков плоских синформных тел. В составе массива мантийные породы представлены гарцбургитами с небольшим количеством дунитов, перидотитов, хромититов, прорванными силлами габброидов. Ультрабазиты содержат многочисленные месторождения хромитов, в том числе крупнейшее в



**Рис. Вариации химических составов хромшпинелидов по  $Cr\#-Mg\#$ ,  $TiO_2-Al_2O_3$ ,  $Cr\#-TiO_2$ : поля составов хромшпинелидов: массива Моа-Баракоа (по [7]): 1 – гарцбургитов, 2 – дунитов; Кишинского массива (по [3] с дополнениями): 3 – алюмохромитовые ядра, 4 – реликтовые участки ядер (хромпикотит)**

Америке месторождение подиформных хромитов Мерседит [6, 7].

Сведения о составе аксессуарных и рудных хромшпинелидов получены, как и для кавказских пород, методами электронно-зондового микроанализа.

Хромшпинелиды из серпентинитов р. Киша имеют выраженное зональное строение: в них присутствуют ядра алюмохромитового состава и обрамляющие их каймы феррихромита – хроммагнетита, среди алюмохромитовой внутренней зоны отмечаются редкие реликты хромпикотита. Составы ядер рассматриваются как близкие к магматическим (их значения  $Cr\#$  составляют  $\sim 48-72$ ,  $Mg\# \sim 42-64$ ), для них примечательно низкое содержание  $TiO_2$  (менее 0,1 мас. %). Образование оторочек объясняется метаморфическими преобразованиями в ходе обдукции в условиях фации зеленых сланцев, что сопровождалось образованием серпентин-хлоритовой ассоциации [3].

Зерна хромшпинелидов в ультрабазитах пояса Майари-Баракоа обычно химически однородны и имеют узкие диапазоны вариации составов в пределах зерна. Как и для хромшпинелидов других регионов отмечается связь между их составами и вмещающими породами: они в массивных хромититах имеют значения коэффициентов  $Cr\#$  (50,6–54,7),  $Mg\#$  (64,1–75,5), зерна в дунитовых оболочках характеризуются более низким содержанием  $Cr\#$  (41,3–48,9), но высоким  $Mg\#$  (65,7–71,9), а в гарцбургитах имеют самое высокое значение  $Cr\#$  (53,7–62,3) и самое низкое  $Mg\#$  (54,9–60,2) [7]. После серпентинизации породы претерпели наложенные изменения, проявленные в замещении минералов группы серпентина хлоритами и ферритхромитизации зерен хромшпинелидов [6].

Сопоставление данных о химическом составе хромшпинелидов указывает на дискретное, типичное для обоих комплексов распределение составов. Ядра кишинских хромшпинелидов, составы которых рассматриваются как отвечающие магматическим, в диапазоне  $\#Cr \leq 60$  соответствуют составам, отвечающим частично дунитам, частично гарцбургитам массива Моа-Баракоа (рис.). Хромшпинели из сопоставляемых комплексов характеризуются низким содержанием титана ( $TiO_2$  менее 0,13 мас. %); рассматриваемые кубинские породы авторы статьи [7] предлагают определять как специфические «бедные титаном высокоалюминиевые хромититы». Такое сходство может указывать на близость условий образования пород, что важно для обсуждения возможных тектонических моделей.

Комплекс геохимических данных дает основание связывать образование гарцбургитов массива Моа-Баракоа в условиях начала субдукции под преддуговым бассейном в результате относительно высокой степени частичного плавления мантийного источника; часть содержащихся в них зерен хромшпинелидов несет признаки кристаллизации в относительно глубокой мантии и последующего перемещения вверх вместе с материнским расплавом [7]. Вышеотмеченное сходство составов хромшпинелидов с изученными кавказскими породами можно рассматривать как один из новых аргументов в дискуссии о геодинамической типизации ультрабазитов

беденского комплекса: он свидетельствует в пользу высказываемых предположений [2] о формировании их хромшпинелидов в протопреддуговой или преддуговой обстановке. При этом высокоалюминиевые хромпикотовые участки ядер можно рассматривать как реликты, связанные с кумулятивными перидотитами, а алюмохромитовые области – как их производные, образованные при подъеме на более высокие горизонты мантии.

*Авторы выражают признательность научному консультанту к.г.-м.н. Ю. В. Попову за предоставленные материалы о составе хромшпинелидов Кишинского серпентинитового массива и консультации.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Попов Ю. В., Пустовит О. Е. Тренды эволюции состава акцессорных хромшпинелидов из апогипербазитов беденского комплекса Большого Кавказа: формационная и геодинамическая интерпретация // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. – 2022. – Т. XII. – С. 185–188.
2. Попов Ю. В., Пустовит О. Е. Серпентиниты западной части зоны Передового хребта Большого Кавказа // Грозненский естественнонаучный бюллетень. – 2022. – Т. 7, № 1 (27). – С. 44–54.
3. Попов Ю. В., Пустовит О. Е., Никулин А. Ю. Минеральный состав серпентинитов Кишинского массива (Большой Кавказ) // Геология и Геофизика Юга России. – 2021. – Т. 11, № 1. – С. 38–51.
4. Пуцаровский Ю. М., Моссаковский А. А., Некрасов Г. Е. [и др.]. Тектоника Республики Куба: Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1 : 500 000 – М. : Наука, 1989. – 79 с.
5. Хаин Е. В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа // Труды ГИН АН СССР. – 1984. – Вып. 382. – 96 с.
6. Proenza J. A., Gervilla F., Melgarejo J. C., Reve D., Rodriguez G. Ophiolitic chromitites from the Mercedita deposit (Cuba). Example of Al-rich chromites at the mantle-crust transition zone // Acta Geologica Hispanica. – 1998. – V. 33. – № 1–4. – P. 179–212.
7. Hui-Chao Rui, Jing-Sui Yang, Angélica I. Llanes Castro, Jian-Ping Zheng, Dong-Yang Lian, Wei-Wei Wu, Mariño Yurislei Valdes. Ti-poor high-Al chromitites of the Moa-Baracoa ophiolitic massif (eastern Cuba) formed in a nascent forearc mantle // Ore Geology Reviews. – 2022. – 144. – 104847. – 10.1016/j.oregeorev.2022.104847.

**Карамышев А. В.**

*ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург*

#### **АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ КАРТИРОВАНИЕ МЕТАЛЛОТЕКТОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДОВ ГЛУБОКОГО МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ**

Последнее десятилетие отмечено непрерывно растущим распространением и проникновением в самые разные сферы науки и техники прикладных программных решений на основе искусственного интеллекта и, в частности, глубокого машинного обучения. Данный обобщающий термин описывает семейство методов машинного обучения (МО), работающих с так называемыми глубокими нейронными сетями, то есть моделями, архитектуры которых подразумевают наличие между входами и выходами ряда скрытых слоев искусственных нейронов, направленных на извлечение из поступающих данных информации на различных уровнях генерализации с последующим ее синтезом. На практике это означает, что такая модель представляет собой не узкоспециализированный алгоритм для решения конкретной задачи, а самообучающийся инструмент для создания модельных абстракций высокого уровня на основе частных примеров

без явного программирования. Эффективная реализация подобных решений стала возможна лишь с появлением современных высокопроизводительных вычислительных систем.

В настоящее время существует множество хорошо зарекомендовавших себя, а в отдельных сферах практически незаменимых пользовательских продуктов на основе методов глубокого МО. В частности, широкое применение они нашли при решении задач автоматического распознавания образов в цифровых данных различной размерности, от анализа временных рядов до компьютерного зрения по многоканальным цифровым изображениям и видео.

Всплеск интереса к методам искусственного интеллекта не обошел стороной и геологические науки, что хорошо прослеживается по росту числа публикаций с упоминанием МО в профильных изданиях [2]. В качестве одной из перспективных областей применения глубоких нейросетевых решений и их аналогов рассматриваются задачи автоматизированного прогноза полезных ископаемых (ПИ), в том числе в рамках теоретически сформулированной еще в конце 1980-х гг. концепции «картирования минерального потенциала» (англ. *mineral prospectivity mapping*) [1], заключающейся в выявлении на основе анализа доступных данных так называемой картировочной функции, то есть закона, связывающего физические объекты и их отражение в признаковом пространстве. Однако в отличие от аналогичных задач в других сферах, например, медицинской, существующие на сегодняшний день решения для машинного прогноза ПИ носят скорее экспериментальный характер и пока не демонстрируют убедительных воспроизводимых результатов. Это связано как с объективной сложностью и затратностью верификации получаемых прогнозов, так и со спецификой используемых входных данных, зачастую не отвечающих базовым для МО требованиям как к объему и сбалансированности обучающей выборки, так и к качеству аннотации данных.

Вышеуказанные проблемы многократно усугубляются при постановке задачи непосредственного выделения рудных объектов по эталонам-аналогам, так как последние в силу своей малочисленности и принципиальной уникальности заведомо не позволяют сформировать достаточно представительную для методов глубокого МО выборку. Кроме того, непосредственно рудные объекты зачастую не имеют отчетливого проявления в геофизических полях и могут быть выделены лишь по уникальному сочетанию аномальных эффектов, производимых геологическими телами и структурами, играющими роль металлотектов для данного типа ПИ.

Поэтому более эффективно (особенно с учетом ограничений нейросетевых методов) выполнять автоматизированное выделение отдельных элементов геологического строения, генетически связываемых с определенным типом оруденения, а не специфического для определенной пространственной области их сочетания, отвечающего локации предполагаемого рудного объекта. В этом случае выделение перспективных участков может выполняться путем экспертного или автоматизированного анализа результатов распознавания элементов геологического строения на базе априорной прогнозной физико-геологической модели целевого объекта. Такой подход решает проблему недостаточности обучающей выборки ввиду наличия большого количества уже размеченных в рамках геологического картирования данных.

В данной работе решалась тестовая задача распознавания интрузивных массивов среднего-кислого состава в пределах Центрально-Колымского района на площади в 51,9 тыс. км<sup>2</sup>. Рассматриваемая территория выбрана по причине ее обеспеченности данными однородной современной комплексной аэрогеофизической съемки, а выделяемые массивы гранитоидов рассматриваются как важный фактор локализации крупнообъемного золотого оруденения.

В признаковое пространство были включены только потенциальные геофизические поля и их трансформанты. Отказ от использования доступных в пределах только Аян-Юряхской зоны данных АГС съемки позволил вдвое увеличить обучающую выборку и получить модель, не зависящую от данных, мало представленных на смежных территориях. Состав используемого набора трансформант выбирался исходя из ожидаемого характера проявленности в них целевых объектов.

Векторные покрытия, содержащие контуры интрузивных массивов, получены из цифровых макетов карт дочетвертичных образований ГГК-1000/3 и дополнены предполагаемыми контурами нескрытых эрозией тел, выделенных по результатам комплексной интерпретации геофизических данных. На их основе создано бинарное растровое покрытие-маска формата .grd.

Из подготовленных ЦМ исходных данных различных методов, их трансформант и слоев аннотации сформированы идентичные по структуре сводные табличные базы данных для эталонной и целевой площадей в формате Geosoft Geodatabase (.gdb).

Программный код, включающий необходимые процедуры импорта данных, их предобработки, обучения нейронных сетей, визуализации и экспорта результатов был реализован на языке Python. Для работы с моделями МО использовалась программная библиотека TensorFlow 2.0 [5].

Импорт данных осуществлялся из файла формата .csv с сохранением в объект pandas DataFrame. Для удобства дальнейшего использования данные были пересчитаны в относительные координаты и преобразованы в трехмерный массив NumPy. Сокращение признакового пространства для приведения его к некоему аналогу трехканального цифрового изображения выполнялось путем интерактивного выбора ограниченного набора признаков с последующим реструктурированием массива и удалением лишних данных.

Затем выполнялось разбиение данных по регулярной сети на фрагменты размерами  $256 \times 256$  с формированием обучающего и тестового множеств. Последнее содержит 60 % исходных данных в южной части площади. Для контроля процесса обучения в составе оставшихся 40 % обучающего множества в свою очередь резервировалось 20 % случайных одиночных фрагментов, формирующих так называемую валидационную выборку. Для искусственного увеличения имеющейся недостаточной выборки и повышения робастности модели обучающий датасет увеличивался в 10 раз простым копированием, после чего к нему применялся комплекс процедур аугментации. Последние включали случайные повороты, отражения, ограниченное масштабирование и внесение гауссова шума.

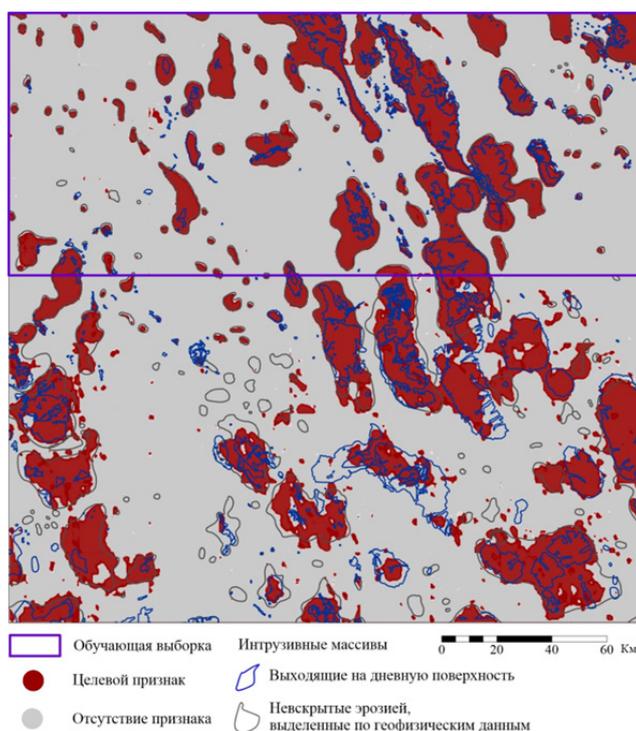
Полученные таким образом обучающий и валидационный наборы данных тензорного формата, стандартного для обучения нейронных сетей в TensorFlow, перемешивались, разбивались на пакеты по четыре элемента и подавались на вход нейросети.

Использовалась нейронная сеть с относительно простой сверточной архитектурой типа U-Net [4], хорошо себя зарекомендовавшей в задачах сегментации слабоконтрастных изображений. Сеть состоит из сверточной части, или энкодера, представленной набором блоков с чередованием слоев свертки, пакетной нормализации и активации с функцией LeakyReLU [3], и разверточной – декодера, где для выполнения повышающей дискретизации используются слои транспонированной свертки. Для предотвращения переобучения сети, происходящего при взаимной адаптации нейронов к конкретным обучающим примерам, в декодер добавляются также слои исключения или дропаута, обнуляющие на каждой эпохе обучения выходы некоторого количества случайных нейронов [6]. Передача пространственной информации из энкодера в декодер достигается с использованием так называемых skip connections – межслоевых связей с пропуском блоков. В качестве функции потерь использованы комбинации «binary crossentropy» и «dice», обеспечивающие неплохую сходимость даже при использовании несбалансированного набора данных. Веса классов при обучении задавались в соответствии с их представленностью в выборке.

По результатам нескольких циклов обучения на 30-й эпохе с набором признаков, включающим составляющую поля силы тяжести от слоя 4–5 км, его горизонтальный градиент и модуль полного градиента аномального магнитного поля, достигнута сходимость на уровне Dice = 77,8 на валидации.

Применение полученной модели к тестовым данным и сопоставление результатов с реально закартированными и выделенными по геофизическим данным контурами интрузивных массивов демонстрирует общее совпадение положения фактических и прогнозируемых крупных тел, с частными расхождениями в геометрии и мелких деталях (рис.). Последнее может быть связано как с неоднородностью вещественного состава и, следовательно, проявленностью отдельных массивов в полях, так и с недостатками использованной разметки, не всегда корректно отражающей реальную форму тел.

Полученные результаты позволяют предполагать возможность использования предложенного алгоритма для автоматизированного выделения геологических образований, в том числе



**Рис. Покртия с распознанными образами интрузивных массивов среднего-кислого состава по эталонной и целевой площадям**

выступающих в роли факторов контроля оруденения, по ограниченному набору данных потенциальных полей при условии их достаточной контрастности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bonham-Carter G. F., Agterberg F. P., Wright D. F. Integration of geological datasets for gold exploration in Nova Scotia // Digital Geologic and Geographic Information Systems. – 1989. – № 10. – P. 15–23
2. Dramsch J. S. 70 years of machine learning in geoscience in review // Advances in geophysics. – 2020. – № 61. – P. 1–55.
3. Maas A. L., Hannun A. Y., Ng A. Y. Rectifier nonlinearities improve neural network acoustic models // Proceedings of the 30th International Conference on Machine Learning. – 2013. – V. 30. – № 1. – P. 3
4. Ronneberger O, Fischer P, Brox T. U-net: Convolutional networks for biomedical image segmentation // International Conference on Medical image computing and computer-assisted intervention. – 2015. – P. 234–241.
5. Singh P., Manure A. Learn TensorFlow 2.0. – 2020.
6. Wan L, Zeiler M, Zhang S, Le Cun Y, Fergus R. Regularization of neural networks using dropconnect // International conference on machine learning. – 2013. – P. 1058–1066.

**Карягин П. А.**

*ФГАОУ ВО «СФУ», г. Красноярск*

### **ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ ТЫВА (НА ПРИМЕРЕ САРЫГИМАТЕЙСКОГО ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ)**

Сарыгиматейское потенциальное рудное поле, расположенное в юго-западной части Республики Тыва, находится на сочленении структур Западного Саяна и Горного Алтая. Перспективы обнаружения свинцово-цинковых руд в исследуемом регионе описаны во многих работах [1, 2].

Потенциальное рудное поле пространственно входит в состав Кобдинско-Монгунтайгинской структурно-формационной зоны Республик Тыва и Алтай. Кобдинско-Монгунтайгинская СФЗ сложена вендскими метабазами, ортосланцами, дайками андезитов аныякской свиты, метатурбидитами сютхольской свиты и отложениями кремнисто-карбонатной субформации венд-нижнего кембрия, флишоидами нижнего-кембрия карбонатно-терригенными отложениями ордовика, силура, терригенными и терригенно-вулканогенными отложениями девона [3]. Формирование геологического строения исследуемого региона происходило в различных геодинамических обстановках на протяжении верхнего протерозоя–мезозоя. Исследователями района [3, 4] выделяются несколько основных этапов развития:

- океанический этап (позднерифейско-раннекембрийский);
- ранее-островодужный этап (раннекембрийско-раннеордовикский);
- поздне-островодужный этап (среднекембрийско-нижнеордовикский);
- пассивно-окраинно-континентальный этап (нижнеордовский-нижнедевонский);
- активно-окраинно-континентальный (девонский);
- коллизионный и постколлизионный с внутриконтинентальным рифтогенезом (каменноугольно-юрский).

В строении Сарыгиматейского рудного поля в основном принимают участие базальт-кремнисто-карбонатные отложения баратальской (сарыгиматейской) свиты венд-нижнекембрийского возраста, сформированные, согласно последним данным [3], на «океаническом этапе» развития Палеоазиатского океана. Отложения баратальской (сарыгиматейской свиты) относятся к внутриокеаническим структурам типа гавайских островов (гайоты или «симаунты» в зарубежной литературе), развитым в удалении от спрединговых центров в вендско-нижнекембрийском времени [3]. Породы слагают узкий тектонический блок (Сарыгиматейскую горст-антиклиналь), вытянутый в широтном направлении на водоразделе рр. Сары-Гимате, Белатр, Бугузун, Ака-Яла-Узек. Блок ограничен крутопадающими нарушениями восточного окончания Курайской зоны глубинных разломов и Шапшальского глубинного разлома.

С севера по разлому взбросового характера Сарыгиматейская горст-антиклиналь граничит с более древними отложениями Джебашской свиты (верхний протерозой) (согласно легенды ГТК-1000 3 поколения, относимой к Курайскому метаморфическому комплексу амфиболитовой фации  $gPR_2(D)k$ ). Породы свиты (комплекса) в описываемом районе представлены ортоамфиболитами, гнейсами и сланцами по песчаникам и алевролитам, по-видимому, слагающими основание океанического типа для более молодых пород региона, в том числе и Баратальской (Сарыгиматейской) свиты.

В восточной части Сарыгиматейского рудного поля, вдоль регионального Шапшальского разлома глубинного заложения обнаруживаются метабазаальты чингинской (аныякской Van) свиты, относимые также к «океаническому этапу». Вулканогенные породы в основном превращены в тонкосланцеватые полосчатые альбит-актинолит-эпидот-хлоритовые и альбит-эпидот-хлорит-карбонатные сланцы, лишь изредка в них сохраняются реликты миндалекаменных текстур. По материалам геолого-поисковых работ 1972–1973 гг. [5], метабазаальты аныякской свиты близки к толеитам срединно-океанических хребтов [6].

Южной границей Сарыгиматейского рудного поля является крутопадающая южная ветвь Кубадринско-Курайского разлома, по которому Сарыгиматейская свита граничит с вулканогенно-осадочными отложениями среднего-верхнего девона, сформированными на этапе активно-окраинно-континентальной вулканической деятельности и выполняющими делюно-юстыдский прогиб. Породы представлены черносланцевой юстыдской серией (средне-верхнедевонского возраста). Серия представляет собой мощный сложный комплекс относительно глубоководных флишеподобных, мелководно-морских (шельфовых), прибрежно-морских и прибрежно-континентальных отложений. В составе юстыдской серии выделяются верхнеживетские ташантинская, барбургазинская и франская богутинская свиты.

В пределах Сарыгиматейского рудного поля и его окрестностей выделяются:

- Актоврацкий интрузивный комплекс (верхнерифейско-вендский) ( $\Sigma RF_3 - V^?a$ );
- Большепорожский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс ( $v - \delta, q\delta - \gamma\delta D_1 bp$ );
- Каракудюрский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс ( $v, q\delta - \gamma\delta D_2 kk$ );



Окончательный отчет о геологической съемке м-ба 1:50 000 Юго-Западной партии по работам 1972–1974 гг. – 1975. – Кн. 1.

7. Шабалинский А. М., Бухаров Н. С. Подготовка геофизической основы для поисков полиметаллического оруденения в Сары-Гиматейской рудной зоне. Отчет Геофизической партии по работам 1989–1991 гг. – 1991. – Кн. 1.

**Кирикова А. П., Цыкин С. Р.**  
*ФГАОУ ВО СФУ ИЦМ, г. Красноярск*

### **СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ РАЗДОЛИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА И ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ НА СОРОЧЬЕЙ ПЛОЩАДИ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)**

Енисейский кряж является одним из крупных золотоносных районов России. Раздолинский рудный узел расположен в Приангарской части Енисейского кряжа, в Южно-Енисейском рудном районе. По оценкам экспертов, здесь имеются геологические предпосылки и металлогенические перспективы развития минерально-сырьевой базы рудного золота в объеме до 350–500 т [1]. На данный момент в районе известно несколько месторождений коренного золота: Попутнинское, Антониновское, Светлое, Змеиное, Боголюбовское, последнее в настоящее время находится на стадии отработки. Вышеуказанные месторождения приняты для Раздолинского рудного узла эталонными.

В целях воспроизводства выбывающих запасов Боголюбовского рудника в пределах Раздолинского рудного узла ведутся поисковые геохимические работы по вторичным литогеохимическим ореолам рассеяния, направленные на обнаружение золоторудных объектов. Перспективный участок поисков Сорочий (включающий в себя Сорочью площадь и пять участков детализации: Светлинский, Первомайский, Западный, Раздолинский, Попутнинский) расположен в бассейне рек Черной и Рыбной, занимая водораздельное пространство между ними. Сорочья площадь находится на правом борту долины р. Рыбной, на западе ее граница проходит по верховьям левых притоков р. Черной – рек Большой и Малый Костылек, на востоке огибает пос. Раздолинск и площадь действующей лицензии Боголюбовского месторождения, на юге вплотную подходит к действующей лицензии Южно-Попутнинской площади.

Целью настоящего исследования является сравнительный анализ геолого-структурной позиции известных объектов Раздолинского золоторудного узла и геолого-структурной позиции геохимических аномалий золота на Сорочьей поисковой площади, а также оценка их перспективности.

В структурно-тектоническом плане поисковая площадь, как и Раздолинский рудный узел, расположена в пределах Енисейской складчатой области (Енисейский кряж), близ зоны сочленения Ангаро-Питского синклинория на востоке и Центрального антиклинория на западе, в западной части влияния Ишимбинского глубинного разлома. Главной рудоносной структурой для месторождений-эталонов в пределах территории является Рыбинская горст-антиклиналь. Площадь сложена рифейскими отложениями складчато-надвиговых систем байкалид и интенсивно нарушена разломами сдвиговой и взбросо-сдвиговой динамики (рисунок). Территория района подвергалась интенсивной тектонической переработке, наряду с метаморфизмом различных фаций и широким распространением метасоматических изменений – вмещающие золотое оруденение породы претерпели рассланцевание и милонитизацию.

В региональном плане рудный узел и перспективная поисковая площадь расположены в зоне влияния Ишимбинского глубинного разлома и связанных с ним систем дизъюнктивных и пликативных нарушений. Можно выделить почти ортогональную систему нарушений:

1. система сдвигов, субпараллельных основной сдвиговой зоне района (Ишимбинскому глубинному разлому);

2. система трещин отрыва и зон смятия, ориентированная под тупым углом к первой.

Если рассмотреть ориентировку и распространение объектов-эталонов, можно заметить тяготение их к зоне Мамонско-Рыбинского разлома – оперяющей ветви Ишимбинского разлома, а также большое влияние Рыбинской горст-антиклинали. Последнюю можно рассматривать как «выдавленный» блок с протрузией попутнинского комплекса в осевой части, о чем говорят сильная тектоническая нарушенность территории и присутствие продуктов изменения гипербазитовых пород (магнезиальные сланцы, амфиболиты, серпентиниты).

С точки зрения золотоносности группа Раздолинских месторождений «садится» на зону контакта метавулканитов панимбинской толщи и метагипербазитов попутнинского комплекса в пределах Мамонско-Рыбинского разлома:

1. месторождения Попутнинское и Светлое расположены на контактах гипербазитов и палеовулканитов и имеют субпараллельное глубинному разлому направление;

2. месторождения Антониновское, Змеиное и Боголюбовское размещены в оперяющих зонах Мамонско-Рыбинского разлома.

Такое расположение рудных объектов говорит о большой роли тектонических деформаций в транспортировке и накоплении золота.

Для сравнительного анализа и оценки перспектив участков использованы результаты поисковых геохимических работ сезона 2023 г. на Сорочьей площади. На рисунке отображены ореолы повышенных концентраций золота, а также его элементов-спутников. Конфигурация выделенных аномалий схожа с картиной ортогональной системы тектонических нарушений и тяготеющих к ней рудных объектов. Так, аномалии в южной части площади по своей позиции могут соответствовать зонам трещин оперения, подобно месторождению Боголюбовскому, а северные и центральная аномалии, имея субпараллельное к глубинному разлому направление, схожи с месторождением Попутнинским.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Сердюк С. С., Кириленко В. А. Геология и перспективы золотоносности южной части Южно-Енисейского рудного района // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. – 2013. – V. 8. – P. 968–994.

**Кисельников Ю. В.<sup>1</sup>, Перова Е. Н.<sup>2</sup>, Проскурнин В. Ф.<sup>1</sup>, Шатов В. В.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, <sup>2</sup> СПбГУ, г. Санкт-Петербург

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДОЛЬНИНСКОГО Cu-Ag-Au ПРОЯВЛЕНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР)

Рудопроявление Продольнинское располагается на полуострове Челюскин в пределах Борзовского потенциального золоторудного узла. В геолого-структурном отношении узел приурочен к Мамонтовско-Лаптевской позднерифейской аккреционной зоне [3, 6] Центрально-Таймырской складчатой мегазоны [2]. В его строении участвуют верхерифейские островодужные



**Рис. Тектоническая схема района с условными обозначениями**

базальты, андезиты, дациты (борзовская толща) и несогласно перекрывающие их карбонатно-терригенные углеродистые отложения (продольнинская), зеленосланцевометаморфизованные и сложномятые. Они со структурным несогласием перекрыты верхневендско-нижнепалеозойскими карбонатно-терригенными углеродистыми неметаморфизованными отложениями и прорваны позднепалеозойскими гранодиоритами лодочниковского комплекса.

Исследование проведено в рамках среднемасштабных геолого-съёмочных 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 штупные пробы, образцы и сколки не реже, чем через 500 м (по методике [4]). Всего изучено 50 образцов пород. Содержания полезных компонентов оценивались по результатам анализов пород методом ICP-MS (Центральная лаборатория ВСЕГЕИ). Нормирование концентраций редкоземельных элементов в метаморфизованных осадочных породах произведено на стандарт NASC. Исследование выполнено в рамках государственного задания Федерального агентства по недропользованию № 42215500 (Западно-Челюскинская площадь). Минералогическо-петрографические работы и энергодисперсионный анализ пород проведены в ресурсных центрах СПбГУ: «Микроскопия и микроанализ», «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель».

Продольнинское рудопоявление впервые установлено при аэрофотогеологической съёмке масштаба 1 : 200 000 ПГО «Красноярскеология» (Беззубцев и др., 1979). Его дальнейшее изучение связано с прогнозно-металлогеническими работами, проводимыми КО СНИИГиМС (Забияка, 1978; Забияка, 1983) и ФГБУ «ВСЕГЕИ» (Проскурнин и др., 2008), по результатам которых были подсчитаны и утверждены прогнозные ресурсы категории  $P_3$ .

Рудопоявление приурочено к разломной зоне смятия северо-восточного простирания протяженностью 5 км и шириной до 0,5 км, в пределах которой выявлены локальные зоны безрезитизации и сульфидно-кварцевой жильной минерализации. Содержания золота, согласно данным пробирного и атомно-эмиссионного анализов, составляют от 0,1 до 0,9 г/т, редко превышая 1 г/т (Забияка, 1978; Забияка, 1983).

Вмещающие породы на Продольнинском рудопоявлении представлены кварцитосланцами и перекрывающими их углеродистыми алевролитами. В кварцитопесчаниках преобладает конформно-регенерационная бластокластическая структура с элементами мозаичной и микростилолитовой структур. Обломочные зерна интенсивно гранулированы, границы между ними, как правило, извилистые, проникающие одна в другую. Для углеродистых алевролитов свойственна тонкозернистая первично осадочная структура.

При микроскопическом изучении оруденелых пород обнаруживается, что они характеризуются большим разнообразием минералов и морфологических типов их выделений. Как таковой набор минералов не является главным свидетельством протекания метасоматических реакций. Стоит подчеркнуть, что метасоматические породы обладают такими особенностями внутреннего строения, которые указывают на химическую неравновесность исходных пород и новообразованных минералов. Согласно [4], надёжными и достаточными доказательствами метасоматической природы минерализации являются: текстурно-структурные реликты исходных пород, следы псевдоморфного замещения первичных минералов и признаки роста кристаллов от трещин внутрь пород. Такие особенности наблюдаются в выделениях главных новообразованных минералов: мусковита, хлорита, турмалинов, карбонатов группы кальцита-доломита и пирита.

Мусковит и хлорит формируют радиально-лучистые агрегаты пластинчатых и чешуйчатых кристаллов. В некоторых случаях удается определить точку начала роста их агрегатов, от которой происходит веерообразное расщепление кристаллов внутрь породы.

Турмалины присутствуют в виде хорошо оформленных призматических кристаллов, ориентированных закономерно в сланцеватой ткани пород, тяготея при этом к прожилкам хлорита.

Карбонаты группы кальцита-доломита, парагенетически связанные с мусковитом и хлоритом, обуславливают появление в породах коррозионных структур. Ранние популяции идиоморфных кристаллов карбонатов прорастают сквозь обломочный кварц, а поздние – интенсивно растворяют его в краевых частях, оставляя лишь его небольшие округлые реликты.

Кубический пирит содержит включения минералов ткани пород (кварц, мусковит), которые скапливаются либо в отдельных частях его кристаллов, либо по зонам роста, что указывает на их захват при образовании кристаллов.

Прожилково-вкрапленная минерализация сопровождается маломощными жилами сульфидно-кварцевого состава и неоднородного строения: их краевые части выполняются кварцевым агрегатом геометрического отбора, в центральных же частях располагаются интерстиционные (ксеноморфные) выделения халькопирита.

Электронно-микроскопическое изучение халькопирита позволило обнаружить ряд минералов: сфалерит, гессит ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ), клаусталит ( $\text{PbSe}$ ), самородное серебро и золото. Отличительной особенностью минералов является повсеместное присутствие примесных элементов. Так, сфалериту свойственны высокие содержания кадмия (до 0,14 ф. е.), гесситу – селена (0,14 ф. е.). Тонкопрожилковая форма минералов указывает на их позднее отложение.

Метасоматические изменения обусловили двух-трехкратное обогащение пород тяжелыми редкоземельными элементами и формирование положительной европиевой аномалии со значениями  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  от 1,25 до 1,65. Возможно, что фиксация элементов происходит при образовании хлоритов ( $2\text{TR}^{3+} \rightarrow 3(\text{Fe}, \text{Mn})^{2+}$ ), карбонатов группы кальцита-доломита ( $2\text{TR}^{3+} \rightarrow 3\text{Ca}^{2+}$ ). Положительная аномалия Eu в метаморфизованных существенно кварцевых породах заслуживает рассмотрения, а его фиксация могла происходить за счет изовалетного изоморфизма в кальците:  $\text{Eu}^{2+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}$  [1].

По содержанию некоторых халькофильных микроэлементов (Cu, Au, Ag, Cd, Se, Te, Zn, Bi) интенсивно проявленные метасоматиты более чем втрое превосходят неизменные породы. Указанные элементы концентрируются, вероятнее всего, в микроскопических трещинах в пирите в сульфидной форме.

Таким образом, на Продольнинском проявлении развиты березиты с характерными метасоматическими структурами замещения и растворения исходных пород. Минерализация сопровождается привнесением халькофильных микроэлементов, накоплением тяжелых редкоземельных элементов и формированием существенно европиевой аномалии. Отмечается связь золота с березитами и поздними селенидами и теллуридами в сульфидно-кварцевых жилах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. – М. : Наука, 1976. – 267 с.
2. Верниковский В. А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск : СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. – 202 с.
3. Качурина Н. В., Макарьев А. А., Макарьева Е. М. и др. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации, масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение), серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская, лист Т-45-48 (м. Челюскин). – СПб. : ВСЕГЕИ, 2013. – 472 с.
4. Краснова Н. И., Петров Т. Г. Генезис минеральных индивидов и агрегатов. – СПб. : Невский курьер, 1997. – 228 с.
5. Плющев Е. В., Шатов В. В., Ушаков О. П., Беляев Г. М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. – Л. : Недра, 1981. – 262 с.
6. Проскурнин В. Ф. Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциал : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук. – СПб., 2013. – 40 с.

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕКТОРИТОВЫХ ГЛИН –  
ПОТЕНЦИАЛЬНО ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЙ  
ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛИТИЯ**

Рассмотрены геологическое строение, особенности, вопросы генезиса и поисковые критерии и признаки месторождения Такер Пасс, кальдеры Макдермитт, м-я Ядар (Сербия) и проведено сравнение с схожими геологическими обстановками на территории РФ для прогнозного выделения перспективных площадей. Месторождения иллит-гекторитовых литиеносных глин обладают потенциальным промышленным значением (на примере кальдеры Макдермитт).

Литий встречается в основном в пегматитах и грейзеновых жилах и в эвапоритовых рассолах саларов, и на эти два типа приходится основная мировая добыча. Третий тип, связанный с вулканическими осадочными породами и продуктами их выветривания, захороненными в озерных донных отложениях, может также являться перспективным.

**Кальдера Макдермитт.** Эталонным объектом такого типа на сегодняшний день является вулканическая кальдера Макдермитт (США, Орегон и Невада) размером 40 × 30 км. Вулканизм кальдеры риолитового типа, пространственно связан с Йеллоустоунским вулканом. Богатые литием глины содержатся в кальдерных озерных отложениях среднего миоцена. По некоторым данным [1], количество лития в отложениях всей кальдеры составляет от ~ 20 до 40 млн т лития (максимум 120 млн т), что значительно больше, чем на объектах Южной Америки (Салар-Де-Уюни). Ресурсы, подтвержденные регулярной сетью бурения на месторождения Такер Пасс, составляют 3 млн т лития, а на проекте Jindalee Resources Ltd. McDermitt – 2,1 млн т. Отмечается прямая связь с литиеносными рассолами. Литиевые залежи кальдеры Макдермитт могут быть связаны с испаренными остатками литиеносных рассолов, где иллитовые глины сорбировали на себя литий [1].

**М-е Ядар.** Генезис крупного литиевого месторождения Ядар (Сербия) связан с гидротермальным изменением вулканического пепла, который был отложен в засушливом закрытом озерном бассейне, – вероятно, Ядар может быть литифицированным метаморфизованным литиевым солончаком лагунно-озерного типа, в котором богатый литием рассол взаимодействовал с донными отложениями бассейна, создавая обогащенную глину и впоследствии богатые залежи [2].

**Территории РФ.** Очевидно, что на территории РФ присутствуют обстановки схожего генезиса, палеосаларно-эвапоритового типа в связке с вулканической активизацией, где следует начать поисковые работы на объекты подобного типа. Наиболее соответствует этим критериям нижнекембрийская карбонатно-галогенная формация юга Сибирской платформы. В рамках доклада рассмотрены подходящие геолого-поисковые обстановки для выделения перспективных площадей.

Вывод: месторождения иллит-гекторитовых литиеносных глин обладают потенциальным промышленным значением

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Stephen B. Castor, Christopher D. Henry Lithium-Rich Claystone in the McDermitt Caldera, Nevada, USA: Geologic, Mineralogical, and Geochemical Characteristics and Possible Origin // Minerals. – 2020. – № 10 (1). – P. 68.
2. Benson T. R., Coble M. A., Dilles J. H. Hydrothermal enrichment of lithium in intracaldera illite-bearing claystones // Science advances. – 2023. – № 9 (35): eadh8183.

**Кулему Л. Т., Шведов Г. И.**  
ФГАОУ ВО СФУ, ИЦМ, г. Красноярск

## **РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КИЯ-ШАЛТЫРСКОГО МАССИВА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)**

Кия-Шалтырский нефелиновый рудник расположен в Кемеровской области на северо-востоке Кузнецкого Алатау. Кия-Шалтырское месторождение уртитов приурочено к одноименному массиву горячегорского щелочно-габброидного комплекса раннедевонского возраста. Административно месторождение находится в Тисульском районе Кемеровской области, в 10 км от границы с Красноярским краем. Массив вытянут в северо-западном направлении и залегает среди нижнекембрийских отложений: с востока – карбонатных, относящихся к усинской свите ( $C_{1us}$ ) мощностью от 800 до 2300 м, а с запада – вулканогенно-осадочных, сопоставляемых с усть-кундатской свитой мощностью 2000 м ( $C_{1uk}$ ).

Кия-Шалтырский массив сложен породами преимущественно I, II, небольшое распространение пород III и V фаз горячегорского комплекса. Фаза I представлена преимущественно уртитам – с ними связано Кия-Шалтырское месторождение нефелиновых руд. Уртиты образуют обособленное крутопадающее тело удлиненно-серповидной формы в плане длиной по простиранию 2,3 км, шириной на дневной поверхности от 20 до 210 м. С глубиной мощность рудного тела уменьшается. Средняя мощность тела уртитов 120 м. Дайковая фация в массиве интрузии представлена субпараллельными ийолит-порфирами, микроийолитами, камптонитами, щелочными сиенитами.

Материалом для изучения вещественного состава Кия-Шалтырского месторождения послужили образцы, отобранные в карьере месторождения во время двух производственных практик первым автором. Причем образцы отбирались из всех типов пород, распространенных на месторождении: уртитов, мезократовых полосчатых габбро, лейкократовых трахитоидных габбро, скарнированных пород, а также из пород дайковой фации. Отобранные образцы фотографировались, истирались и анализировались рентгенофлуоресцентным анализом. Из наиболее оруденелых пород выпиливались части для изготовления прозрачных и полированных шлифов. В дальнейшем препараты изучались под оптическими микроскопами, а наиболее сложные участки изучались на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega3 SBH с анализатором OxfordX-Act в R&D Центре Норникель – СФУ (г. Красноярск, аналитик Б. М. Лобастов). Ниже приводятся результаты выполненных работ.

Минеральный состав исследованных образцов достаточно сложен и представлен магматическими оксидами (титаномагнетитом, ильменитом, магнетитом, гематитом, рутилом), наложенными более поздними сульфидами (пирротинном, пиритом, марказитом, халькопиритом, сфалеритом, пентландитом, борнитом, галенитом, молибденитом), сульфоарсенидами и арсенидами железа, никеля и кобальта (аллоклазитом, кобальтином, герсдорфитом, арсенопиритом, сафлоритом, никелином, леллингитом). Кроме этого, были обнаружены минералы благородных металлов: гессит и электрум.

Титаномагнетит распространен участками вместе с пластинками ильменита, образуя структуру распада твердого раствора. Один из самых ранних рудных минералов магматического генезиса. Ильменит представлен двумя генерациями: одна образует самостоятельные аллотриоморфные зерна и агрегаты; для нее характерны крупные скопления мелких призматических зерен. Вторая развита внутри распавшегося титаномагнетита в виде решетки тонких пластинок. Магнетит распространен внутри метазерен и метакристаллов пирита в виде мелких ксеноморфных зерен. На отдельных участках замещается гематитом и обрастается пирротинном. Гематит образует пластинчатые зерна, которые часто распространены внутри пирротина. Происходит это вследствие того, что пирротин обрастает распавшиеся агрегаты титаномагнетита, магнетитовая часть которого часто бывает замещенной гематитом.

Пирротин является наиболее распространенным сульфидным минералом на месторождении. Встречается во всех типах пород, но наибольшие концентрации образует в скарнах, на контактах с дайками. По химическому составу основная масса его представлена гексагональной модификацией, но отмечается и моноклинная. Пирротин может содержать пластинки мо-

либденита, редкие зерна пентландита, срастается с галенитом и активно замещается сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами. Кроме этого, пирротиновые агрегаты разрезаются многочисленными графитовыми пластинками. Пирит мало распространен. Образует небольшие зерна по краям пирротина, часто срастается с марказитом, совместно с которым замещает пирротин. Развивается в пирротине по трещинам с образованием тонких прожилков. Реже образует сложные зональные агрегаты. Марказит развивается в совместных с пирритом сростках, нарастающих на пирротиновые агрегаты. Халькопирит ассоциирует с пирротинном, незначительно отставая от него по времени кристаллизации. Часто в составе халькопирита наблюдаются мелкие зерна сфалерита. Сфалерит является высокожелезистым, содержание железа в нем по данным анализов сканирующего микроскопа превышает 8 вес. %. Одновременно в этом сфалерите содержится более 1 вес. % кадмия. Борнит, галенит, молибденит относятся к редким минералам, развиты в сростании с пирротинном. Наибольший интерес представляют замещающие пирротин сульфоарсениды и арсениду железа, никеля и кобальта. Минералы ряда аллоклазит-арсенопирит и кобальтин-герсдорфит активно замещают по краям агрегаты пирротина, с образованием цепочек мелких зерен. Внутри агрегатов сульфоарсенидов развиты мелкие выделения арсенидов железа, никеля и кобальта. Кроме этого, среди них был обнаружен электрум (рис. 1) состава  $Au = 62,2$  вес. %,  $Ag = 37,5$  вес. % (данные по трем анализам). Составы сульфоарсенидов и арсенидов вынесены на тройные диаграммы (рис. 2, 3). Для сопоставления на диаграммы добавлены результаты анализов этих же минералов, полученные А. М. Сазоновым и др. более 25 лет назад [1].

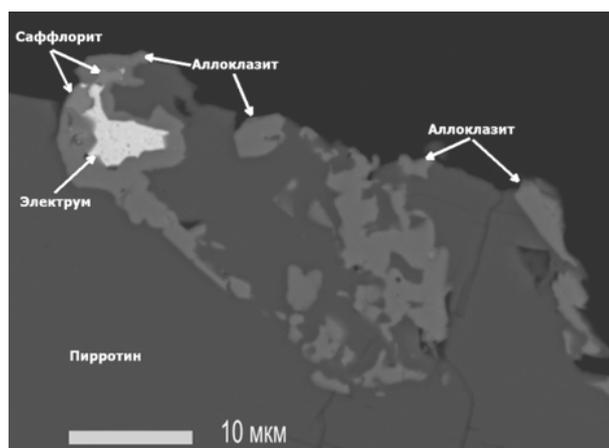


Рис. 1. Электрум внутри сафлорита и аллоклазита, замещающих пирротин. Фото в обратно-рассеянных электронах. Образец № 2

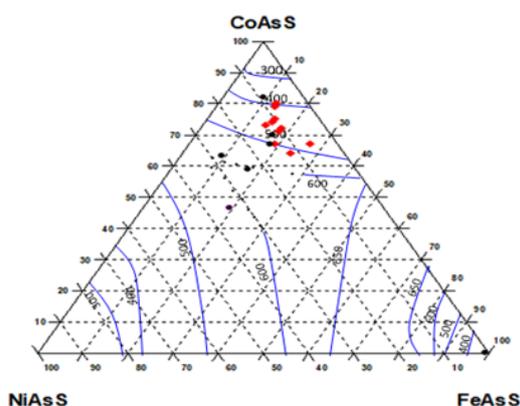


Рис. 2. Составы сульфоарсенидов на диаграмме  $CoAsS-NiAsS-FeAsS$ . Кружочки – данные по А. М. Сазонову и др. [1]; ромбики – авторские данные. Температурные кривые нанесены по экспериментальным данным [3, 4]

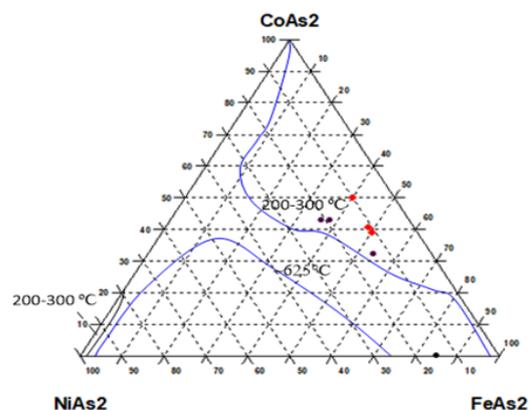


Рис. 3. Составы диарсенидов на диаграмме  $CoAs_2-NiAs_2-FeAs_2$ . Кружочки – данные по А. М. Сазонову и др. [1]; ромбики – авторские данные. Температурные кривые нанесены по экспериментальным данным [2, 5]

Выводы: 1) Температуры образования арсенидов и сульфоарсенидов Кия-Шалтырского месторождения находятся в интервале от 200–300 до 400–500 °С; 2) При сравнении составов сульфоарсенидов и арсенидов никеля и кобальта, полученных ранее А. М. Сазоновым и др. [1], и авторскими данными (см. диаграммы) напрашивается вывод, что с глубиной количество никеля в минералах снижается; 3) В целом сульфиды являются преобладающими рудными минералами, образовались в приконтактовых частях даек, и их присутствие оказывает отрицательное влияние на качество нефелиновых руд, что приводит к их загрязнению.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сазонов А. М., Гринев О. М., Шведов Г. И., Сотников В. И. Нетрадиционная платиноидная минерализация Средней Сибири. – Томск : ТПУ, 1997. – 148 с.
2. Gervilla F., Ronsbo J. New data on (Ni, Fe, Co) diarsenides and sulfarsenides in chromite-niccolite ores from the Malaga Province, Spain // Neues Jahrbuch für Mineralogie. Monatsh. – 1992. – № 5. – P. 193–206.
3. Gervilla F., Leblanc M., Torres-Ruiz J., Hach-Ali P. F. Immiscibility between arsenide and sulphide melts: A mechanism for the concentration of noble metals // Canadian Mineralogist. – 1996. – V. 34, № 3. – P. 485–502.
4. Klemm D. Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS<sub>2</sub>-CoS<sub>2</sub>-NiS<sub>2</sub> // Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen. – 1965. – Bd. 103, H.3.
5. Radcliffe D., Berry L. G. The safflorite-loellingite solid solution series // American Mineralogist. – 1968. – V. 53. – P. 1856–1881.

**Кургеева У. С.**

*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва*

#### **ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ Р<sub>3</sub> КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ОБЪЕКТА СЕВЕРО-НИМАНСКАЯ ПЛОЩАДЬ ДЛЯ ПОСТАНОВКИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ, НАПРАВЛЕННЫХ НА ОБНАРУЖЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

В соответствии со Стратегией развития минерально-сырьевой базы до 2035 г. золото относится к полезным ископаемым второй группы, для которых достигнутые уровни добычи недостаточно обеспечены запасами [1]. Чтобы в будущем обеспечить освоение сырьевой базы золота с сохранением темпов, перед геологоразведкой России поставлена первоочередная задача – качественное восполнение «поискового задела». «Поисковый задел» – это условный фонд перспективных объектов с оцененными прогнозными ресурсами категории Р<sub>3</sub>. В тексте Классификации запасов и прогнозных ресурсов подчеркивается: «Количественно оцененные ресурсы служат основанием для постановки геологического картографирования масштаба 1 : 50 000 и поисковых работ» [2].

В настоящее время в геологоразведочный процесс вовлекаются объекты все более структурно и вещественно сложные, расположенные в весьма труднодоступных районах, соответственно, такие проекты имеют высокие инвестиционные риски. Прогнозные ресурсы – это итоговая оценка объекта, исходя из которой недропользователем определяется перспективность объекта при выборе площади для лицензирования, в том числе в соответствии с Приказом № 802/20 Министерства природных ресурсов и экологии РФ и Федерального агентства по недропользованию от 28 октября 2021 г. [3]. Потенциальное количество полезного компонента позволяет предполагать размер прогнозируемого месторождения и производить расчеты потенциальной прибыли. Поэтому важно иметь корректные данные о количестве ресурсов Р<sub>3</sub>, именно выраженные численно в тоннах (для золоторудного объекта).

На сегодняшний день существуют официальные источники данных об оцененных прогнозных ресурсах. Официальными данными являются прогнозные ресурсы, прошедшие апробацию в отраслевом институте. Кроме того, прогнозные ресурсы оцениваются при государ-

ственных геологосъемочных работах, в результате геологоразведочных работ, при авторском прогнозировании.

Прогнозные ресурсы категорий  $P_2$  и  $P_1$  относятся к выявленному рудному телу или рудному полю, геологически обоснованы в результате проведенного комплекса поисковых работ. Оценка прогнозных ресурсов категории  $P_3$  проводится лишь по представлениям о распространении руды, эти представления складываются при определении модели, то есть при анализе прогнозно-поисковых критериев и признаков эталона и потенциального месторождения. Оценка прогнозных ресурсов категории  $P_3$  это субъективная творческая задача, для решения которой могут быть привлечены различные методы [4]. Проблема заключается в том, что при разнообразии полученных оценок прогнозных ресурсов категории  $P_3$ , данный показатель перспективности становится необъективным в силу возможных существенно различных количественных оценок ресурсов, что затрудняет процесс геологоразведочных работ еще на стадии обоснования.

28.06.2022 вышел Перечень поручений, утвержденный Президентом РФ № Пр-1130, в том числе пункт «1 ж» «Установление порядка оценки прогнозных ресурсов полезных ископаемых, апробации и учета ее результатов», разработаны изменения в закон «О недрах». Был принят закон.

В течение 2022 и 2023 гг. был принят ряд законодательных решений, касающихся вопроса апробации и оценки прогнозных ресурсов [5, 6]. Это подтверждает актуальность и масштабность темы, освещаемой в данной работе. Для того, чтобы разработать новую рабочую систему, необходимо отследить настоящий ход использования такой характеристики, как прогнозные ресурсы категории  $P_3$ .

Автор рассматривает прогнозные ресурсы категории  $P_3$  как показатель перспективности объекта на стадии обоснования Северо-Ниманской площади, предложенной для проведения прогнозно-минерагенических работ за счет средств государственного бюджета. Автор стремится выявить новый подход, который позволил бы сделать корректное заключение о прогнозных ресурсах категории  $P_3$ . Цель работы: применить этот подход в обосновании перспективности Северо-Ниманской площади. Последовательность процесса исследования отражена в следующих задачах:

1. освещение источника информации при выборе перспективной площади;
2. ознакомление с итогами геологоразведочных работ предшественников;
3. ознакомление с геологическим строением перспективной площади;
4. определение месторождения-аналога;
5. сбор информации о ранее оцененных ресурсах категории  $P_3$ ;
6. анализ и разбраковка информации о ранее оцененных ресурсах категории  $P_3$ ;
7. предложение нового подхода к оценке прогнозных ресурсов категории  $P_3$ ;
8. обоснование перспективности (не перспективности) площади.

Северо-Ниманская площадь была выделена в результате анализа данных Картотеки месторождений и проявлений ТПИ, созданной ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу» [7].

Северо-Ниманская площадь расположена в Верхнебуреинском районе Хабаровского края на правом берегу р. Олги, на стыке номенклатурных листов N-53-XXXII и N-53-XXXIII. У границы площади находится поселок старателей Софийск, геологоразведочные и добычные работы в районе ведут такие компании, как ООО «Артель старателей Ниман», Petropavlovsk (УГМК), ООО «Удинск золото» (ПАО «Полюс») и др. Минерагенически район работ относится к Софийскому золоторудно-россыпному узлу Селемджино-Кербинской минерагенической зоны, с этой зоной связаны золоторудные месторождения Маломыр, Токур, Албын и др., богатые россыпи.

В пределах Софийского золоторудно-россыпного узла, к которому минерагенически относятся Северо-Ниманская площадь, выделены четыре малых золоторудных объекта, частично отработанные: Буровое (Софийское), Жильное, Лысогорское, Петровско-Еленинское, объединенные в Софийское рудное поле. Северо-Ниманская площадь охватывает северо-западный флаг этого поля, на территории площади находятся: 8 рудопроявлений коренного золота, гео-

химические и шлиховые ореолы золота и элементов-спутников, развалы золотоносного жильного кварца.

Золотое оруденение приурочено к купольной тектонической структуре и относятся к золото кварцевой формации и связано с кварцевыми жилами и штокверками в зонах дробления. Содержание Au в них колеблется от долей и первых граммов до первых сотен г/т. Другой вид оруденения относится к прожилково-вкрапленному типу. Минерализация приурочена к сульфидизированным углеродсодержащим филлитовидным сланцам нижнекембрийской олгинской толщи. Средние содержания золота в них низкие – 0,2–0,3 и 0,5–2,8 г/т. В сульфидизированных сланцах присутствуют металлы платиновой группы, содержание которых составляет сотые и первые десятые доли г/т и в единичных случаях достигают первых г/т.

В качестве месторождения-аналога выбрано месторождение Маломыр золото-сульфидной формации сухоложского типа. По состоянию на 1 января 2020 г. Государственным балансом РФ учитываются запасы золота для открытой и подземной отработки в количестве: категория  $C_1$ : руда – 30 252 тыс. тонн (ср. содержание – 1,507 г/т), золото – 45 887 кг, категория  $C_2$ : руда – 20 283 тыс. тонн, золото – 30 455 кг, забалансовые: руда – 76 257 тыс. тонн, золото – 80 335 кг. [8].

Ниже приведены данные о прогнозных ресурсах золоторудных объектов Софийского золоторудно-россыпного узла.

Паспорт ГКМ № А-27 составлен в 1985 г. для «Софийского месторождения», включающего участки Буровой, Жильный, Лысогорский и Петровский. Приведены следующие снятые с учета балансовые запасы золота: А + В 231 кг и  $C_1$  458 кг при среднем содержании 19 г/т;  $C_2$  808 кг при среднем содержании 15,25 г/т.

В 2016 г. составлен новый паспорт ГКМ № 08-Г-1-00-261. С учетом материалов предшественников и новых данных проведен пересчет прогнозных ресурсов по большинству ранее выявленных золоторудных объектов. Методика подсчета прогнозных ресурсов применялась в соответствии с требованиями ГКЗ. Расчет ресурсов  $P_1$  выполнен методом геологических блоков, с возможностью их пересчета в запасы категории  $C_2$ . Категория  $P_2$  определялась исходя из средней продуктивности. Оценка прогнозных ресурсов категорий  $P_1$ ,  $P_2$  и  $P_3$  произведена в соответствии с постоянными кондициями, принятыми для Албынского золоторудного месторождения (Протокол ГКЗ Роснедра № 3112 от 29 марта 2013 года): бортовое содержание золота в пробе для оконтуривания рудных тел по мощности 0,5 г/т; минимальная мощность рудных тел, включаемых в контур подсчета – 5 м, при меньшей мощности использовать соответствующий метрограмм 2,5; максимальная мощность пустых пород и некондиционных руд, включаемых в контур подсчета, 5 м. Суммарные (Потоцкий, 2014) прогнозные ресурсы золота категорий  $P_1 + P_2 + P_3$  по всему Софийскому рудному полю оценены в 124 т (25,914 т + 35,2 т + 63,17 т) [9].

В объяснительной записке к Государственной геологической карте РФ масштаба 1 : 1 000 000 приводится следующая информация: «Апробированные ЦНИГРИ (по состоянию на 01.01.2003 г.) ресурсы рудного Au по району составляют 6,1 т ( $P_1$  – 1,6;  $P_2$  – 1,5;  $P_3$  – 3,0 т). Уточненные на 01.01.2005 г. ресурсы Au со составляют 110 т (в т. ч. по категориям:  $P_1$  – 18,5,  $P_2$  – 90,  $P_3$  – 1,5 т), платины – 20 т ( $P_3$ )». [12]. В базе данных об апробации прогнозных ресурсов эта информация не была установлена автором.

Также авторы отчетов по проведенным поисковым работам давали заключение о количестве рудного золота Софийского рудного поля: по А. С. Якубчуку, 60–120 т [10], по Голембовскому, 87 т [11].

Таким образом, для одной и той же площади существуют несколько оценок прогнозных ресурсов категории  $P_3$ , которые существенно различаются между собой. Более того, предлагавшиеся низкие значения ресурсов  $P_3$  (1,5 т) от паспорта учетного объекта и пояснительный записки (ссылки), при наличии значительных ресурсов категорий  $P_1$  и  $P_2$  наводит на мысль о некорректности оценки ресурсов  $P_3$ , так как подобные значения (1,5 т  $P_3$ ) фактически исключают выявление промышленных золоторудных объектов.

Автор работы считает, что оценка прогнозных ресурсов категории  $P_3$  – это качественная характеристика, отражающая совокупность поисковых признаков и предпосылок месторождения. Но при этом, как указывалось выше, требуется выражать ее количественно. Единство ко-

личественных и качественных характеристик выражается в мере [13]. В данном случае качество – это перспективность, количество – масса полезного компонента в недрах, а мера – это минимальное количество, которое обеспечивает перспективность в современных условиях.

**Таблица 1. Категории золоторудных объектов по величине прогнозных ресурсов  $P_3$**

Категория прогнозных ресурсов	Категории для золоторудного объекта			
	Весьма крупный	крупный	средний	мелкий
$P_3$ , т	100 и более	50–100	25–50	25 и менее

месторождений по величине запасов: для весьма крупного золоторудного не более 50 т, для крупного не более 25 т, для среднего не более 10 т, для мелкого не более 5 т.

В географо-экономических условиях Северо-Ниманской площади значение меры перспективности для потенциальных объектов невысокое, потому что в районе площади относительно развита горнодобывающая индустрия.

По мнению автора, здесь было бы рационально вести разработку месторождения с минимальным количеством  $C_2 - 5$  т, при том, что месторождение кварц-золото-сульфидной формации сухоложского типа, оруденение прожилково-вкрапленное, жильное, руды поддаются извлечению не менее, чем на 70 %.

Согласно, в данном случае, стандартному статистическому методу грубого перевода ( $P_3 \times 0,1) \times 0,5) \times 0,8 = C_2$ , соответственно для объекта  $C_2 - 5$  т, количество оцененных прогнозных ресурсов по категории  $P_3$  должно составлять 125 т (или по мнению автора 65–125 т).

Северо-Ниманская площадь удовлетворяет вышеуказанные требования качественно по структурным и вещественным особенностям, количественно не удовлетворяет. Но, учитывая наличие обоснованных предшественниками по итогам комплекса поисковых работ  $P_3 = 63,17$  т (или по мнению автора 38–88 т), слабую изученность флангов софийского рудного поля, а также возможность прогноза новых рудных полей в пределах структуры, автор склонен считать Северо-Ниманскую площадь перспективным объектом для постановки геологоразведочных работ, направленных на обнаружение золоторудного месторождения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голембовский В. И. Поиски и поисково-оценочные работы в пределах Софийского рудного поля : Отчет партии № 94 по заданию 94–12 о результатах работ масштаба 1 : 10 000 в 1988–1990 гг. Листы N-53-136-Б; -137-А. – Таежгеология.
2. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2020 г. – Выпуск 29: Золото. – Том VIII. Дальневосточный федеральный округ. – Часть 7. Амурская область. – ФГБУ «Росгеолфонд», 2020.
3. Диалектический материализм : Маркс, Энгельс, Ленин, Сталин / Ред. Шевкин В. С. – М. : Партийное издательство, 1933. – 226 с.
4. Забродин В. Ю. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист N-53. Шантарские о-ва. Объяснительная записка. – 2007. – 363 с.
5. Картотека месторождений и проявлений ТПИ ФБУ // Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу». – Лист 17. – № 17090.
6. Отчет о результатах поисковых и оценочных работ на рудное золото, проведенных в пределах Ниманской рудоперспективной площади в 2012–2013 гг. (Ниманский объект) / Потоцкий Ю. П. – 2016. –124 с.
7. Перечень поручений, утвержденных Президентом РФ № Пр-1130, п. 1 ж «Установление порядка оценки прогнозных ресурсов полезных ископаемых, апробации и учета ее результатов».
8. Приказ Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федерального агентства по недропользованию от 28.10.2021 № 802/20 «Об утверждении Порядка предоставления права пользования участками недр для геологического изучения недр, включающе-

го поиски и оценку месторождений полезных ископаемых, на участке недр, не включенном в перечень участков недр для геологического изучения недр, за исключением недр на участках недр федерального значения и участках недр местного значения».

9. Приказ МПР РФ от 11 декабря 2006 г. № 278 «Об утверждении Классификации запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых».
10. Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых : рекомендации межинститутской рабочей группы Роснедра / сост.: Беневольский Б. И. (рук.) [и др.] ; под ред. А. И. Кривцова. – М. : ЦНИГРИ, 2010. – 95 с.
11. Стратегия развития минерально-сырьевой базы до 2035 года, утвержденная распоряжением Правительства РФ от 22.12.2018 № 2914-р.
12. Федеральный закон от 25.12.2023 № 677-ФЗ «О внесении изменений в Закон Российской Федерации «О недрах» и статью 16.1 Федерального закона «Об охране окружающей среды»»
13. Якубчук А. С., Читалин А. Отчет о результатах поисков крупнообъемного месторождения золота в Ниманском рудном районе за 1994–1999 гг. – ВНР Resources. – 1999. – 112 с.

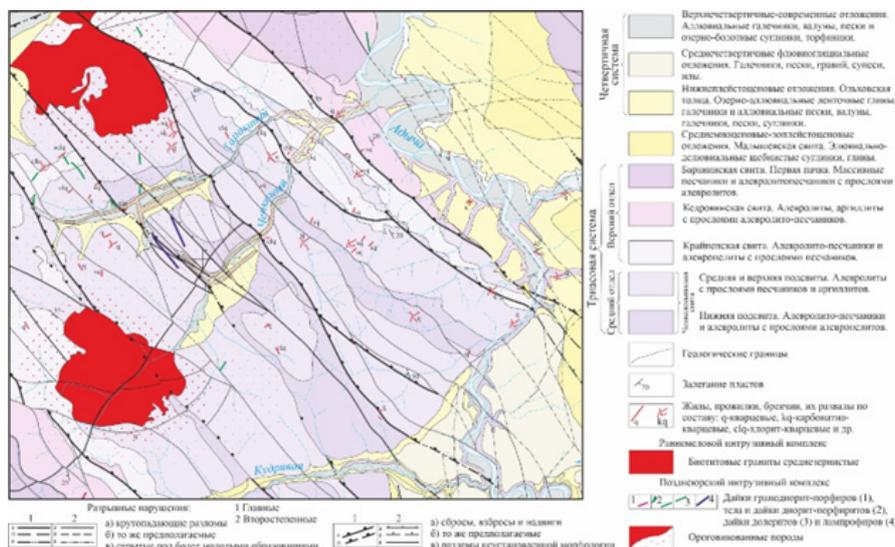
**Лейбгам П. Н.<sup>1</sup>, Похмелкин Н. С.<sup>1</sup>, Бондаренко Н. В.<sup>1</sup>, Беговатов С. С.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, <sup>2</sup> ГК Золотой Актив, г. Москва

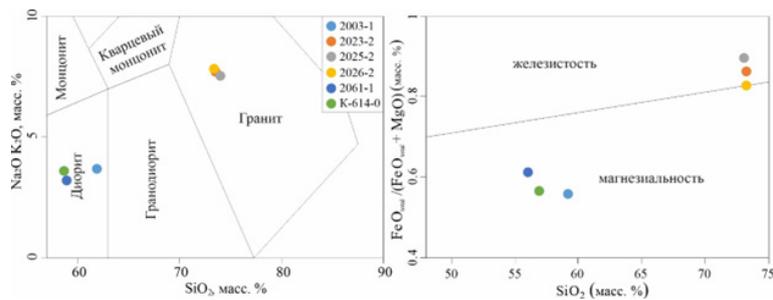
## ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ЧЕНКЕЛЕНЬИНСКОГО МАССИВА И СВЯЗЬ С ЗОЛОТЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ ЧЕНКЕЛЕНЬИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)

Ченкеленьинское рудное поле расположено в Верхоянской складчато-покровной области, на северо-восточном фланге Адыча-Эльгинской складчато-глыбовой системы, прилегающий к Адыча-Тарынской антиклинорной системе Кулар-Нерского турбидитового бассейна (рис. 1) [1].

В структурном отношении Ченкеленьинское рудное поле приурочено к крупной брахи-антиклинальной структуре, вытянутой в северо-западном простирании, с севера и юга подпираемая выходами гранитоидных интрузий Ирюнджинского и Ченкеленьинского массивов (см. рис. 1). Центральная часть рудного поля представляет собой коробчатой формы свод антиклинали, сложенной ороговикованными терригенными породами ченкеленьинской свиты среднего и верхнего триаса. Золотое оруденение локализуется в штокверкоподобных жилково-вкрапленных зонах, которые представляют собой изометричные в плане тела, ограниченные разломами северо-западного и северо-восточного простирания.



**Рис. 1. Упрощенная геологическая схема Ченкеленьинское рудного узла после Султанаева, 2010, по материалам Вишневого, 1981 [2]**



**Рис. 2.** Диаграммы TAS (Middlemost, 1994) и железистости (FrostandFrost, 2008) для интрузивных пород Ченкеленьинского рудного поля:

здесь и далее: диориты – 2003-1, 2061-1, К-614-0, граниты – 2023-2, 2025-2, 2026-2

По данным ICPMS анализа (рис. 2), магматические породы можно разделить на две группы. Дайки сложены магниальными низко-, нормально- и высококалиевыми пералюминиевыми ( $ASI > 1$ ) диоритами и кварцевыми диоритами. Породы интрузивного массива, встреченные вблизи рудного поля, представлены железистыми нормально- и высококалиевыми пералюминиевыми ( $ASI > 1$ ) лейкогранитами гранатсодержащими, по результатам ИК-спектроскопии.

В дайках отмечается повышенное содержание оксида алюминия, которое можно объяснить их средней степенью измененности. По результатам петрографических исследований дайки подверглись биотитизации, вкрапленники зонального плагиоклаза нередко имеют более кислую по составу кайму.

Помимо петрогенных компонентов были рассмотрены вариации содержаний Mo, W, Bi и Sn. С повышением кремнекислотности содержание Mo, Bi и Sn растет, при этом содержание W слабо падает. Однако стоит отметить, что в породах даек содержание Cu также широко варьирует от 15,6 до 103,5 ppm.

Для описываемых лейкогранитов также отмечаются собственные тренды содержаний Mo, Cu, Bi, Sn, что может быть связано с неоднородным внутренним строением массива и различной неравномерной гидротермально-метасоматической проработкой исходных лейкогранитов. При рассмотрении зависимости степени фракционирования от степени окисления образцы 2026-2 и 2025-2 попадают в поле магнетитовой серии (окисленная магма) и W и W-Mo типа минерализации, образец 2023-2 попадает в поле ильменитовой серии (восстановленная магма) и W и Sn типа минерализации. Следует отметить, что по петрографическим исследованиям магнетита встречено не было. Для лейкогранитов характерен ильменит как аксессуарный рудный минерал, что является показателем восстановленной магмы. Разброс результатов мог произойти из-за вторичных изменений, например, хлоритизации.

Породы также однозначно разделяются на две группы при рассмотрении связи магниальности и суммарной железистости. С повышением кремнезема на порядок падает содержание  $FeO_{total} + MgO$ . Низкие содержания последнего в породах лейкогранитового массива в сочетании с повышенным содержанием Rb,  $Al_2O_3$  и  $K_2O$ , пониженным содержанием CaO, отношениями  $Rb/Ba > 1$ ,  $Rb/Sr > 1$  и значениями  $ASI > 1$  говорят о метаосадочном источнике. Это также отражается в составе лейкогранитов по петрографическим исследованиям – присутствие мусковита и граната. Не исключается вклад метаосадочного источника в источник пород даек. Стоит отметить, что повышенное содержание  $FeO_{total} + MgO$  может свидетельствовать о неполном разделении расплава и рестиита либо о более высоких степенях плавления, которые требуют вклада мантийного источника.

На диаграмме мультиэлементных спектров также хорошо видно различие пород даек и лейкогранитов (рис. 3). Для спектра диоритовых даек характерны минимумы Ba, Ti, Nb и в единичном случае Sr, максимумы Th, Gd и Sr. Отношение La/Yb варьирует от 25,2 до 34,84, что говорит о сильном фракционировании тяжелых РЗЭ. Это можно объяснить присутствием циркона в диоритах. Описанные спектры характерны для I-гранитов, несмотря на максимум Th.

Для спектров гранитов характерны минимумы Ba, Sr, Ti и тяжелых РЗЭ, максимумы Rb, Th, Gd и в единичном случае Yb (см. рис. 3). Отношение La/Yb варьирует от 21,2–24,28, что близко к 25 и может говорить о сильном фракционировании РЗЭ. Это может быть связано с такими

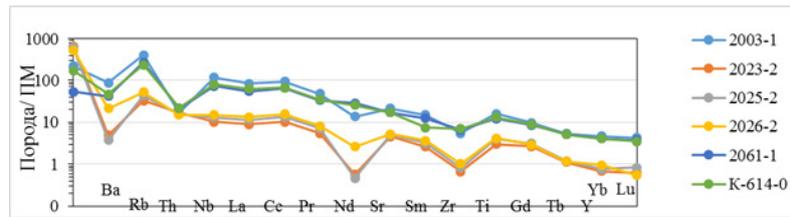


Рис. 3. Мультиэлементная диаграмма для интрузивных пород Ченкеленьинского рудного поля

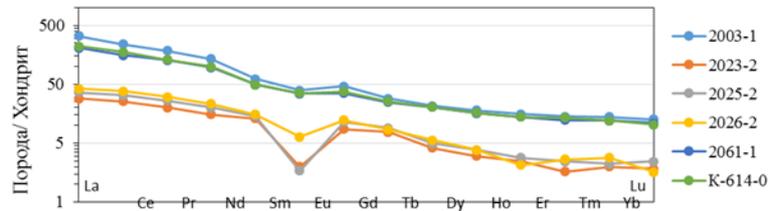


Рис. 4. Тренды распределения РЗЭ для интрузивных пород Ченкеленьинского рудного поля

аксессуарными минералами как гранат, циркон, монацит. Описанные спектры характерны для S-гранитов.

При рассмотрении распределения РЗЭ для гранитов характерен значительный Eu минимум в отличие от диоритов, для которых этот минимум достаточно слабый (рис. 4). В случае гранитов это может быть связано с процессом фракционной кристаллизации, а точнее с фракционированием калиевых полевых шпатов (плагиоклазов), в составе которых из системы выводится  $\text{Eu}^{2+}$ . В диоритах на слабую европиевую аномалию могли повлиять роговая обманка, пироксены и сфен, а также полное плавление плагиоклаза с ростом количества и давления воды. На последнее могут указывать низкие значения коэффициента  $\text{MAlI}$  от -3,1 до 0,6 (для гранитов получены значения 7,3–7,5).

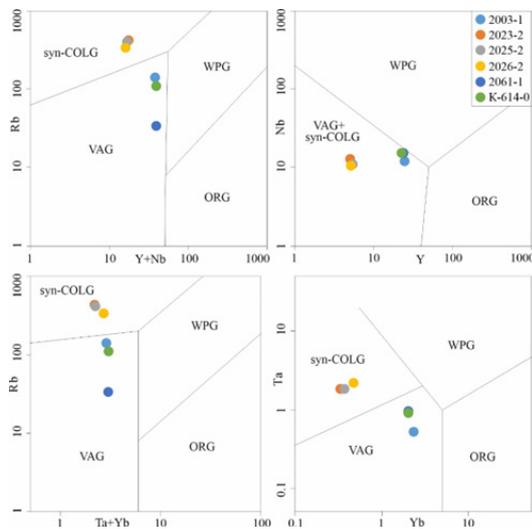


Рис. 5. Дискриминационные диаграммы (Pearce et al., 1984):

VAG – гранитоиды вулканических дуг, syn-COLG – коллизионные гранитоиды, WPG – внутриплитные гранитоиды, ORG – гранитоиды океанических хребтов

Помимо вышеописанного, были рассмотрены дискриминационные диаграммы Rb, Y, Nb, Ta и Yb (рис. 5). Точки диоритов попадают в поле VAG на всех диаграммах, что говорит об их образовании в условиях активной континентальной окраины. Точки гранитов попадают в поле syn-COLG, что говорит о коллизионной обстановке формирования пород. Стоит отметить, что точки диоритов очень близки к полю syn-COLG. Это может говорить о смешении мантийного и метаосадочного источников, что наблюдалась на диаграммах, представленных выше.

Таким образом, разные по происхождению магматические породы могут быть причиной формирования гибридного характера золотого оруденения Ченкеленьинского рудного поля, что подчеркивается внутренним строением выделений золота, гетерогенностью его состава и своеобразной минералогией руд [3].

Описанные выше данные могут дополнить информацию о стадийности минералообразования и истории формирования Ченкеленьинского рудного поля.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В. В., Кряжев С. Г., Рыжов О. Б., Вольфсон А. А., Прокофьев В. Ю., Сидорова Н. В., Сидоров А. А. Источники флюидов и рудного вещества золотой и сурьмяной минерализации Адычанского рудного района (Восточная Якутия) // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 476, № 2. – С. 174–180. – DOI:10.7868/S0869565217260127

2. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-53-XVII. Объяснительная записка // А. Н. Вишневецкий, А. А. Булатов. Ред. А. В. Зимкин. – М., 1969.
3. Лейбгам П. Н., Беговатов С. С., Бондаренко Н. В. Минералогическая характеристика вмещающих пород и руд Ченкеленьинского рудного поля (Республика Саха (Якутия)) // Новое в познании процессов рудообразования. – М. : ИГЕМ РАН, 2023. – С. 119–121.
4. Перчук А. Л., Плечов П. Ю., Сазонова Л. В., Сафонов О. Г., Тихомиров П. Л., Шур М. Ю. Основы петрологии магматических и метаморфических процессов. Учебное пособие. – М. : КДУ, 2015. – 472 с. ISBN: 978-5-91304-578-2

**Лейбгам П. Н.<sup>1</sup>, Беговатов С. С.<sup>2</sup>, Бондаренко Н. В.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва,

<sup>2</sup> ГК Золотой Актив, г. Москва

### **НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ ЧЕНКЕЛЕНЬИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)**

Ченкеленьинское рудное поле располагается на территории Верхоянского района Республики Саха (Якутия), в 170 км к юго-востоку от пос. Батагай. Объект исследования расположен на северо-восточном фланге Адыча-Эльгинской складчато-глыбовой системы, прилегающий к Адыча-Тарынской антиклинорной системе Кулар-Нерского турбидитового бассейна. С северной и южной стороны от рудного поля расположены Ченкеленьинский и Ирюнджинский гранитоидные массивы, которые являются частью Дербек-Нельгесинской тектоно-магматической зоны северо-восточного направления [1], (Султанаев Р. Г., 2010 г.). На территории рудного поля распространены ороговикованные породы ченкеленьинской свиты, измененные в дальнейшем метасоматическими процессами. Минералогический состав этих вмещающих пород был рассмотрен в предыдущей работе [2].

В роговиках и секущих их различных по составу прожилках были встречены рудные минералы. Ниже приводится краткое описание каждого из них с учетом ранее полученных и новых данных [2].

Порфиробласты арсенопирита в роговиках. Для минерала характерны панидиоморфные метакристаллы, которые чаще всего встречаются в виде крестообразных сростков с мелкоситовидным строением. В порфиробластах редко наблюдается слабое S-образное либо чаще линейное расположение включений, что может говорить о росте метакристаллов в условиях контактового метаморфизма (рис. 1).

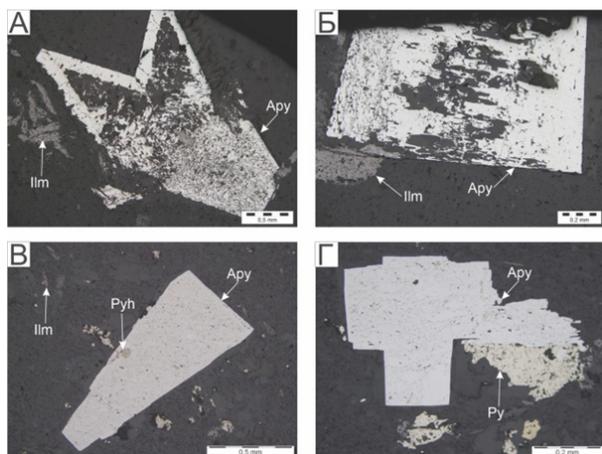
Панидиоморфные кристаллы арсенопирита в прожилках. Минерал нередко по кайме и трещинам замещен скородитом (рис. 2, В, Г).

Пирротин встречается в виде аллотриоморфных метакристаллов в базисе породы (рис. 1, В), а также отмечен в виде субизометрических включений в арсенопирите (рис. 1, В, Г). Пирротин менее четко кристаллографически оформлен по сравнению с арсенопиритом и располагается преимущественно по его кайме.

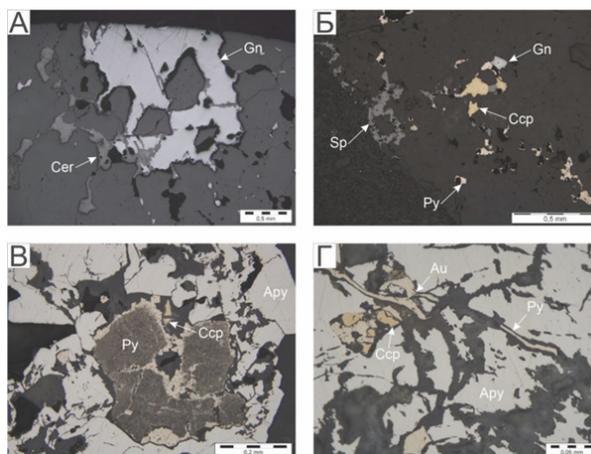
Халькопирит встречается преимущественно в сростании с пирротинном в виде аллотриоморфных метакристаллов в базисе породы. В прожилках халькопирит отмечен в трещинах по арсенопириту в ассоциации с пирритом и в виде единичных самостоятельных кристаллов неправильной формы (рис. 2, Б, Г).

Пиррит образует частичные либо полные псевдоморфозы по пирротину (рис. 2, В), а также выполняет тонкие просечки по биотит-кварцевому прожилку. Идиоморфные кристаллы пиррита обычно расположены по кайме псевдоморфоз по пирротину в кварцевых жилах.

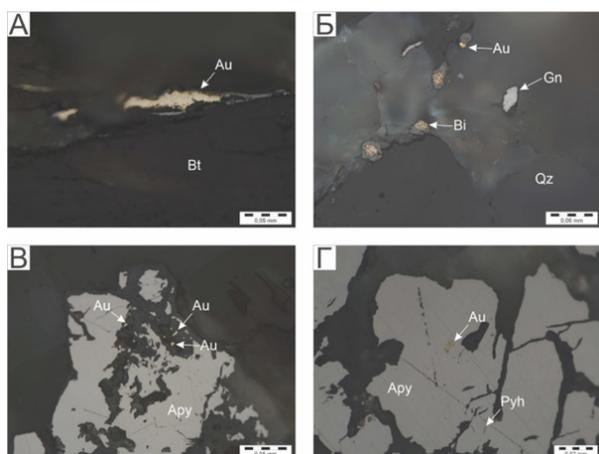
Галенит и сфалерит отмечены в виде единичных ксеноморфных метакристаллов в базисе породы. Минералы встречаются преимущественно в жильном кварце (рис. 2, А, Б, рис. 3, В) и арсенопирите аналогичной морфологии.



**Рис. 1.** А – крестообразный сросток арсенопирита с ситовидным строением; Б – ситовидное строение арсенопирита; В и Г – линейное и слабое S-образное расположение включений в арсенопирите и вкрапления пирротина в нем; Ару – арсенопирит, Илм – ильменит, Ру – пирит, Рух – пирротин



**Рис. 2.** А – ксеноморфный кристалл галенита в кварцевом прожилке; Б – галенит, сфалерит, пирит и халькопирит в кварцевом прожилке; В – псевдоморфозы пирита по пирротину; Г – просечки пирита с халькопиритом в арсенопирите и самородное золото на контакте с пирритом; Au – самородное золото, Gn – галенит, Cer – церуссит, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит



**Рис. 3.** Самородное золото в ассоциации с: А – биотитом (см. текст), Б – самородным висмутом, В – скородитом, Г – арсенопиритом; Bi – самородный висмут, Bt – биотит

Самородный висмут отмечен в виде субизометрических вкраплений в кварце, которые по кайме замещены вторичным минералом. По результатам микрозондового анализа (ИГЕМ РАН, аналитик Е. Ковальчук) стало возможным предположить, что это заварицит (идеальная формула  $\text{BiOF}$ ) (рис. 4, Б).

Помимо этого, по результатам микрозондового анализа был обнаружен гессит в виде субизометрического включения в галените и сульфид кадмия (хаулеит (группа сфалерита) или гринокит (группа вюртцита)). Последний располагается между галенитом и прожилковидным пирритом (рис. 5, А, Б).

Таким образом, широкий спектр минеральных индивидов в золоторудной ассоциации показывает гибридный характер золотого оруденения Ченкеленьинского рудного поля. Описанные выше данные во многом дополняют информацию о минералогии руд Ченкеленьинского рудного поля. Исследования на данный момент продолжаются.

Самородное золото встречается в виде единичных вкраплений различной морфологии. Неправильная форма с извилистыми границами характерна для зерен, расположенных в арсенопирите (рис. 3, Г), а также в скородите (рис. 3, В). Субизометрическая форма характерна для зерен, расположенных на контакте с вторичными минералами по самородному висмуту (рис. 3, Б). Прожилковидная форма зерен повторяет спайность биотита (рис. 3, А). Самородное золото также отмечено на контакте с прожилковидным пирритом (рис. 2, Г).

Леллингит был определен по результатам электронной микроскопии, проведенной в ФГБУ «ЦНИГРИ» (аналитик В. В. Кученкова) (рис. 4, А). Минерал встречается только в виде неправильных по форме реликтов в арсенопирите.

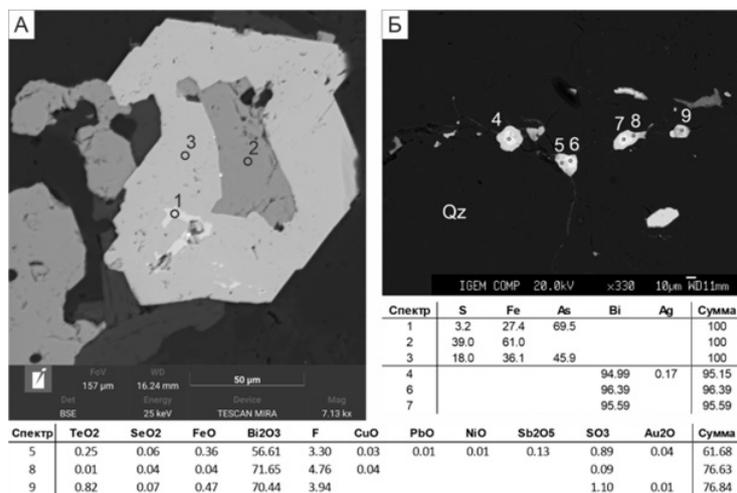


Рис. 4. А: 1 – леллингит, 2 – пирротин, 3 – арсенопирит; Б (в отраженном свете рис. 3, Б): 4, 6, 7 – самородный висмут, 5, 8, 9 – заварицкит (см. текст). Данные в мас. %

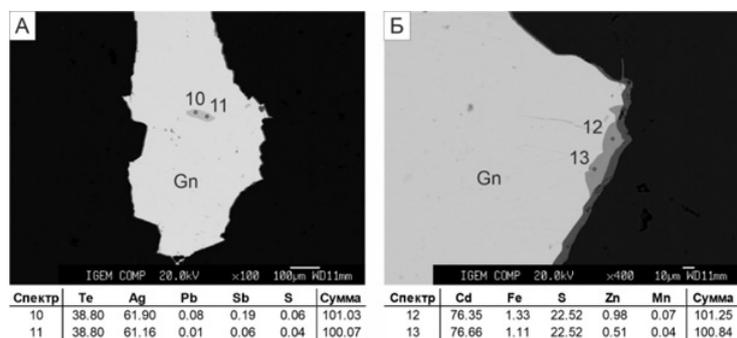


Рис. 5. А: 10 и 11 – гессит, Б: 12 и 13 – хаулит или гринокит. Данные в мас. %

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В. В., Кряжев С. Г., Рыжов О. Б., Вольфсон А. А., Прокофьев В. Ю., Сидорова Н. В., Сидоров А. А. Источники флюидов и рудного вещества золотой и сурьмяной минерализации Адычанского рудного района (Восточная Якутия) // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 476, № 2. – С. 174–180.
2. Лейбгам П. Н., Беговатов С. С., Бондаренко Н. В. Минералогическая характеристика вмещающих пород и руд Ченкеленьинского рудного поля (Республика Саха (Якутия)) // Новое в познании процессов рудообразования. – М. : ИГЕМ РАН, 2023. – С. 119–121.

**Максимов П. Н.<sup>1</sup>, Рудмин М. А.<sup>1</sup>, Тажиев С. Р.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск,

<sup>2</sup> ТОО «Институт гидрогеологии и геоэкологии им. У. М. Ахмедсафина», г. Алматы

#### ИЗУЧЕНИЕ РОЛИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В НАКОПЛЕНИИ МОРСКИХ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ АЯТСКОЙ СВИТЫ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Формирование осадочного бассейна Тургайского прогиба подразделяется на юрский и мелкайнозойский этапы развития, которые способствовали развитию различных месторождений осадочного типа [3]. Тургайский прогиб (или депрессия, впадина) известен как один из крупнейших железорудных районов в мире, богатый различными промышленными типами месторождений. В рамках данной работы изучаются верхнемеловые морские железняки аятской свиты. Многие предшественники предполагали коры выветривания горных массивов Южно-

го Урала в качестве основных источников металлов для месторождений железа аятского типа. Однако минералого-геохимические особенности [1, 5] и масштабы распространения морских железняков Тургая [3] поднимают ряд фундаментальных вопросов о природе месторождений аятской группы, источниках железа и других сопутствующих металлов в осадочных толщах.

Цель представленных исследований заключается в поиске и анализе функционирования «скрытых» разломных систем в Тургайском осадочном бассейне аятских морских железняков. В качестве исходных данных для дешифрирования был использован девятиканальный космический снимок «Landsat 8» с разрешающей способностью до 15 м (восьмой канал). В качестве программного обеспечения для обработки снимков была использована геоинформационная система «ArcGis». Подготовка к обработке снимков проводилась с помощью программы «MathLab». Для интерпретации и корреляции полученных данных были использованы геологические карты первого поколения масштаба 1 : 200 000.

В результате выполненной работы был дешифрирован космический снимок системы «Landsat 8», снятый в 2021 г. в северо-западной части Кустанайской области северной части Тургайского прогиба (Северный Казахстан). Рассматриваемая территория на западе примыкает к Южному Уралу. На представленной схеме (см. рис.) выделены линеаменты северо-восточного и северо-западного направлений. Линеаменты предположительно интерпретируются как разрывные нарушения. Они опознавались по тональным различиям смежных площадей. Сопоставление выделенных линеаментов и геологических карт Тургая позволяет выделить некоторые закономерности в распространении как скарновых, так и осадочных месторождений.

Локализация аятских железняков в сопряжении с выделяемыми линеаментами позволяет рассмотреть роль дизъюнктивной тектоники в «доставке» металлов для морских отложений. Теоретически насыщение морской воды металлами гидротермальной природы могло происходить путем поступления термальных вод по разломным системам. На это указывает геохимическая специфика железняков при анализе генетических диаграмм мультипликативных индексов, а также наличие в составе пород аутигенных минералов характерных для гидротермальных процессов [1, 5, 6].

С одной стороны, можно рассмотреть потенциальную геологическую связь между морскими и скарновыми месторождениями. Под осадочным чехлом Тургайского прогиба распространены железорудные месторождения скарнового типа. Самым крупным из рудных объектов является Соколово-Сарбайский рудный узел. Западнее рудного узла расположено Ломоносовское месторождение. Среди данных месторождений широко развиты пострудные разломы, в которых «пестрят» минералы бария, цинка, меди и других элементов [3]. В это же время для аятских железняков были описаны «развитые» минеральные вкрапления барита и вюрцита среди цемента и ооидов железняков.

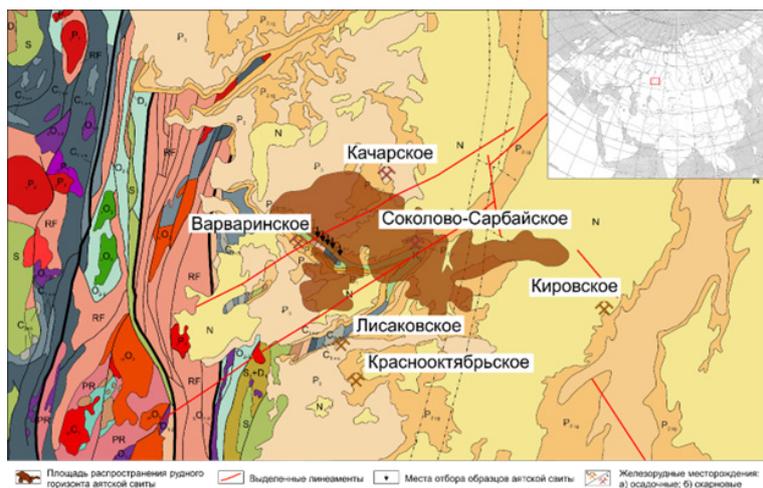
С другой стороны, не исключена вероятность насыщения Тургайского бассейна металлами за счет эрозии близлежащих домеловых железорудных месторождений. На восточной части Южного Урала широко развиты так называемые магматогенноконтролируемые системы разломов, которые обеспечивали внедрение интрузивных комплексов от ультраосновного до кислого состава. Базитовые породы Южного Урала являются потенциальными кандидатами, выступающими в качестве питающих провинций, обеспечивающих поступление седиментационного материала в осадочный бассейн северного Тургая. На это указывает восточно-северо-восточное направления палеотечений, предлагаемые предшественниками [2, 4], и результаты минералогического состава терригенной фракции пород аятской свиты [1, 5, 6].

В результате исследований авторы выдвигают на дискуссию следующие тезисы:

1. Учитывая геоморфологию района и состав терригенных минералов в аятских железняках, потенциальными питающими провинциями обломочного материала служили горные массивы Южного Урала.

2. В формировании минералого-геохимического облика аятских железняков участвовали разнотипные потоки: седиментационный с горных областей и флюидный из потенциальных разломных систем.

3. В прибрежно-морских условиях обломочный материал сносился различными агентами транспортировки за счет эрозии ближайших интрузивных комплексов, приуроченных к зоне



**Рис. Схематическая геологическая карта изучаемого района**

разломов Джетыгаринского структурного шва (смежная зона между Южным Уралом и Тургайским прогибом).

4. На периоды накопления аятских отложений в бассейн седиментации могли просачиваться металлонасыщенные флюиды за счёт активизации ранее заложенных разрывных нарушений.

5. В условиях придонных отложений благодаря изменчивым физико-химическим условиям формировались как оксиды и гидроксиды, так и карбонаты и сульфиды железа.

*Исследования выполняются при финансовой поддержке проекта FSWW-2023-0010.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Максимов П. Н., Рудмин М. А. Минералого-геохимические особенности верхнемеловых морских железняков аятской свиты (Тургайский прогиб) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333, № 5. – С. 70–80.
2. Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья // Труды ГИН АН СССР. Геологическая серия. – 1959. – Т. 20. – С. 444.
3. Тетерев Г. М. Геология СССР. Тургайский прогиб. Часть 2. Полезные ископаемые. – М. : Недра, 1975. – Т. XXXIV. – 304 с.
4. Яницкий А. Л. Олигоценые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис. – М. : АН СССР, 1960. – 220 с.
5. Maximov P., Rudmin M. Origin of Upper Cretaceous marine ironstones of Ayat Formation (Turgay depression, Northern Kazakhstan) // Solid Earth Sciences. – 2023. – doi.org/10.1016/j.sesci.2023.02.002.
6. Rudmin M., Kalinina N., Banerjee S., Reva I., Kondrashova E., Kanaki A., Trubin Y., Baldermann A., Mazurov A. Origin of Oligocene channel ironstones of Lisakovsk deposit (Turgay depression, northern Kazakhstan) // Ore Geology Reviews. – 2021. – V. 138. – P. 104391.

**Мартынова А. Д., Макаров В. А., Шведов Г. И.**

*ФГАОУ ВО «СФУ», г. Красноярск*

#### **ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОСЕЛЬЩИК ТЕМИРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)**

Месторождение Посельщик входит в состав Темирского рудного поля, расположенного в Усть-Абаканском районе Республики Хакасия. Согласно тектонической схеме районирования, рудное поле входит в состав Алтае-Саянской складчатой области и представляет собой область сопряжения восточного склона Кузнецкого Алатау и Батеневского кряжа [4].

Месторождение изучалось с 1930-х гг. По результатам разведочных работ, в 1950 г. на месторождении Посельщик подсчитаны и утверждены экспертизой ГКЗ балансовые запасы меди в размере 59,6 тыс. т категории В + С<sub>1</sub> и 38,3 тыс. т категории С<sub>2</sub>. Помимо этого, большой объем запасов был отнесен к забалансовым – 133,8 тыс. т. Общие запасы меди составили 232,7 тыс. т. В 1984 г. протоколом ГКЗ месторождение Посельщик было признано «утратившим промышленное значение» и запасы меди были сняты с Государственного баланса [1].

С 2023 г. возобновились работы по геологическому изучению Темирского рудного поля с целью поиска новых объектов и геологической переоценки известных месторождений и проявлений, включая попутные полезные компоненты. В связи с этим на месторождении Посельщик был произведен отбор рудных образцов весом от 0,5 до 2,0 кг с горных выработок (шурфов, шахт, штолен и канав), пройденных предыдущими исследователями (Шерман М. Л., 1957). Целью настоящего исследования является изучение особенностей вещественного состава руд месторождения Посельщик и выявление минералов-носителей попутных полезных компонентов.

Методика работы включала макроскопическое изучение штуфов, минераграфическое описание полированных шлифов (микроскоп Olympus BX 51) с последующим определением химического состава минералов на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega3 SBH с анализатором OxfordX-Act (R&D Центр НН СФУ, г. Красноярск, аналитики С. А. Сильянов и Б. М. Лобастов).

Структурно-геологическая позиция медного оруденения в пределах Темирского рудного поля определяется его главной складчатой структурой – Темирской брахиантиклиналью. Основная масса пород на крыльях антиклинали сложена переслаивающимися метаморфизованными алевролитами, алевросланцами и темно-серыми мраморизованными известняками объединенных бродовской, козгольской и усинской свит (*C<sub>1</sub>br?–us*). Стратифицированные породы прорваны различными интрузиями и малыми телами когтахского габбро-монцодиорит-сиенитового и тигертышского гранитового интрузивных комплексов среднекембрийского возраста, интенсивно метаморфизованы и рассланцованы.

Геологическая позиция месторождения Посельщик определяется его приуроченностью к резкому флексурному перегибу, осложняющему северо-западное крыло брахиантиклинальной складки, выполненной карбонатно-сланцевой толщей пород раннекембрийского возраста. Общее простирание осадочно-метаморфической толщи на участке Посельщик субширотное или восток-северо-восточное. Наиболее благоприятными для локализации руд являются скарны, для которых характерно наиболее высокое содержание меди. Однако более 2/3 общего объема руд локализуются в гнейсах, кристаллических сланцах и мраморах, не подвергнутых процессам скарнирования [3].

На месторождении выделены две минерализованные зоны – Северная и Южная, которые представляют серию сближенных кулисообразно расположенных линзовидных тел. Южная минерализованная зона прослеживается на 1100 м по простиранию и 500–600 м по падению, при средней мощности 200 м. По текстуре сульфидные руды в центре рудных тел относятся к сливным (10–15 %), а на периферии сменяются вкрапленными. В составе руд преобладают пирротин и пирит, в меньшей степени халькопирит развит. Преобладающий тип рудной минерализации – пирит-пирротинный.

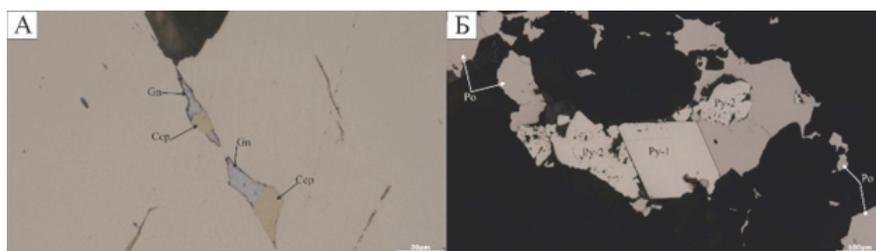
Северная минерализованная зона прослежена по простиранию на 1000 и 500 м по падению. Вещественный состав первичных руд аналогичен рудам Южной зоны, однако роль сливных руд здесь незначительна. Здесь в составе руд отмечается меньше пирротина. Основным минеральным типом руд является пирит-халькопиритовый. Из полезных компонентов кроме меди (0,78–1,01 %) в рудах установлены молибден (0,013 %), свинец, цинк, серебро (5,1–12 г/т) и золото (0,2 г/т).

Господствующими текстурами руд являются вкрапленная, прожилково-вкрапленная, массивная. Типичные структуры – гипидиоморфнометазернистая, аллотриоморфнозернистая. Характерны структуры дробления.

Из нерудных минералов преобладают кварц, кальцит, хлорит, биотит, серицит, минералы группы эпидота, гранат, пироксены [3].

Минераграфическими исследованиями установлено, что среди рудных минералов преобладают пирит, пирротин и халькопирит. Также отмечаются магнетит, сфалерит, галенит, минералы висмута, теллура, самородное золото и др.

Пирит ( $\text{FeS}_2$ ) является ведущим рудным минералом исследуемых полированных шлифов. Минерал представлен двумя (возможно, тремя?) генерациями. Наиболее ранней генерации принадлежат наиболее крупные метаагрегаты и идиоморфные метакристаллы пирита, интенсивно раздробленные и содержащие внутри себя мелкие включения халькопирита и галенита (рис. 1, А). Размер гнездовых образований пирита-1 (Py-1) достигает  $5 \times 20$  мм. Внутри агрегата по трещинам или интерстициям развиваются короткие прожилки халькопирита, содержащие включения сфалерита, реже галенита.



**Рис. 1. Агрегат раннего пирита с включениями халькопирита (Ccp) и галенита (Gn) (А); вторая генерация пирита (Py-2) обрастает раннюю генерацию (Py-1) (Б). Образец 1-3**

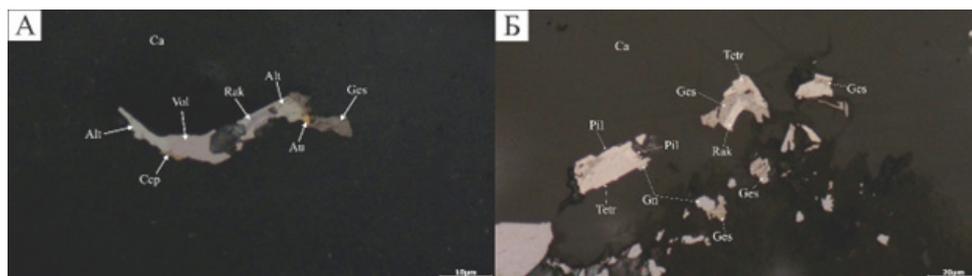
Также отмечаются мелкие включения пирротина и галенита. Более поздняя генерация пирита (Py-2) распространена внутри выделений пирротина и образует вытянутые ксеноморфные зерна и их сростки. Агрегаты пирита-2 пористые, в виде кайм обрастают идиоморфные кристаллы пирита-1 (см. рис. 1, Б). Их образование, возможно, связано с замещением марказитовых зерен пиритом. Об этом свидетельствует часто саблевидная форма пирита-2, обычно характерная для марказита. Размеры агрегатов пирита (Py-2) могут достигать  $0,3 \times 0,8$  мм. И предполагаемая третья генерация пирита (Py-3) представлена тонкими кулисообразными выделениями пирита вдоль микротрещин в породе, часто образующими кольцевые образования.

Пирротин ( $\text{FeSn}+1$ ) – один из наиболее распространенных рудных минералов. Образует небольшие ( $1 \times 1$  мкм– $0,6 \times 1,2$  мм) ксеноморфные зерна и сростки до  $3 \times 5$  мм и больше (см. рис. 1, Б). Минерал постоянно ассоциирует с халькопиритом, содержит внутри себя или по краям метакристаллы пирита-1 и ксеноморфные образования пирита-2. Его небольшие включения вместе с халькопиритом, сфалеритом и галенитом отмечаются внутри гнезд пирита-1. Некоторые агрегаты пирротина изменены гипергенными процессами с образованием структур типа «птичий глаз».

Халькопирит ( $\text{CuFeS}_2$ ) представлен исключительно ксеноморфными зернами, рассеянными по всем исследуемым аншлифам, концентрируясь чаще в кварц-карбонатных прожилках. Размеры зерен халькопирита различные, но не более  $0,2 \times 0,3$  мм. Сростки достигают  $0,22 \times 0,34$  мм. Постоянным спутником халькопирита является пирротин, внутри и по краям которого размещаются зерна халькопирита (см. рис. 1, Б). Кроме этого, в составе халькопиритовых агрегатов отмечаются единичные зерна сфалерита.

Магнетит ( $\text{FeFe}_2\text{O}_4$ ) развивается в виде коротких прожилков, ксеноморфных агрегатов в межзерновом пространстве сульфидов и породообразующих минералов. Реже образует протяженные прожилки вдоль микротрещин в породе. Чаще характерны кулисообразные короткие прожилки минерала. Показательно, что магнетит обрастает все сульфиды с образованием узких кайм, замещает сульфидные минералы и содержит внутри себя мелкие реликты сульфидов, то есть является одним из поздних гипогенных минералов.

Сфалерит ( $\text{ZnS}$ ) вместе с халькопиритом прорастает в агрегаты пирита, выполняя их интерстиции или трещины. Кроме этого, образует в пиритах самостоятельные мелкие ( $0,048 \times 0,050$  мм) включения. Более крупные выделения ( $0,07 \times 0,13$  мм) сфалерита отмечаются в агрегатах халькопирита, а иногда сфалерит образует самостоятельные небольшие скопления мелких зерен. В свою очередь, относительно крупные зерна сфалерита содержат внутри себя микронные халькопиритовые включения.



**Рис. 2. А – минералы теллура алтаит (Alt), гессит (Ges), волюнскит (Vol), раклиджит (Rak) в сростании с зерном самородного золота (Au); Б – сростки зерен теллуридов (гессита (Ges), тетрадимита (Tetr), пильзенита (Pil)) с галенитом (Gn). Образец 8-1**

Галенит (PbS) распространен десятками мелких зерен. Встречается самостоятельными зернами в породе, обрастает мелкими зернами выделения халькопирита, метаобразования пирита (рис. 2, А). Зерна галенита постоянно ассоциируют и срращиваются с минералами теллура.

Минералы Bi и Te. Теллуровисмутит ( $(\text{Bi}_{1,70}\text{Pb}_{0,42})_{2,12}\text{Te}_{2,88}$ ), тетрадимит ( $\text{Bi}_{1,94}\text{Te}_{1,99}\text{S}_{1,07}$ ), раклиджит ( $(\text{Pb}_{0,96}\text{Ag}_{0,22})_{1,18}\text{Bi}_{1,84}\text{Te}_{3,98}$ ), волюнскит ( $\text{Ag}_{1,01}\text{Bi}_{0,98}\text{Te}_{2,01}$ ), цумоит ( $\text{Bi}_{2,07}\text{Te}_{1,93}$ ), алтаит ( $\text{Pb}_{0,98}(\text{Te}_{0,98}\text{Se}_{0,04})_{1,02}$ ), гессит ( $(\text{Ag}_{1,92}\text{Au}_{0,07})_{1,99}\text{Te}_{1,01}$ ), пильзенит ( $\text{Bi}_{4,07}\text{Te}_{2,93}$ ), штюцит ( $\text{Ag}_{4,79}\text{Te}_{3,00}$ ) встречаются группами мелких ксеноморфных зерен, приурочиваясь к центральным частям поздних карбонатных прожилков (см. рис. 2).

Характерны тонкие пластинчатые формы. Размеры зерен варьируют в широком интервале:  $2 \times 5$  мкм– $0,06 \times 0,12$  мм. Отмечается частое срращивание с выделениями галенита.

Самородное золото (Au) относится к редким минералам. Обнаружено несколько мелких ( $1 \times 2$ – $1,5 \times 2$  мкм) зерен, находящихся в срращивании с минералами теллура (гесситом, раклиджитом и алтаитом). По химическому составу пробность золота составляет 631–84 %.

Молибденит ( $\text{MoS}_2$ ) представлен цепочками тонких изогнутых пластинок, расположенных по краям сульфидов или в межзерновом пространстве породообразующих минералов. Реже встречается внутри халькопирита и пирита. Длина пластинок достигает 0,3 мм, а толщина не превышает 10 мкм.

Судя по содержанию элементов-примесей в рудах, наличию самородного золота, минералов теллура, серебра и молибдена, кроме меди промышленный интерес могут представлять золото, серебро, молибден, теллур. По предварительным данным, можно сделать вывод о полигенности месторождения Посельщик. Об этом свидетельствует наличие минералов медной, золотой и полиметаллической ассоциации. Наличие более поздних магнетитовых кайм, обрамляющих сульфидные минералы, свидетельствует о высокотемпературном воздействии на первичные руды и о смене восстановительного режима на окислительный.

Появление поздней золоторудной и теллуридной минерализаций, вероятно, связано с процессом метаморфизма ранних сульфидов, в результате которого редкие элементы, входившие изоморфно в составе этих сульфидов, были экстрагированы и переотложены с поздними карбонатными прожилками. По данным справочной литературы, изоморфное или микроминеральное содержание теллура в халькопирите месторождений в среднем составляет 37 г/т, в пирите – 23 г/т, в галените – 20 г/т, в пирротине – 10 г/т [2].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-46-XIX (Усть-Бюрь). Объяснительная записка / Котельников А. Д., Макаренко Н. А., Дербан А. Г., Котельникова И. В. и др. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2019. – 330 с.
2. Геологический справочник по сидерофильным и халькофильным редким металлам / Под ред. Н. П. Лаверова. – М. : Наука, 1989. – 462 с.
3. Макаров В. А. Условия образования и оценка перспектив месторождений Темирского рудного поля (Кузнецкий Алатау) : специальность 04.00.14 : автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. – КИЦМ : Красноярск, 1984. – 18 с.
4. Схема тектонического районирования Республики Хакасии масштаба 1 : 1 500 000. – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), 2009.

## **ПОКАЗАТЕЛИ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ AU-AG МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУНАНЦА (ЭКВАДОР)**

Тектонические взаимодействия плит являются важным фактором в формировании гидротермальных месторождений полезных ископаемых, зоны субдукции плит под островными дугами и активными континентальными окраинами подходят для обогащения континентальной коры литофильными элементами и минералами. Ярким примером являются горы Анды, где с севера на юг расположены важные месторождения полезных ископаемых, особенно порфирового типа (Cu, Au), эпитермальные (низкая, высокая и внутримедитная сульфидация), скарновые и штокверковые. Вдоль горного хребта Анд можно найти аномальные месторождения и концентрации металлических минералов, происхождение которых от минерализующих флюидов остается спорным из-за скудости исследований в этом отношении, особенно в Эквадоре, где также зафиксирована сложная геологическая история, геологические процессы коллизии, аккреции, субдукции и активного дугового магматизма, которые происходили с мезо-протерозоя [4], в ответ на взаимодействие между Южно-Американской, Фараллонской (Наска и Кокос) и Карибской плитами [5].

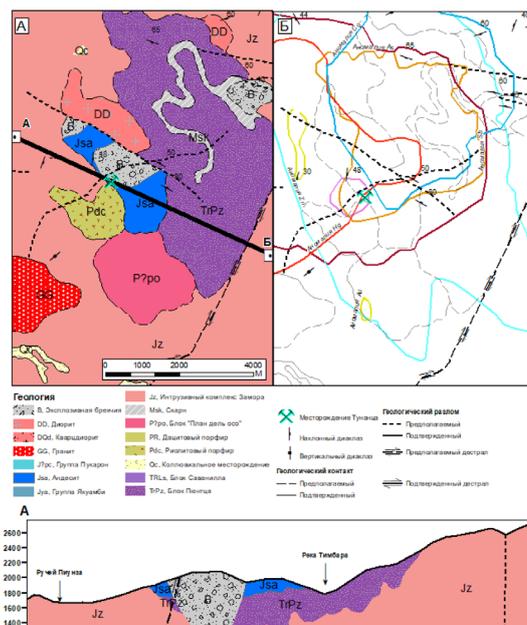
Именно таким является месторождение Au-Ag Туанца, расположенное в Кордильера-дель-Кондор, которая является частью так называемого Юрского металлогенического пояса, который в основном соответствует восточному флангу Андских гор и состоит преимущественно из базальтовых и андезитовых лавовых потоков, интродуцированных юрскими кальциево-щелочными гранодиоритами и диоритами I типа, характеризующимися относительно низкими начальными значениями Sr [16]. Предыдущие исследования на месторождении Туанца очень ограничены и относятся к окружающим районам, а не конкретно к месторождению.

Часть этих предыдущих исследований района Кордильера-дель-Кондор была проведена Национальным институтом геолого-минералогических исследований Эквадора в 2017 г. [10], который разработал региональную геологическую карту района, где расположено месторождение Туанца. Кроме того, исследования, проведенные Ruiz G., Carranco A. в 2015 [12] и 2017 [13] гг., содержат важные данные о геохимических аномалиях в речных отложениях и коренных породах в секторе Кордильера-дель-Кондор.

Первые признаки минерализации в районе Туанца отражены в россыпных золото-серебряных месторождениях ущелья Пьютнза, где были развиты россыпные золотодобывающие работы, чтобы позже найти основное месторождение, которое относится к фреатоматическим брекчиям, с характеристиками взрывного происхождения. Минерализованная зона связана с зоной окисления «Госсан» в верхних частях и гидротермальным изменением промежуточного – продвинутого аргиллического типа.

Тектонизм сектора связан с региональными тектоническими взаимодействиями в северных Андах, включающими геологические процессы коллизии, аккреции, субдукции и активного дугового магматизма с мезо-протерозоя [4], в ответ на взаимодействие Южно-Американской, Фараллоновой (Наска и Кокос) и Карибской плит [5], практически непрерывные процессы на протяжении не менее 1,5 млрд лет [1].

Это привело к возникновению сложной системы разломов Ромераль-Пельтетек с преимущественно северо-южным направлением, меняющей свое простирание в нескольких секторах, например, в Нуэво Чакиро в Колумбии, где она проходит от северо-северо-запада с дестральным направлением на юг до северо-запада с синистральным направлением на север. Это, вероятно, создало открытое пространство, которое впоследствии было заполнено минерализующими интрузивными породами или использовано ими в качестве канала [4] минерализованными флюидами, которые были размещены в структурно и литологически контролируемых зонах, насыщение которых металлами, такими как золото, может быть обусловлено несколькими механизмами: резкими изменениями температуры, pH или фугитивности кислорода, кипением, смешиванием (или несмешиванием) флюидов, среди прочих [15], что приводит к возникновению ряда порфировых и эпитермальных месторождений, представляющих большой интерес



**Рис. 1. А – геология района исследования, модифицированная из [10], Б – основные аномалии района исследования [13]**

[14] со структурным контролем, включая месторождение Туанца, где возникновение минеральных концентраций связано со структурами месторождения, системой разломов, присутствующих в фреатомагматических брекчиях, и геологическими контактами, что коррелирует с тектоническими процессами в регионе.

Результаты работы Ruiz G., Carrasco A. (2015 [12], 2017 [13]) позволяют предположить, что сектор может быть перспективен на эпигенетические гидротермальные месторождения порфирового типа, такие как трубчатые брекчии или диатромовые брекчиевые комплексы, где наблюдается типичная ассоциация элементов  $Au \pm Cu - Ag \pm Mo - Zn - Pb$ , возможно, в законсервированном состоянии благодаря аномальному присутствию летучих элементов As, Sb и Hg, свидетельствующих о низкой степени выветривания. В этом районе отмечены геохимические аномалии As, Sb и Hg, а также металлических элементов Ag, Co, Zn и Pb (рис. 1). Эти аномалии коррелируют с минералогией, наблюдаемой на месторождении, связанной с сульфидами свинца, железа, меди и цинка.

Наличие и распределение недавних перспектив и открытий в секторе Кордильера-дель-Кондор, а также направленность текущей геологоразведочной деятельности позволяют предположить, что наибольший потенциал для появления неоткрытых месторождений сосредоточен, прежде всего, на юге Эквадора, прилегающем к батолиту Загора, где расположено месторождение Туанца, геологическая модель которого еще не определена, но изучение которого позволит нам больше узнать о происхождении полезных ископаемых в этом секторе, а также о будущих поисковых работах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Старостин В. И. Металлогения учебник для студентов, обучающихся по направлению «Геология». Издание 3. – М. : МАКС Пресс, 2021. – 650 с. ISBN 978-5-317-06551-5.
2. Andes CGM Technical Report: Minera Anzá, Antioquia, Colombia. Andes GMS Geology and Mining Services. – 2019.
3. Andrew H., Morrison J., Richard B., Mills C. Using stream-side groundwater discharge for geochemical exploration in mountainous terrain // Journal of Geochemical Exploration. – 2020. – V. 209.
4. Bartos P., García C., Gil J.. The Nuevo Chaquiro Cu-Au-(Mo) Porphyry Deposit, Middle Cauca Belt // Colombia: Geology, Alteration, Mineralization, Society of Economic Geologists. – 2017. – V. 112. – P. 275–294.

5. Bissig T., Leal-Mejía H., Stevens R., Hart C. High Sr/Y Magma Petrogenesis and the Link to Porphyry Mineralization as revealed by garnet-bearing I-Type granodiorite porphyries of the Middle Cauca Au-Cu Belt // Colombia, Society of Economic Geologists. – 2017. – V. 112. – P. 551-568.
6. Camprubí A. Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 2010. – V. 62, № 1. – P. 25–42.
7. Casanova V., Kouzmanov K., Audétat A., Wälle M., Ubrig N., Ortelli M., Fontboté L. Fluid Inclusion Studies in Opaque Ore Minerals: II. A Comparative Study of Syngenetic Synthetic Fluid Inclusions Hosted in Quartz and Opaque Minerals // Society of Economic Geologists. – 2018. – V. 113, № 8. – P. 1861–1883.
8. Cook N. J., Ciobanu C. L., Meria D., Silcock D., Wade B. Arsenopyrite-Pyrite Association in an Orogenic Gold Ore: Tracing Mineralization History from Textures and Trace Elements // Economic Geology. – 2013. – V. 108. – P. 1273–1283.
9. Cunningham C. et al. Quantitative mineral resource assessment of copper, molybdenum, gold, and silver in undiscovered porphyry copper deposits in the Andes Mountains of South America // U.S. Geological Survey : Reston, Virginia, 2008.
10. Instituto nacional de investigación geológico minero metalúrgico. Mapa geológico de Zamora escala 1:100 000, hoja 77. República del Ecuador. Proyección UTM 17S WGS84. – 2017.
11. Litherland M., Aspden J. A., Jemielita R. A. The Metamorphic Belts of Ecuador: Overseas Memoir of the British Geological Survey. – Keyworth, U.K., 1994.
12. Ruiz G., Carranco A. Prospección geológica y geoquímica de la hoja topográfica Zamora, escala 1:50 000. Universidad Central del Ecuador. – 2015.
13. Ruiz G., Carranco A. Prospección geológica y geoquímica de la hoja topográfica Zamora, escala 1:50 000. Revista GeoLatitud. – 2017.
14. Servicio Geológico Colombiano // Mapa metalogénico de Colombia. – 2018.
15. Voisey C., Willis D., Tomkins A., Wilson C., Micklethwaite S., Salvemini F., Bougoure J., Rickard W., Aseismic Refinement of Orogenic Gold Systems // Society of Economic Geologists. – 2019. – V. 115. – № 1. – P. 33–50

**Мухина Е. И.<sup>1</sup>, Козлов Г. А.<sup>1</sup>, Чумаков А. В.<sup>2</sup>, Баранов Л. Н.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, <sup>2</sup> ООО «ЦНТ Инструментс», г. Санкт-Петербург, <sup>3</sup> ВГРЭ «АК АЛРОСА», г. Мирный

### **К ВОПРОСУ О ТИПОМОРФИЗМЕ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА РУСЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. МАРХА (ЧАРО-СИНСКАЯ ЗОНА) И ЕГО ПРОГНОЗИРУЕМЫХ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКАХ**

Чаро-Синская тектоническая зона [6] объединяет область развития вещественных проявлений континентального рифтогенеза девонско-раннекаменноугольного возраста в юго-восточном обрамлении Палеовиллюйской грабен-рифтовой системы. Ее формирование связано с термальным и механическим воздействием Якутского плюма на кратонную литосферу Восточно-Сибирской платформы. При протяженности до 850 км и ширине до 300 км она простирается от устья р. Нюя на западе до района рек Менда и Барылай на востоке. В пределах зоны проявлены глубинные разрывные нарушения, вмещающие силлы, рои даек дифференцированного состава, в редком случае – единичные штоки сиенит-порфиров девонского возраста.

В геологическом строении Чаро-Синской тектонической зоны принимают участие пологоспадающие на северо-запад породы венд-кембрийского карбонатного комплекса солероднолагунного и карбонатно-глинистого типов. Выше фрагментарно развиты трапповые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования раннего-среднего девона. Далее они перекрываются плащеобразными терригенными комплексами юрского возраста.

В последнее время наблюдается значительный интерес к данной территории ввиду перспектив коренной алмазности и золотоносности. Россыпная золотоносность территории имеет длительную историю изучения и промышленного освоения [1–4, 7]. Так, в период с 1903

по 1945 г. на рассматриваемой территории в долине рек Намана, Намыльдилах и Синяя велась старательская добыча золота трестом «Якутзолото». По фондовым данным, содержание золота достигало  $1000 \text{ мг/м}^3$  (Камалетдинов и др., 1984 г.). Данные об отработке и параметрах россыпей отрывочны, однако на космоснимках долины р. Намыльдилах до сих пор можно увидеть отводные каналы и частично рекультивированные выработки на протяжении 30 км выше устья р. Бору.

Сотрудниками отдела металлогении и геологии МПИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» и ВГРЭ «АК АЛРОСА» с 2019 г. ведется работа по изучению геологического строения и перспектив золотоносности данной площади. В рамках работ 2023 г. производился отбор укрупненных шлиховых проб (300 л и более) из аллювия р. Марха на участке от ее устья до притока р. Куччугуй-Куду. Параллельно были отобраны рядовые пробы (40 л), из которых были выделены монофракции золота.

Промывка шлихов в полевых условиях осуществлялась по стандартной методике с промывкой до серого шлиха. Фракционирование и обогащение осуществлялись по стандартной методике с разделением на классы с помощью аналитических сит размерностью  $+0,5$ ,  $-0,5+0,315$ ,  $-0,315+0,16$  и  $-0,16$  мм, с выделением магнитной фракции, а также гидросепарации на приборе CNT HS-11 в лаборатории ООО «ЦНТ Инструментс», что обеспечило минимальную потерю минеральных зерен. Суммарно из рядовых проб было предварительно выделено 35 золотин. Из них 10 принадлежат фракции  $-0,16$  мм, 14 – фракции  $-0,315+0,16$  мм, 10 – фракции  $-0,5+0,315$  мм. Одно зерно было получено из фракции  $+0,5$  мм.

Морфологический анализ позволил установить несколько типов россыпного золота. Первый тип представлен весьма характерными зёрнами для рек, дренирующих отложения периферийной части Вилюйской синеклизы. Это мелкие (преимущественно  $0,16$ – $0,315$  мм) золотины чешуйчатой и пластинчатой формы с тонкошагреневой формой и хорошей окатанностью, иногда с загнутыми краями по периферии, с тонкошагреневой, грубоямчатой, гладкой поверхностью, с отпечатками вдавливания минералов вмещающих отложений. Некоторые уплощенные золотины сложены и перемяты. Редко встречаются золотины комковатого облика, а также подковообразные смятые зёрна. Для данного типа весьма характерны следы пластических и механических деформаций, шрамы и следы волочения, а также отпечатки корродированных поверхностей, сростки с гидроокислами железа. Предварительные результаты микронзондового анализа показали высокую пробность данных золотин – до 1000 %. Впоследствии при анализе внутреннего строения в центральной части данных зерен могут быть выявлены реликты первичного золота с низкой пробностью, наблюдавшиеся ранее в золотинах из аллювия рек Намана и Бирюк. Морфологические особенности данных золотин указывают на длительное их пребывание в экзогенных условиях и продолжительный перемыв [5]. Предшественники сходятся во мнении, что подобное золото относится к докембрийскому этапу рудообразования [1–4].

Второй тип золота встречается реже и представлен мелкими до весьма мелких ( $0,5$ – $0,315$  и  $0,315$ – $0,16$  мм), комковатыми и цементационными, пластинчатыми, реже среднепластинчатыми агрегатами с шагреневой – грубо-шагреневой поверхностью, окатанными и полуокатанными зёрнами с гидроокислами железа и незначительно выраженными следами пластических деформаций, не несущих следов длительного переноса. Предварительные результаты микронзондового анализа показали высокую пробность данных золотин – до 1000 %, что говорит о наличии высокопробной каймы, однако находки схожих зерен в русле р. Бирюк показали пробность от 889 до 984 % и присутствие Cu на поверхности до 11,33 %.

Наблюдаемые типы золота в шлихах территории являются весьма характерными для русловых отложений рек, дренирующих разновозрастные породные комплексы периферийных частей Вилюйской синеклизы [1–4].

При этом наблюдаются различия в концентрации и размерности зерен Au в аллювии р. Марха. Так, русловой аллювий в интервале течения от устья р. Борулах до р. Кюэльё-Юрях характеризуется единичным содержанием Au в пробах при их преимущественно весьма мелком до тонкого класса размерности, лепешковидной формой и гладкой поверхностью с завальцованными гранями. Однако ниже по течению, в интервале  $6,0$ – $24,0$  км, наблюдается законо-

мерный рост концентрации зерен Au в шлихах (визуально до 10–15, редко до 30 знаков на лоток), при преимущественно мелком и весьма-мелком его классе, наличие слабоокатанных зерен второго типа. Такие же особенности наблюдались ранее на р. Намыльдилах, где в 13 км к западу от ее устья на перекате было получено содержание Au до 50–70 мг/м<sup>3</sup>. При этом в интервале течения р. Марха до устья р. Намыльдилах концентрация Au в русловом аллювии резко снижается до единично-знаковой.

Другой особенностью является повышенная концентрации Au с участками пропитки гравийно-галечного и песчано-галечного материала черными гязями с характерным резким запахом. Такая ассоциация отмечена ранее на р. Намана в 70 км к западу от территории, где данные образования зафиксированы как проявления лечебных гязей, связанных с зонами разгрузки глубинных рассолов и площадными ореолами битуминозных кварц-карбонатных метасоматитов девонского возраста.

По сравнению с россыпным золотом из русловых отложений других рек, дренирующих Чаро-Синскую зону, таких как Намана, Бирюк, Черендей, Чына и Синяя, золото р. Марха характеризуется весьма незначительным содержанием тороидального и сферического, так называемого эолового золота, а также большим развитием золота со следами гипергенных преобразований, меньшей степенью его окатанности и большим размером зерен. Так, в русловых отложениях р. Намана большая часть золота из выборки относится к классу <math>-0,16\text{ мм}</math>. В то же время в полученной выборке не наблюдалось золота типично рудного облика.

Полученные результаты позволяют предполагать связь золота в русловом аллювии с несколькими взаимосвязанными источниками.

Коренным источником золота могут служить маломощные зоны апокарбонатно-кремнистых джаспероидных метасоматитов, приуроченных к разрывным нарушениям Чаро-Синской зоны девонского возраста. Содержание Au в таких породах территории составляет от 0,1 до 1 г/т. При этом характерная особенность данных образований в пределах территории – обогащенность их битуминозным веществом, а также вкрапленными до прожилково-вкрапленными сульфидами железа и цинка.

Вторым источником могут являться дайки чаро-синского комплекса, характерная особенность которых в пределах участка – преимущественно средний состав пород (сиенит-порфиры, монцо-габбро-долериты, монцониты), включающие обильную минерализацию магнетита (до 30 %), подверженные вторичным изменениям аргиллизит-березитового формационного типа с содержанием Au до 2,1 г/т. На это указывает и насыщенность продуктивной фракции русловых отложений магнетитом.

Учитывая морфологические особенности зерен золота, основной объем его в русловых отложениях рассматриваемой части территории может быть связан с размывом промежуточных коллекторов, наиболее вероятными из которых в пределах площади являются базальные горизонты раннеюрского возраста.

Стоит отметить, что именно в данной части долины р. Марха наблюдается наибольшая мощность и площадное развитие интенсивно ожелезненных конгломератов в основании укугутской свиты ранней юры, а также развитые по ним площадные и линейные коры выветривания, предположительно имеющие палеоген-неогеновый возраст.

Согласно данным В. Л. Масайтиса, на этапе от триаса до конца неогена в пределах площади господствующим направлением сноса являлось северное, сменившееся на южное лишь в результате неотектонических процессов в кайнозойское время (В. Л. Масайтис и др., 1974 г.). В связи с этим промежуточные коллекторы в юре могут иметь прямую связь с размывом девонских магматических и гидротермально-метасоматических образований.

В целом россыпное золото в долине р. Марха имеет схожие признаки с таковым из русловых отложений рек, дренирующих Чаро-Синскую зону, а в интервале течения 6–24 км вверх от устья р. Намыльдилах повышенные концентрации и морфология золота позволяют ассоциировать их с хвостовой частью так называемой нижней россыпи и зоной «выноса» [5]. Дальнейшие исследования позволяют сделать выводы о характере изменения золота на протяжении русла р. Марха и территории в целом.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никифорова З. С., Герасимов Б. Б., Глушкова Е. Г., Каженкина А. Г. Золотоносность востока Сибирской платформы: россыпи – коренные источники // Геология рудных месторождений. – 2013. – Т. 55, № 4. – С. 305–319.
2. Филиппов В. Е., Никифорова З. С. Формирование сыпей золота при воздействии золотых процессов. – Новосибирск : Наука, 1998. – 60 с.
3. Избеков Э. Д. Особенности россыпного золота Вилюйской синеклизы и прилегающих районов // Россыпи золота и их связи с коренными источниками в Якутии. – Якутск : Якутское книжное изд-во, 1972. – С. 178–199.
4. Никифорова З. С., Герасимов Б. Б., Тулаева Е. Г. Генезис золотоносных россыпей и их возможные источники (восток сибирской платформы) // Литология и полезные ископаемые. – 2011. – № 1. – С. 21–35.
5. Николаева Л. А., Гаврилов А. М., Некрасова А. Н., Яблокова С. В., Шатилова Л. В. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: атлас. – 2-е изд., перераб. и доп. – М. : Акварель, 2015. – 200 с.
6. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. – М. : Недра, 1975. – 183 с. – (Труды Всесоюзного научно-исследовательского геологического института. Новая серия. Т. 192).
7. Молчанов А. В., Петров О. В., Леонтьев В. И., Шатов В. В., Козлов Г. А., Терехов А. В., Лебедев И. О., Хорохорина Е. И., Ашихмин Д. С., Артемьев Д. С., Кукушкин К. А., Лебедева Г. Б., Гузев В. Е., Соловьев О. Л., Титов Д. Ю. Алдано-Вилюйская провинция – новая рудно-россыпная золотоносная территория на востоке России // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 88. – С. 39–64. – DOI: 10.52349/0869-7892.

**Новачадов С. Л., Титков С. В., Прокофьев В. Ю.,**  
*ФГБУН «ИГЕМ РАН», г. Москва*

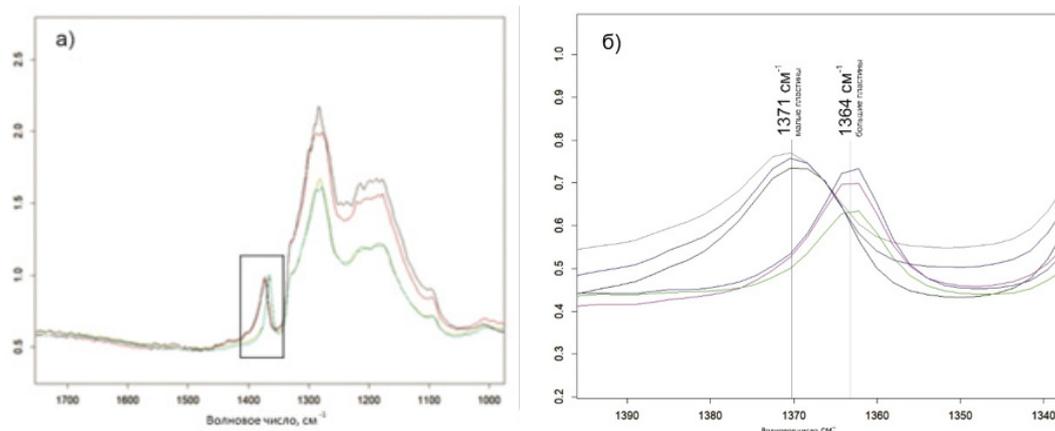
### **РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАСТИНЧАТЫХ СКОПЛЕНИЙ МЕЖУЗЕЛЬНЫХ АТОМОВ УГЛЕРОДА (ПЛЕЙТЛЕТСОВ) В КРИСТАЛЛАХ ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ**

В алмазах из кимберлитов часто присутствуют необычные пластинчатые дефекты – плейтлетсы. Долгое время плейтлетсы относили к крупным азотным дефектам, образовавшимся при больших температурах [2, 4]. Однако измерение концентрации азота с помощью спектроскопии характеристических потерь энергии электронами (EELS) показало, что концентрация азота не превышает среднюю по кристаллу [6]. Позднее в эксперименте по ионному легированию алмаза с заменой  $^{14}\text{N}$  на  $^{15}\text{N}$  было доказано, что азот не является главным в формировании плейтлетсов [9]. В настоящее время для плейтлетсов принята модель междуузельных атомов углерода, образующих пластинчатые дефекты в плоскости куба. Размеры таких пластинок составляют от 5 до 100 нм, редко встречаются пластины до 10 мкм [3, 5].

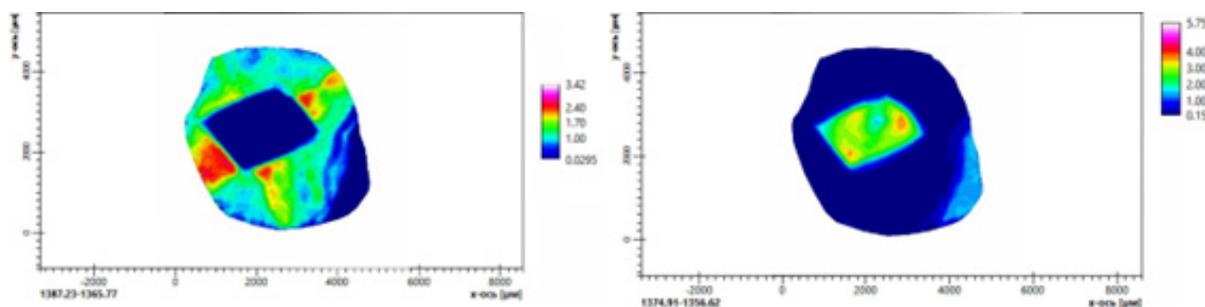
С данными дефектами в инфракрасном спектре (далее ИК-спектр) связан основной пик 1358–1380  $\text{cm}^{-1}$  (рис. 1). Диапазон частот обусловлен тем, что пластины разного размера активны на различных частотах [9]. Чем больше размер плейтлетсов, тем меньше волновое число в ИК-спектре.

Нами с помощью ИК-микроспектрофотометра Lumos II (BRUKER) были изучены шесть крупных пластин алмаза. Средний размер пластин составляет 5 x 5 мм. Алмазы, из которых были изготовлены пластины, имели октаэдрический и ромбодокаэдрический габитусы и были добыты из кимберлитов Сибирской платформы. Исследование проводилось в ИК-диапазоне от 600 до 4500  $\text{cm}^{-1}$ , с расширением от 4 до 90 мкм. Путем сканирования были получены карты распределения плейтлетсов по объему кристаллов.

По результатам исследований в однофононной области ИК-спектров все изученные алмазы содержат азотные дефекты А [N-N], некоторые – азотные дефекты В [4N-V], т. е. относятся к типам IaA и IaAB по физической классификации алмазов [10].



**Рис. 1.** Пример спектров одной из изученных пластин: а – диапазон 1700–1000 см<sup>-1</sup>, показан фрагмент увеличения, б – увеличенный фрагмент, на котором видно разделение на малые (1371 см<sup>-1</sup>) и большие (1364 см<sup>-1</sup>) плейтлеты



**Рис. 2.** Карты распределения плейтлетов разного размера по площади пластин алмазов. Слева малые дефекты, справа большие. Цветом показана относительная концентрация плейтлетов

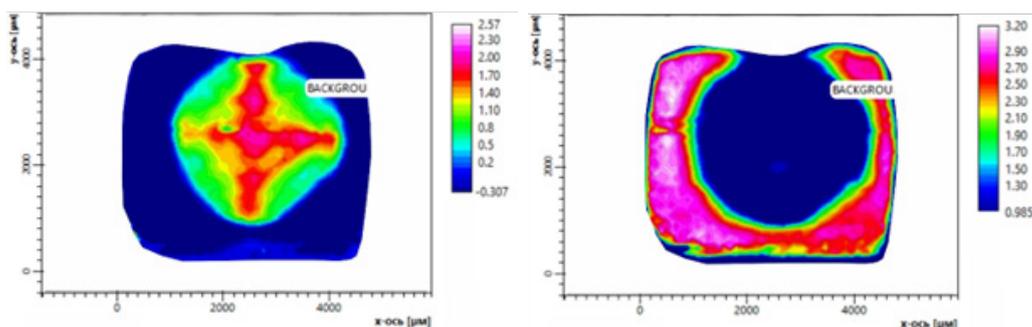
Проведенные исследования показали, что многие природные алмазы содержат плейтлеты различных размеров. На полученных картах их распределения видно (рис. 2), что существуют зоны существования плейтлетов разного размера (1371 и 1364 см<sup>-1</sup>). Границы между ними, как правило, отчетливые и достаточно резкие.

При анализе полученных материалов были выделены два типа распределения плейтлетов по объему кристаллов. Первый тип распределения плейтлетов на примере пластины показан на рис. 2. В центре кристалла алмаза плейтлеты имеют большой размер. Вокруг центральной зоны наблюдаются плейтлеты с меньшим размером. Их концентрация неоднородна, больше всего дефектов образуется в направлениях, перпендикулярных к центрам границ центральной зоны. С правой стороны пластины сформировалась последняя внешняя зона с большими плейтлетами. Их концентрация заметно меньше, чем в центральной зоне, состоящей из таких же по размеру плейтлетов. Такая последовательность чередования, больших, малых и снова больших дефектов, установлена в половине (три из шести) пластин.

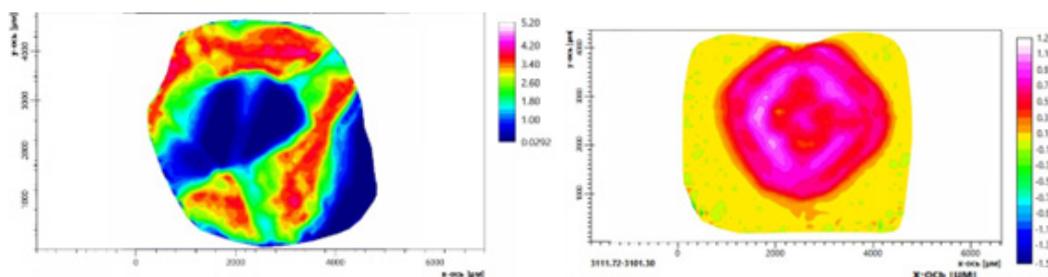
Второй тип распределения (показан на рис. 3) отличается отсутствием больших плейтлетов в центре. В таких кристаллах центр содержит дефекты малого размера, которые распространены на значительной площади (половина кристалла и более). Их концентрации так же неравномерно распределены по направлениям роста кристалла. Внешняя зона кристалла сложена крупными дефектами, которые равномерно распространены по внешней зоне кристалла. Кристаллы с таким строением так же составляют половину выборки (три из шести).

Выделяя общие закономерности для всех изученных кристаллов, можно отметить относительно равномерную концентрацию больших дефектов внутри своих зон распространения. И напротив, для малых дефектов – неравномерную концентрацию.

Примечательно, что во всех кристаллах зоны с малыми дефектами весьма хорошо коррелируют с водородными дефектами. А в зонах, где распространены большие плейтлеты, водородные дефекты имеют значительно меньшее содержание или отсутствуют (рис. 4).



**Рис. 3. Карты распределения плейтлетсов разного размера. Слева малые дефекты, справа большие. Цветом показана относительная концентрация плейтлетсов**



**Рис. 4. Карта распределения водородных дефектов в кристаллах, приведенных на рисунках 2 и 3. Водород сконцентрирован в зонах с малыми плейтлетсами и не проявляется в зонах с большими плейтлетсами**

В работах [7, 8] описана зависимость положения максимума полосы плейтлетс-дефекта от температуры. Зависимость прямая – чем меньше частота, тем меньше температура образования плейтлетса, и наоборот.

В настоящее время многие исследователи считают, что плейтлетсы возникают в результате посткристаллизационного отжига кристалла алмаза в условиях верхней мантии. Полученные нами результаты показывают, что в разных зонах одного и того же кристалла могут присутствовать плейтлетсы разных размеров, которые, как считается, связаны с различными температурами отжига. Учитывая высокую теплопроводность алмаза, затруднительно представить такой неоднородный прогрев кристалла. Можно предполагать, что в кристаллах природных алмазов для образования плейтлетсов существуют определенные структурные предпосылки (или предцентры), которые образуются непосредственно при росте.

Как известно, в настоящее время данные об азотных А и В и водородных дефектах структуры алмазов используются для типизации месторождений алмазов [1]. По-видимому, данные о размерах плейтлетсов могут быть использованы в качестве дополнительного критерия для такой типизации, а также при проведении геологоразведочных работ, в частности для выявления коренных источников алмазоносных россыпей.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хачатрян Г. К. Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // Отечественная геология. – 2013. – № 2. – С. 29–42.
2. Allen B. P., Evans T. Aggregation of Nitrogen in Diamond, Including Platelet Formation // Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. – 1981. – V. 375. – P. 93–104.
3. Evans T., Phaal C. Imperfections in type I and type II diamonds // Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. – 1962. – V. 270, I. 1343. – P. 538–552.
4. Evans T., Qi Z. The kinetics of aggregation of nitrogen atoms in diamond // Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. – 1982. – V. 381. – P. 159–178.
5. Hudson P. R. Observation of planar faults of giant platelets in natural diamond. – 1976. – V. 36. – P. 627–636.

6. Kiflawi I., Bruley J., Luiten W., van Tendeloo G. 'Natural' and 'man-made' platelets in type-Ia diamonds // *Philosophical Magazine B.* – 1998. – V. 78, I. 3. – P. 299–314.
7. Olivier E. J., Neethling J. H., Kroon R. E., Naidoo S. R., Allen C. S., Sawada H., van Aken P. A., Kirkland A. I. Imaging the atomic structure and local chemistry of platelets in natural type Ia diamond // *Nature Materials.* – 2018. – V. 17. – P. 243–248.
8. Vasilyev E. A., Sofroneev S. V. Time-temperature reconstruction of diamond growth conditions on FTIR basis // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract IKC-A-00171. – 2008. – № 9. – P. 1–3.
9. Woods G. S. Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds // *Proceedings of the Royal Society a: Mathematical.* – 1983. – V. 44, № 5. – P. 471–475.
10. Zaitsev A. *Optical properties of diamond: A data handbooch.* – 2001. – 502 p.

**Ноев В. С., Сторож Е. Б.**

*АО «Северо-Восточное ПГО», г. Анадырь*

### **ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ КОЛЬЦЕВОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ (ЧУКОТСКИЙ АО)**

В ходе поисковых работ в 2023 г. по объекту «Поисковые работы на серебро в пределах Кольцевой перспективной площади (Чукотский АО)» установлены поисковые критерии и признаки серебро-полиметаллического оруденения типа прожилково- жильных и минерализованных зон, в связи с субвулканическими и интрузивными образованиями леурваамского позднемелового комплекса Кольцевой перспективной площади.

Кольцевая перспективная площадь расположена в Перивулканической зоне ОЧВП на границе Восточно-Чукотского сектора ОЧВП и Чаун-Чукотской зоны Верхояно-Чукотской складчатой области. Рудные зоны объединяют прожилково- жильные и минерализованные образования сульфидно-хлорит-кварцевого, сульфидно-кварцевого состава, имеют протяженность до 2 км, мощность от 2 до 15 м. Рудная минерализация в жилах вкрапленная, полосчатая, представлена сульфосолями серебра, аргентита (рис. 1), галенитом (рис. 2), арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, халькозином, пиритом, редко пирротином. Жилы имеют длину от 10 до 100 м, редко до 300 м, мощность от 0,2 до 0,6 м (редко до 2 м). Содержание серебра в жилах составляет от первых до 800 г/т, редко до 5 кг/т, золота до 3 г/т, свинца, цинка и меди до 1 % и более [1].

В качестве объекта-аналога рассматривается месторождение серебро-полиметаллических руд Гольцовое Дукацкого рудного района (Магаданская область). Ожидаемые прогнозные ресурсы серебра Кольцевой перспективной площади по категории  $P_2$  оцениваются в 3000 т. Поисковыми критериями оруденения серебро-полиметаллической формации являются: тектонические, фациально-формационные, геолого-структурные, метасоматические.



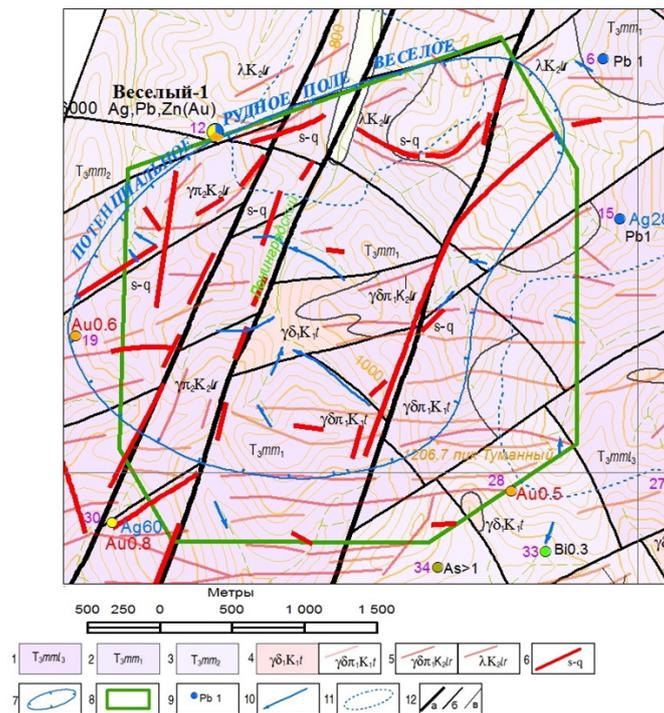
**Рис. 1. Жильный кварц с сульфосолями серебра**



**Рис. 2. Жильный кварц с галенитом**

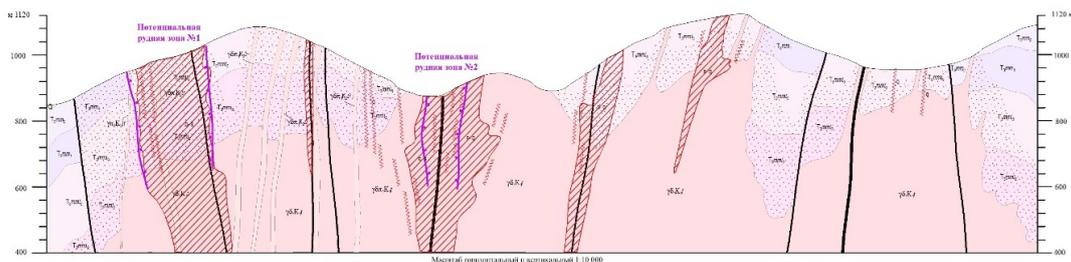
**Тектонические поисковые критерии.** Тектоническими поисковыми критериями являются: зоны разломов Паляваамского северо-западного, Телекайского северо-восточного и близширотного простирания, узлы их пересечения и изгибов. Телекайская зона разломов контролирует размещение рудогенерирующих интрузий леурваамского комплекса. Паляваамская зона разломов оказывает влияние на интенсивность оруденения, придавая ему узловый характер, и является рудоконцентрирующим.

**Фацциально-формационные поисковые критерии.** Позднетуронская леурваамская вулканоплутоническая ассоциация (леурваамский вулканический комплекс дацит-трахириолит-риолитовой формации и леурваамский гипабиссальный комплекс гранодиорит-гранит-лейкогранитовой формации) является продуктивной для серебро-полиметаллических и золото-серебряных рудных объектов (рис. 3, 4). Рудовмещающими образованиями для серебро-полиметаллической и золото-серебряной минерализации служат породы продуктивной леурваамской вулка-



**Рис. 3. Прогнозная карта на серебро рудного поля Веселое**

1–3 – терригенные толщи триаса: 1 – мылмереннетская толща, верхняя подтолща, 2 – маломылмереннетская толща, нижняя подтолща, 3 – маломылмереннетская толща, средняя подтолща; 4 – штоки гранодиоритов и дайки гранодиорит-порфиров тауреранского плутонического комплекса; 5 – дайки гранодиорит-порфиров и риолитов леурваамской вулканоплутонической ассоциации; 6 – зоны жильно-прожилковые и минерализованные сульфид-хлорит-кварцевые, сульфид-кварцевые состава; 7 – потенциальное рудное поле Веселое; 8 – участок детальных поисковых работ в 2023 г.; 9 – пункты минерализации за пределами детального участка, содержания серебра и золота в г/т, остальных элементов в %; 10 – аномалии серебра в потоках рассеяния; 11 – шлиховые ореолы серебряных минералов; 12 – разломы главные (а), второстепенные (б) и геологические границы (в)



**Рис. 4. Геологический разрез участка Веселый-1**

но-плутонической ассоциации (леурваамский вулканический комплекс дацит-трахириолит-риолитовой формации и леурваамский гипабиссальный комплекс гранодиорит-гранит-лейкогранитовой формации), а также подстилающие их в пределах надынтрузивных зон породы гетерогенного фундамента ОЧВП (мымлеренетская, маломымлеренетская, чануанская толщи терригенной формации, интрузивные образования тауреранского плутонического комплекса гранодиорит-гранитовой формации) и нижнего яруса ОЧВП (амгеньский осадочно-вулкано-генный комплекс андезит-дацит-риолитовой формации). Наиболее благоприятными для рудообразования являются алевролитно-песчаниковые породы нижнечануанской, средне-маломымлеренетской и верхнемымлеренетской подтолщ. Породы толщ в пределах надынтрузивных зон гранитоидов леурваамского комплекса наиболее благоприятны для окварцевания, сульфидизации, хлоритизации, контролирующих серебряное, золотое и полиметаллическое оруденение.

*Геолого-структурные поисковые критерии.* На территории Кольцевой площади выделяется северо-восточная половина рудоносной структуры – Веселое интрузивно-купольное поднятие, контролирующее размещение на глубине рудоносных интрузий леурваамского комплекса. В строении этой рудоносной структуры участвуют разновозрастные магматические образования (тауреранский комплекс, леурваамский комплекс), это определяет полиформационный, полиметалльный характер оруденения. К пересечению северо-западного Паляваамского и северо-восточного Телекайского глубинных разломов приурочен Веселый серебро-полиметаллический рудный узел.

*Метасоматические поисковые критерии.* Для Кольцевой площади проявляется приуроченность серебро-полиметаллического оруденения к полям и зонам актинолит-эпидотовых изменений пропилитового ряда. Серебро-полиметаллические рудные тела представлены минерализованными зонами преимущественно сульфидно-хлорит-кварцевого состава и крутопадающими кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами и прожилково-жилными зонами. Для рудопроявления Шанс характерны халькопирит-галенитовые руды, для рудопоявлений Веселый-1, Веселый-2 и Каменушка характерна арсенопиритовая минерализация.

Поисковые признаки оруденения серебро-полиметаллической формации, выявленные в пределах Кольцевой площади, следующие:

- рудопоявления серебра, свинца, цинка, меди, золота с содержаниями серебра до 5790 г/т, свинца, цинка, меди до 1 % и более, золота до 3 г/т;
- линейные высокоомные и низкоомные аномалии эффективного сопротивления и локальные магнитные минимумы (рис. 5);
- геохимические аномалии Ag, Au и их элементов спутников (рис. 6) – Pb, Zn, Cu, As, Bi, W, Mo, Sn – в потоках, вторичных и первичных ореолах рассеяния. В потоках рассеяния выявлены следующие максимальные содержания элементов: Ag – 20 г/т, Au – 0,064 г/т, Pb – 0,2 %, Zn – 0,1 %, Cu – 0,2 %, As – 0,8 %, Bi – 0,005 %, W – 0,006 %, Mo – 0,003 %. Во вторичных ореолах рассеяния выявлены следующие максимальные содержания элементов: Au – 4 г/т, Ag – 200 г/т, Pb – 1 %, Zn – 1 %, As – 1 %, Cu – 0,6 %, Bi – 0,05 %, Mo – 0,03 %, Sn – 0,01 %. В первичных ореолах рассеяния выявлены следующие максимальные содержания рудогенных элементов: Au – 1 г/т, Ag – 400 г/т, Pb – 1 %, Zn – 1 %, As – 1 %, Cu – до 1 %, Bi – 0,06 %, Mo – 0,04 %, Sn – 0,04 %;

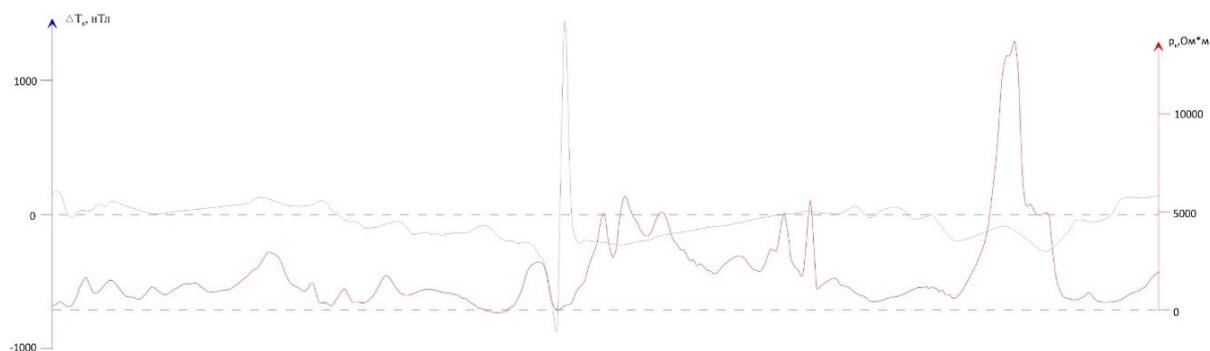
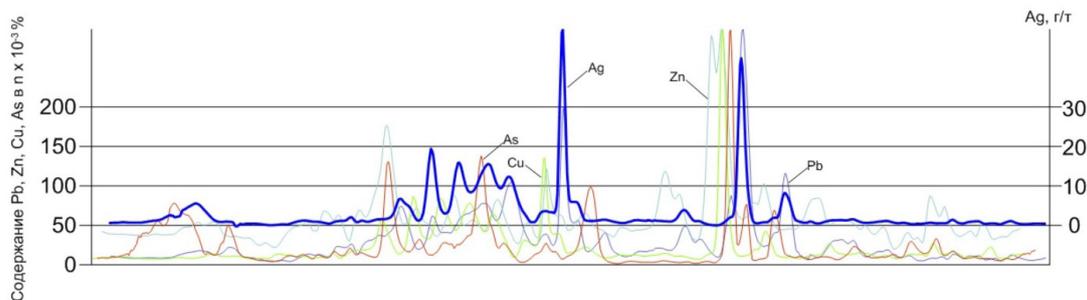


Рис. 5. Геофизический профиль кажущегося сопротивления и аномального магнитного поля



**Рис. 6. Концентрации серебра, свинца, цинка, меди и мышьяка, по ВОР**

- шлиховые ореолы минералов серебра – аргентита и акантита;
- актинолит-эпидотовые изменения пропилитового ряда.

Таким образом, получены первые результаты, подтверждающие наличие промышленной сереброносности площади, отвечающие поисковой модели месторождения серебро-полиметаллических руд Гольцовое (Магаданская область).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шарнин М. А. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 с общими поисками в верховьях р. Вульвыеем на площади листов Q-60-19-Б,Г; 20-А,Б,В,Г в 1990–1994 гг. (Кольцевая партия). – Эгвекинот, 1996.

**Пашков В. С., Сватков А. С.**  
ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

### **СОСТОЯНИЕ И РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО РЕГИОНА**

Страны западной части Центрально-Азиатского региона – Республика Казахстан, Кыргызская Республика, Республика Таджикистан, Республика Узбекистан – являются крупными мировыми производителями различных видов минерального сырья. Для этих стран характерна высокая доля горно-добывающей промышленности в общем объеме их промышленной продукции и значительный рост горно-рудного производства за последние 10 лет.

Развитие экономической и хозяйственной деятельности этих стран региона в XX веке характеризуется общей историей и тесным взаимодействием. Совместные усилия союзных республик в геологическом изучении и проведении геологоразведочных работ заложили основу минерально-сырьевого потенциала этих стран, позволили в короткий период добиться успехов в изучении геологии Тянь-Шанского горно-складчатого региона и прилегающих территорий. Резкий рост запасов широкого спектра полезных ископаемых позволил создать мощную горно-добывающую и металлургическую промышленность на западе Центральной Азии.

Перечисленные четыре страны Центрально-Азиатского региона СНГ обладают мощной минерально-сырьевой базой (МСБ) мирового значения по основным видам твердых полезных ископаемых (ТПИ). Так, доля ресурсов и запасов этих стран от мировых составляет по меди около 3 %, свинцу – 6,7 %, цинку – 4,6 %, золоту – 4 %, а по серебру – 17% (за счёт перспективных ресурсов серебра Таджикистана). Значительная МСБ позволяет развивать интенсивное рудничное производство. Доля этих стран в мировом рудничном производстве составляет по меди около 3 %, свинцу – 2,4 %, цинку – 2,8 %, золоту – 6,3 %, серебру – 2,7%.

По суммарным запасам и ресурсам «базовых» цветных (медь, свинец, цинк – за исключением никеля) и благородных (золото и серебро) металлов страны Центрально-Азиатского региона СНГ практически не уступают таким мировым минерально-сырьевым державам как Россия и Китай. При этом суммарное производство этих видов ТПИ в регионе примерно в 1,5–2 раза ниже российского (несколько превышая его по цинку) и существенно отстает от китай-

ского – в 3 раза по меди, в 5 раз по серебру и более чем на порядок – по свинцу и цинку (по золоту и никелю – в 1,5–2 раза). Таким образом, наиболее существенные диспропорции между МСБ и рудничным производством в регионе заметны по свинцу и серебру, что позволяет ожидать здесь в будущем существенного увеличения их производства. Кроме того, пример Китая показывает возможность более интенсивного использования имеющейся МСБ меди и цинка.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черных А. И., Гирфанов М. М., Истомин В. А., Фёдоров Д. Т., Пашков В. С., Сватков А. С. Минерально-сырьевая база стран СНГ Центрально-Азиатского региона: состояние, направления взаимодействия и развития // Руды и металлы. – 2023. – № 3. – С. 6–36. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10011.

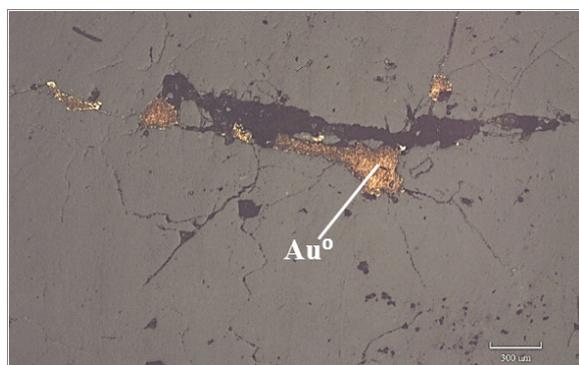
**Петрова М. А.<sup>1,2</sup>, Шапаренко Е. О.<sup>1</sup>, Томиленко А. А.<sup>1</sup>, Гибшер Н. А.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, <sup>2</sup> НГУ, г. Новосибирск

### **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЯХТА, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ**

В связи с высокой перспективностью Аяхтинского рудного узла появилась необходимость в выяснении физико-химических условий его формирования и рассмотрении критериев золотоносности. Данные тезисы будут включать результаты работы по Аяхтинскому участку. За весь период отработки месторождения 2,2 т золота были извлечены при содержании в рудах 8,3 г/т [4]. На данный момент по категории  $C_{1-2}$  Аяхта имеет запасы 11,6 т [5].

Аяхтинский рудный узел находится в Северо-Енисейском районе Красноярского края в нижнем течении р. Пенченга. Рудный узел расположен в Центральной части Енисейского кряжа. Золотое оруденение приурочено к «сланцевому клину», глубоко вдающемуся в тело Аяхтинского массива позднеорогенных гранитоидов (рис. 1) [2]. «Сланцевый клин» относится к кординской свите рифея. Вмещающие породы подвержены региональному метаморфизму зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [1]. Вдоль «сланцевого клина» проходит зона тектонических нарушений, осложненная разломами субширотных направлений. Отмечается четкая пространственная связь всех кварц-золотосодержащих проявлений с зонами и узловыми пересечениями тектонических нарушений. В пределах рудного узла выделена Аяхтинская кварцево-жильная зона шириной от первых сотен метров до 2 км, протягивающаяся в юго-западном направлении более чем на 15 км [6].



**Рис. 1. Прожилки видимого золота в кварце. Обр № 26**

Вещественный состав кварцево-жильных образований представлен белым, серовато-белым крупнозернистым кварцем и сливным мелкозернистым кварцем, в котором встречается небольшое количества пирита, арсенопирита и др. [2, 3].

Самородное золото находится преимущественно в виде мелкой, неравномерно рассеянной вкрапленности, изредка мелких гнезд и жилковидных обособлений в кварце и призальбандовых частях жил в сланцах (рис. 2).

Кроме золота на данном участке обнаружены арсенопирит, пирит, халькопирит, пирротин, реже сфалерит.

На Аяхтинском месторождении выявлены две кварцево-жильных зоны – Основная и Западная.

Жильные зоны состоят из системы параллельных и субпараллельных кварцевых жил, прожилков и линз различной мощности [6].

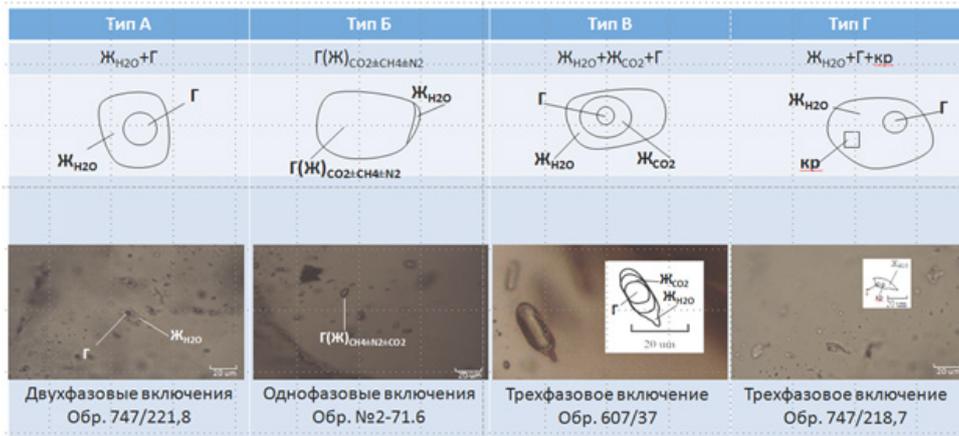


Рис. 2. Типы флюидных включений в кварце ( $T = +18^\circ\text{C}$ )

В кварце были обнаружены 4 типа включений на данном месторождении (рис. 3). Наибольшее распространение в образцах у включений типов А и Б. Двухфазные газожидкие включения, содержащие фазу жидкой  $\text{H}_2\text{O}$  ( $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \Gamma(\text{Ж})_{\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2}$ ) (тип А) и однофазовые флюидные включения ( $\text{Ж}_{\text{CO}_2}$ ,  $\Gamma_{\text{CO}_2}$ ,  $\text{Ж}_{\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2}$ ,  $\Gamma_{\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2}$ ) (тип Б).

Гомогенизация первичных включений типа А происходит при температурах от  $190$  до  $420^\circ\text{C}$ . Давление флюида составляет  $0,9$  кбар. На основе данных плавления последнего кристаллика соли и льда была рассчитана солёность, которая составляет от  $0,4$  до  $12,3$  мас.%  $\text{NaCl}$ -экв. Температура эвтектики водной фазы данных включений составляет интервал от  $-28,5$  до  $-20,6^\circ\text{C}$ .

Во включениях типа Б ( $\text{Ж}_{\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2}$ ,  $\Gamma_{\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2}$ )  $T$  частичной гомогенизации – от  $116$  до  $9,0^\circ\text{C}$ .

Также был определен состав методом рамановской спектроскопии (рис. 3). Среди основных компонентов, встреченных во включениях, стоит отметить  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ . Данные компоненты определялись в процентном соотношении. Также на основании полученных составов были выделены два типа флюида: водно-углекислотный (тип включений А), углекислотно-азот-углеводородный (тип Б). Для включений типа А был получен интервал отношений  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$ , равный  $8,10\text{--}125,65$ .

Был определен изотопный состав  $\delta^{34}\text{S}$  в кварц-сульфидных жилах. Для определения значений изотопов серы были отобраны пирит, пирротин. Полученные значения варьируют в интервале от  $6,6$  до  $9,5$  ‰.

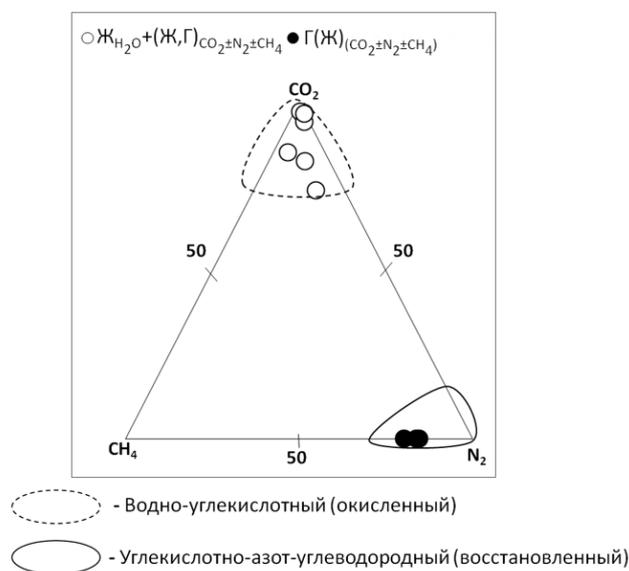


Рис. 3. Состав летучих компонентов в кварце, определенных методом рамановской спектроскопии

По результатам изотопии можно сделать предварительные выводы. Данный интервал  $\delta^{34}\text{S}$  в рудах месторождения мог быть получен путем «усреднения» серы вмещающих пород, что может указывать на коровую природу [3].

В формировании кварцевых жил Аяхтинского месторождения принимали участие два типа флюида: окисленный –  $(\text{ЖН}_2\text{O} + (\text{Ж}, \text{Г})\text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \pm \text{CH}_4)$  и восстановленный –  $\text{Г}(\text{Ж})(\text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \pm \text{CH}_4)$ .

Для рудообразующего флюида характерны следующие параметры формирования: давление – 0,9 кбар,  $T$  образования – от 190 до 420 °С, соленость изменяется в интервале от 0,4 до 12,3 мас.% NaCl-экв.

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-01063, <https://rscf.ru/project/23-77-01063/>*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бернштейн П. С. Условия локализации золоторудных месторождений Енисейского кряжа // Труды института «ЦНИГРИ». – 1962. – № 43. – С. 47–55.
2. Ли Л. В., Даценко В. М. Положение гранитоидных формаций и место золотого оруденения в истории развития Енисейского кряжа // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 1970. – Т. 239. – С. 60–65.
3. Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М. : Мир, 1982. – С. 405–455.
4. Сердюк С. С., Зонов В. А. Прогнозная оценка золотоносности Аяхтинского рудного узла (Южно-Енисейский золотоносный район) // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. – Красноярск : КНИИГиМС, 2003. – С. 96–103.
5. Сердюк С. С. Золото Енисейской Сибири // Высшая школа : научные исследования. Материалы Межвузовского научного конгресса (г. Москва, 3 сентября 2019 г.). – М. : Издательство Инфинити, 2019. – С. 101–128.
6. Сердюк С. С., Коморовский Ю. Е., Зверев А. И., Ояберь В. К., Власов В. С., Бабушкин В. Е., Кириленко В. А., Землянский С. А. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. – Красноярск : СФУ, 2010. – 584 с.

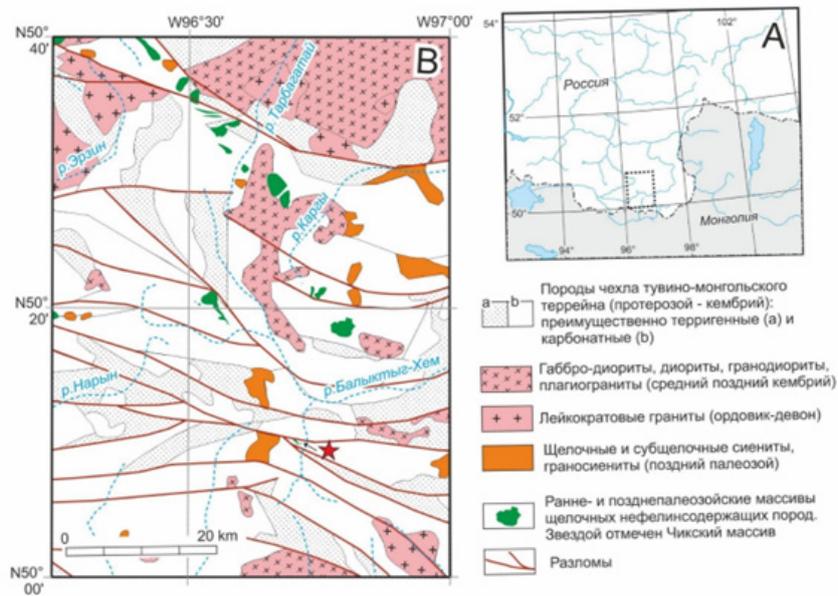
**Поляков Н. А., Никифоров А. В.**  
*ФГБУН ИГЕМ РАН, г. Москва*

## **ГРАФИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЧИКСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (САНГИЛЕНСКОЕ НАГОРЬЕ, ТЫВА)**

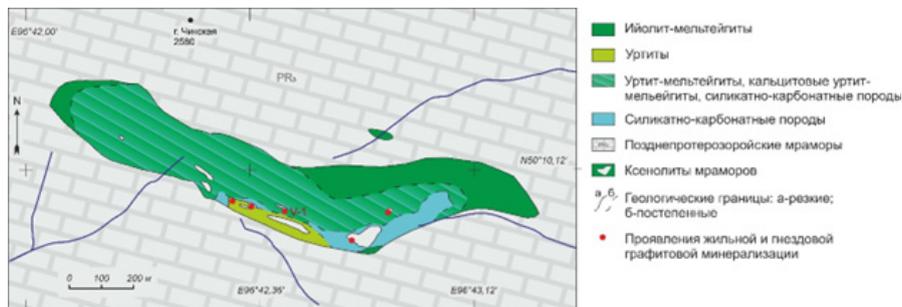
На территории восточной части Сангиленского нагорья в пределах развития мощного карбонатно-терригенного осадочного чехла расположен ряд разновозрастных щелочных массивов, в контактовых зонах которых иногда проявлена графитовая минерализация. Она наблюдалась нами в связи с щелочными гранитами редкометалльного месторождения Улуг-Танзек, а также на Чикском и Харлинском массивах нефелинсодержащих пород (рис. 1). В данном сообщении речь пойдет о наиболее обширном и подробно изученном нами проявлении графитовой минерализации на Чикском массиве.

Массив представляет собой небольшое тело вытянутой формы ~ 1500 × 300 м с субвертикальными контактами, залегающее среди позднепротерозойских графитистых мраморов верхненарынской и чартисской свит. Массив сложен мельтейгит-уртитам, силикатно-карбонатными породами (> 50 об. % кальцита) и гибридными кальцитовыми мельтейгит-уртитам (> 10 об. % кальцита), часто находящимися друг с другом в весьма сложных и неоднородных структурных отношениях (рис. 2).

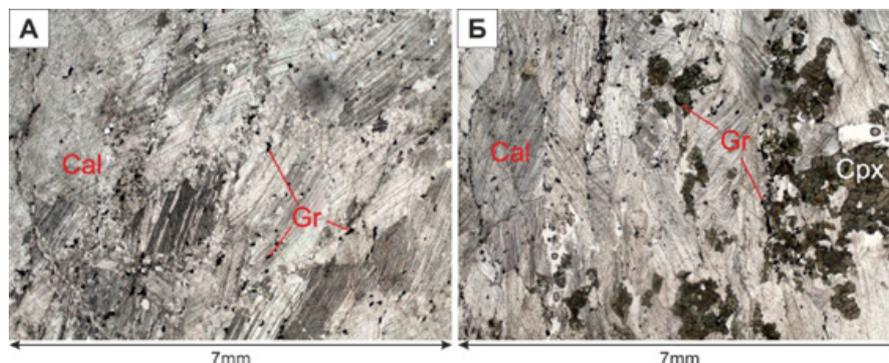
Вмещающими породами выступают графитсодержащие в разной степени мраморизованные известняки (вплоть до к/з мраморов). Графит в них выделяется в виде тонкой равномерной вкрапленности микрокристаллов размером до 0,05 мм (рис. 3, А). Вблизи контактов с породами массива мраморы иногда несут следы перекристаллизации, проявляющиеся в укрупнении зе-



**Рис. 1. Схема геологического строения Сангиленского нагорья**



**Рис. 2. Геологическая схема Чикского массива**

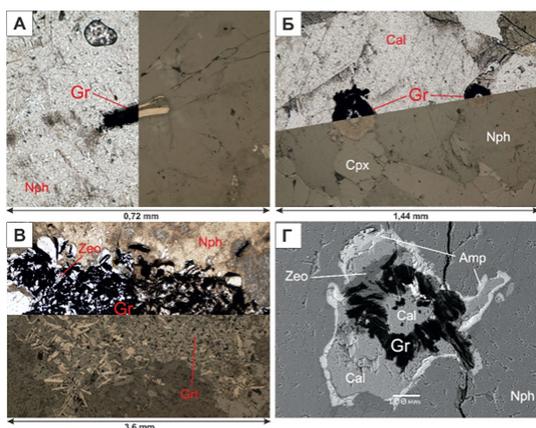


**Рис. 3. Мрамор директивный гетерогранобластовый:**

А – неизмененный; Б – перекристаллизованный. Фото в проходящем свете

рен кальцита и перераспределении графита – он скапливается вдоль слоистости в виде полос совместно с новообразованными силикатными минералами, такими, как клинопироксен или нефелин (рис. 3, Б).

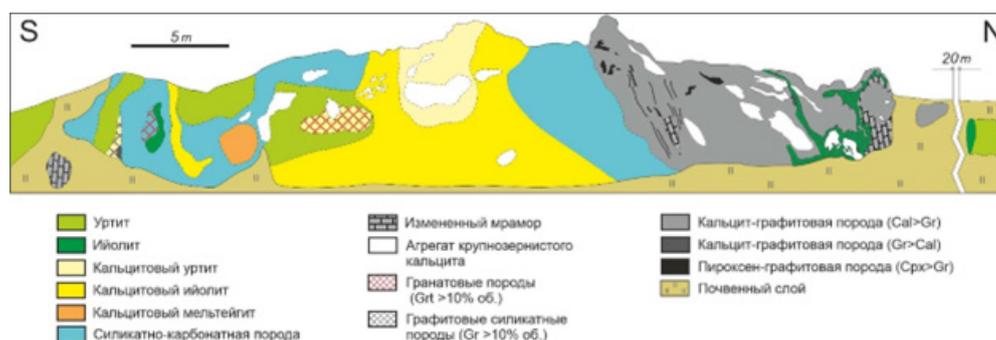
Непосредственно в пределах массива выделяются три типа форм нахождения графита: вкрапленная, жильная и гнездовая. Вкрапленный графит присутствует во всех разновидностях пород массива и проявлен в виде единичных чешуек или (значительно реже) сферолитов размером 0,1–0,5 мм, их точечных сегрегаций или густых скоплений, приуроченных к интерстициям, микротрещинам, либо границам зерен главных минералов и зачастую ассоциирующихся со вторичными кальцитом, гранатом (андрадит-гроссуляр), Са-Na-амфиболом, эгирином, Ва-флогопитом, канкринитом и Са-Na цеолитами (рис. 4). Жильный тип представлен линзовидными сплошными агрегатами мощностью до 1 см, заполняющими трещины в породах



**Рис. 4. Вкрапленный тип графита:**  
 А – единичные чешуйки; Б – сферолиты; В – интерстиционный агрегат чешуек, «цементированный» цеолитом и гранатом из графитизированного ийолита; Г – сегрегация чешуек графита в сростании с цеолитом, кальцитом, магнетитом и амфиболом. А–В – фото в проходящем и отраженном свете, Г – фото в обратно отраженных электронах



**Рис. 5. Трещина в обнажении кальцитовых уртитов, заполненная сплошным агрегатом графита**



**Рис. 6. Схема обнажения V-1 – наиболее яркого примера гнездовой графитовой минерализации Чикского массива**

массива (рис. 5). Гнездовой тип проявляется на контактах пород массива с измененными ксенолитами вмещающих мраморов в виде мелких гнезд кальцит-графитовых пород с содержанием графита 90–99 %, часто окруженных менее богатыми графитом кальцит-графитовыми породами (10–90 %). В отдельных случаях среди таких кальцит-графитовых пород наблюдаются линзы пироксен-графитовых и кальцит-графит-волластонитовых пород (рис. 6). Наиболее крупные скопления графита на массиве относятся именно к гнездовому типу.

Вопрос об источнике графита в подобных образованиях следует рассматривать в рамках модели ассимиляции вмещающих графитосодержащих карбонатных пород, что следует из результатов изучения изотопного состава карбонатов Чикского и Харлинского массивов [4]. Однако, как происходит отложение графита на данный момент пока не ясно, и на этот счет есть несколько гипотез. Первая состоит в механическом перераспределении графита из вмещающих пород при взаимодействии их с щелочным расплавом. Такой модели противоречит более широкое разнообразие форм и размеров выделений графита по сравнению с вмещающими породами.

Вторая гипотеза состоит в осаждении графита из газовой или флюидной фазы С-О-Н флюидов, что больше согласуется с морфологией графитовых выделений. Источником углерода в таких флюидах может быть либо графит вмещающих пород, либо другой, более глубинный источник. Исследование изотопного состава углерода графита из пород массива и вмещающих пород должно помочь в поиске ответа на данные вопросы. Пока что можно с уверенностью утверждать лишь то, что графитовая минерализация имеет наложенный характер и формировалась на позднемагматической или постмагматической стадии.

В основном, данный случай графитовой минерализации представляет лишь петрологический интерес, однако несколько слов стоит сказать о практическом аспекте представляемой информации. Гнездовые проявления графитовых пород Чикского массива по промышленному типу можно отнести к кристаллическим или чешуйчатым рудам, которые считаются наиболее ценным и высококачественным сырьем [1, 5]. По генетическому типу аналогом Чикского рудопроявления можно считать Ботогольское месторождение, где промышленные скопления графита генетически связаны с контактово-реакционным взаимодействием нефелиновых сиенитов и вмещающих карбонатных пород [3]. Несмотря на наличие на данный момент весьма крупного месторождения Союзное, в России существует дефицит подобного типа сырья [2]. Исходя из этого, Сангиленское нагорье может быть потенциально перспективным регионом для поиска и разведки высококачественных графитовых руд, а Чикский массив может являться опорным объектом для данного региона. Также зоны контактов щелочных массивов в условиях графитосодержащей карбонатной рамы могут считаться поисковым признаком на графит.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А. И. Целесообразность разработки месторождений графита в Якутии // Национальные интересы: приоритет и безопасность. – 2013. – № 47 (236). – С. 31–36.
2. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2021 году. – М. : РОСНЕДРА, 2022. – С. 487–498.
3. Лобзова Р. В. Графит и щелочные породы района Ботогольского массива. – М. : Наука, 1975. – С. 1–124.
4. Nikiforov A. V., Dubinina E. O., Polyakov N. A., Sugorakova A. M., Khertek A. K. Influence of Host Marble Rocks on the Formation of Intrusive Alkaline Rocks and Carbonatites of Sangilen (E. Siberia, Russia) // Minerals. – 2021. – V. 11. – P. 666.
5. Simandl G. J., Paradis S., and Akam C. Graphite deposit types, their origin, and economic significance / In: Simandl G. J. and Neetz M. (Eds.). Symposium on Strategic and Critical Materials Proceedings, November 13–14, 2015, Victoria, British Columbia, British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper 2015-3, pp. 163–171.

**Прасолов А. М.<sup>1</sup>, Владимирцева О. В.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> ФГБОУ ВО МГРИ, г. Москва, <sup>2</sup> ФГБУН ИГЕМ РАН, г. Москва

#### **ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ШЛИХОВОГО ЗОЛОТА РУЧ. ВЕТВИСТЫЙ, ПРАВЫЙ ПРИТОК Р. СЕЛЕННЯХ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))**

Ручей Ветвистый, расположенный в 400 км к юго-востоку от поселка Батагай Момского района Республики Саха (Якутия), является правым притоком реки Селеннях. Ручей представляет собой водоток 2-го порядка с U-образной долиной. Аллювий представлен песчано-галечными отложениями мощностью от 1 м (в верховьях) до более 3 м (в нижнем течении). Породы плотика сформированы песчаниками уяндинской свиты. В ходе шлихового опробования установлено, что аллювиальные отложения по всей протяженности руч. Ветвистого включают в себя россыпное золото. Наибольшие, в том числе весовые, содержания золота установлены в русловых и террасовых отложениях в среднем течении руч. Ветвистого.

*Уяндинская свита* выполняет основание Момо-Селенняхской, Берелехской и Томмотской впадин, обнажается по их периферии и в наиболее приподнятых блоках. Отложения свиты с угловым несогласием залегают на мезозойских толщах. Уяндинская свита представлена галечниками с прослоями песков разнозернистых, алевритов, присутствуют лигнитизированные растительные остатки [3]. Мощность отложений в обрывах рек до 20–70 м, а в пределах Томмотской впадины, по данным буровых работ, превышает 175 м.

В ходе рекогносцировочных работ в 2020 г. установлено, что неогеновые отложения, дренируемые ручьем Ветвистым, представлены светлыми, почти белыми слабосцементированными галечниками с прослоями в разной степени окаменелых деревьев и редкими маломощными

(до 0,2 м) пропластами угля, встречаются окаменевшие шишки хвойных деревьев. Процент валунистости составляет порядка 20 на наблюдаемую мощность (15–20 м), фактически нет глинистого материала. Эти наблюдения подтверждают принадлежность толщи к уяндинской свите [1].

В результате шлихового опробования 2020–2021 гг., проводимого в рамках геологического изучения участка «Ветвистый» ООО «Селеннях» [1], было отобрано более 134 шлиховых проб. Установлено [1], что наибольшую промышленную значимость имеют аллювиальные отложения руч. Ветвистого ниже его слияния с руч. Рыжим (относительно большие объемы рыхлого материала и содержания золота от 0,5 до 1,0 г/м<sup>3</sup>). Также золотоносными являются аллювиальные отложения всей долины руч. Ветвистого (в том числе руч. Рыжего и других притоков руч. Ветвистого).

Установлено [2], что золото из всех шурфов обладает высокой степенью окатанности, полностью отсутствуют сростки золотин с другими минералами. Большинство золотин имеют ярко-желтый цвет, однако встречаются золотины и серебристых оттенков (до 30 %). Также характерно наличие железистых рубашек на части золотин (10 %). Некоторые золотины сформированы из нескольких золотин меньшего размера, что наблюдается и невооруженным взглядом, и при исследовании золота под микроскопом. Такие особенности золотин указывают на поступление золота в россыпь из промежуточного коллектора.

Зерна относятся как к средней, так и к высокой степени окатанности. Золотины преимущественно пластинчатые. Встречаются также зерна различной формы: чешуйчатые, уплощенные сложной формы, комковидные, сростки золотин. На части золотин обнаружены закатанные края (рис. 1). Преобладающий класс крупности -0,5+1,0 мм, к нему относится 85 % золотин. В среднем самыми мелкими золотинами являются чешуйчатые, самыми крупными – комковидные. Наиболее распространенная форма золотин – уплощенные, они составляют порядка 90 весовых процентов класса крупности -0,5+1,0 мм.

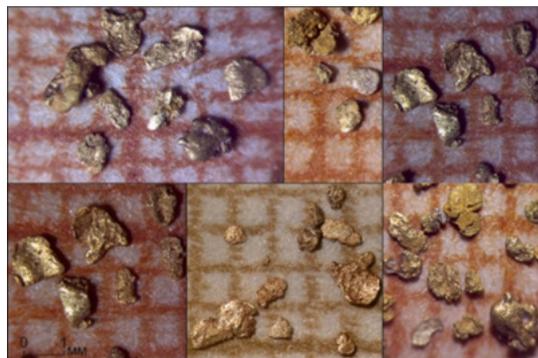


Рис. 1. Шлиховое золото руч. Ветвистого

Для исследования вещественного состава золота было отобрано 23 зерна. Золотины относятся к различным классам крупности: -0,25+0,5 мм (6 шт.), -0,5+1,0 мм (15 шт.), -1,0+2,0 мм (2 шт.). Форма этих золотин преимущественно уплощенная.

Для оценки вещественных особенностей аллювиального золота был исследован химический состав золотин методом электронно-зондового микроанализа на микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL в ЦКП «ИГЕМ-аналитика». Всего было проведено 59 измерений на 23 золотилах, отобранных со слияния руч. Рыжего и руч. Ветвистого.

Установлено, что золотины относятся к различным группам по пробности: две высокосеребристые золотины (пробность < 600 ‰), три относительно низкопробные (пробность от 700 до 800 ‰), восемь золотин средней пробности (пробность 800–900 ‰), восемь высокопробных золотин (900–950 ‰) и две весьма высокопробные (> 950 ‰). Средняя пробность золота составила 841 ‰. По данным работ Г. Г. Соловьева, В. В. Сикорина, Н. М. Денисенко, 1983 г., пробность золота руч. Ветвистого составляет 766–871 ‰ (рис. 2).

У большинства (18 из 23) золотин наблюдается развитие высокопробных оболочек, на восьми зернах измерены значения пробности золота в каймах. Выявленные явные (до 50 мк) высокопробные каймы свидетельствуют о длительном пребывании золота в зоне гипергенеза. Наличие высокопробных кайм, учитывая молодость долины руч. Ветвистого, косвенно указывает на поступление золота в россыпь из промежуточного коллектора.

Также выявлена золотина (рис. 3, в) состоящая из золота существенно разной пробности. По форме золотины видно, что скорее всего она образовалась в результате слипания и срастания менее крупных золотинок.

Анализ полученных данных показал отсутствие зависимости между пробностью золотины, ее классом крупности, формой и наличием или отсутствием высокопробных кайм.

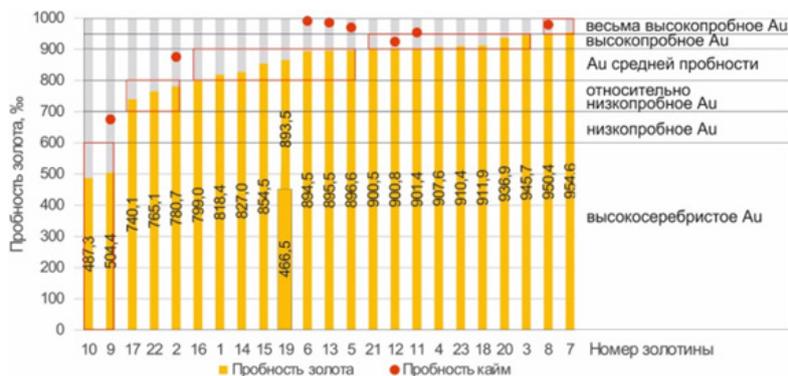


Рис. 2. Вещественный состав золота руч. Ветвистого

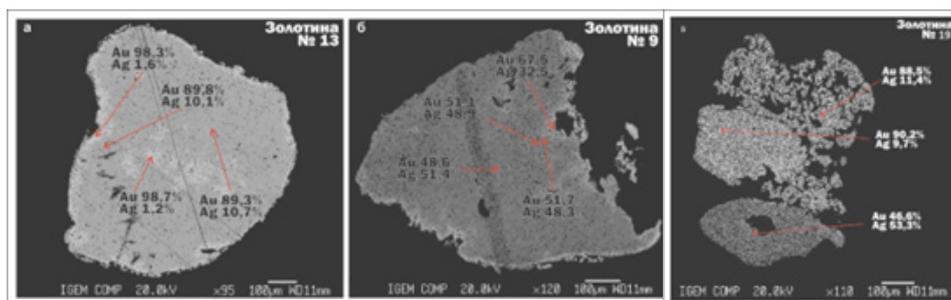


Рис. 3. Химический состав золотин по результатам электронно-зондового микроанализа: а – золотина № 13, увеличение 95; б – золотина № 9, увеличение 120; в – золотина № 19, увеличение 110

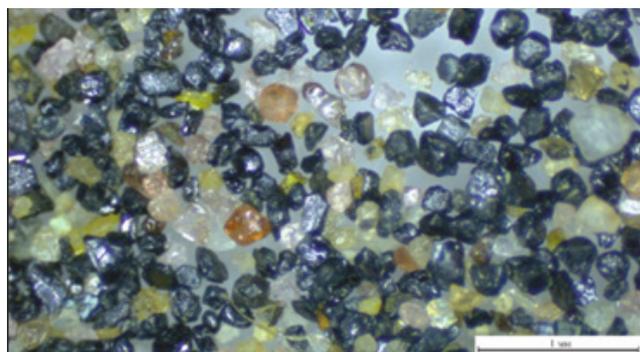


Рис. 4. Тяжелая фракция шлихов руч. Ветвистого (увеличение  $\times 4$ )

Для анализа тяжелой фракции шлихов был проведен качественный минералогический анализ на микроскопе Leica S9D в ФГБУ «ЦНИГРИ». Минералы определялись по внешнему виду, оптическим свойствам и форме кристаллов. Материал тяжелой фракции шлихов россыпи большей частью мелкозернистый (меньше 0,25 мм), реже средний (0,25–1 мм) (рис. 4).

Основная масса шлиховых минералов концентрируется в немагнитной фракции, представленной преимущественно касситеритом. В электромагнитной фракции преобладают ильменит и гранат. Минералы магнитной фракции не обнаружены. Также отмечаются циркон, форстерит, цоизит, кварц, сидерит, монацит.

Исследованные вещественные особенности золота из руч. Ветвистого и его притока руч. Рыжего подчеркивают его поступление в аллювиальную россыпь через промежуточный коллектор. Высокопробные каймы, развитые почти на всех золотинах и измеренные на восьми из них, имеют различную, преимущественно высокую, пробность. В ходе морфологического анализа россыпного золота установлено отсутствие корреляционных связей между критериями «крупность», «форма», «окатанность», «пробность», «наличие гипергенных кайм».

Дальнейшие исследования шлихового золота района среднего течения р. Селеннях будут посвящены сравнительному анализу морфологических особенностей россыпного золота и вещественному составу шлиховых фракций.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимирцева О. В., Коноплев В. А., Березнев М. В. Состав и золотоносность неогеновых отложений среднего течения р. Селеннях (Момский, Абыйский районы, Республика Саха (Якутия)) // Руды и металлы. – 2023. – № 1. – С. 17–24.

2. Прасолов А. М., Владимирцева О. В. Морфологический анализ россыпного золота при прогнозировании нетепличных источников аллювиальных россыпей / Новое в познании процессов рудообразования : Двенадцатая Российская молодежная научно-практическая Школа. – Сборник материалов [Электронный ресурс]. – М. : ИГЕМ РАН, 2023. – С. 169–172.
3. Протопопов Г. Х., Трущелев А. М., Кузнецов Ю. В., Радулевич Я. А. [и др.]. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Листы Q-54 – Усть-Нера. Объяснительная записка. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2020. – 843 с.

**Соколова Л. А.<sup>1,2</sup>, Якубович О. В.<sup>2</sup>, Лейбгам П. Н.<sup>3</sup>,  
Черных А. И.<sup>4</sup>, Наумов Е. А.<sup>3</sup>, Аносова М. О.<sup>5</sup>**

<sup>1</sup> СПбГУ, г. Санкт-Петербург, <sup>2</sup> ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург,

<sup>3</sup> ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, <sup>4</sup> ООО «УК Полюс», г. Москва, <sup>5</sup> ГЕОХИ РАН, г. Москва

### **(U,Th)-He ДАТИРОВАНИЕ ПИРИТА ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ РУД КАЛАРСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)**

Каларское золото-серебряное рудопроявление располагается в западной части Алтае-Саянской складчатой области, в пределах Кабурчакской ранне-среднедевонской вулканотектонической структуры (ВТС). Кабурчакская ВТС сложена раннедевонскими породами учулено-казаньского риолит-андезит-базальтового комплекса [1]. Рудная минерализация рудопроявления относится к промежуточно сульфидизированному подтипу (intermediate-sulfidation) эпитеpмального типа [3, 9].

Ранее возраст рудной минерализации Каларского рудопроявления оценивался Ar-Ag методом по серициту из метасоматитов –  $396 \pm 3,8$  млн лет [6] и U-Pb методом по циркону из риолит-порфиров –  $379,5 \pm 1,6$  млн лет [5]. Геохронологические оценки времени формирования руд различаются, что, вероятно, указывает на сложную и/или длительную эволюцию вулкано-магматической системы.

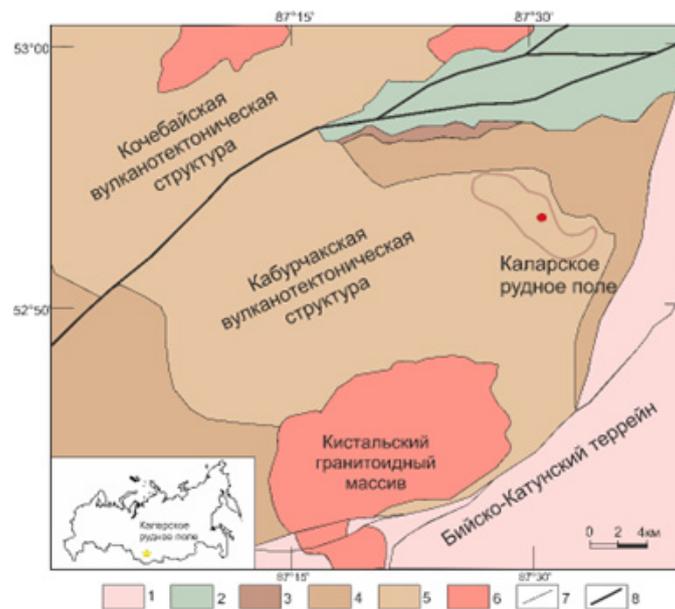
Целью данной работы является определение возраста образования рудной минерализации с помощью прямого датирования пирита.

(U,Th)-He датирование основано на альфа-распаде изотопов урана и тория. Для получения (U,Th)-He возраста минерала необходимо измерить концентрации изотопов U, Th и He [11]. Исследования устойчивости гелия в кристаллической решетке пирита показали, что пирит имеет высокую сохранность гелия и может быть использован в качестве (U, Th)-He геохронометра [14].

Для исследования были выбраны несколько фрагментов керна двух скважин, располагающихся в центральной зоне рудопроявления (7к и С-2). Из выбранных фрагментов были изготовлены аншлифы, детально описана минерализация [3, 9], после чего из аншлифов вручную извлекались зерна для датирования.

Концентрации радиогенного гелия в образце измерялись на масс-спектрометре МСУ-Г-01-М в ИГГД РАН [15]. Для этого навеска из нескольких зерен (1–4) массой до 2 мг помещалась в кварцевую ампулу и запаивалась в форвакуумных условиях. Далее ампула с образцом помещалась в масс-спектрометр, где измерялась концентрация гелия методом ступенчатого нагрева. После измерения, ампула извлекалась, и образец подготавливался для измерения концентраций урана и тория методом изотопного разбавления с использованием смешанного трассера  $^{235}\text{U}$ – $^{230}\text{Th}$ . Растворение образца происходило в закрытых тefлоновых бюксах в автоклаве с использованием плавиковой, азотной и хлорной кислот на протяжении 48 часов при температуре 220 °С. Концентрации U и Th измерялись на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELEMENT XR в ГЕОХИ РАН.

Для контроля измерений на всех этапах параллельно проводилось измерение концентраций гелия, урана и тория в пустых кварцевых ампулах. Также для контроля достоверности аналитических данных использовался апатит Durango (международный стандарт для датирования (U, Th)-He методом). Для выявления внутренних структур пирита в исследуемых аншлифах



**Рис. 1. Схема расположения Каларского рудного поля на геологической схеме, по [9]:**

1 – известняки и глинисто-кремнистые сланцы; 2 – вулканогенно-осадочные породы, базальты и песчаники; 3 – конгломераты, песчаники; 4 – лавы и туфы основного и среднего состава; 5 – туфы среднего и кислого состава; 6 – граниты и порфиоровые граниты; 7 – геологические границы; 8 – разломы

было проведено структурное травление с помощью щелочного раствора перманганата калия. Для этого поверхность аншлифа, из которого ранее извлекалось зерно для датирования, обрабатывалась раствором. Полученные структуры изучались с помощью рудного микроскопа [4].

Для трех фрагментов породы было получено 10 значений возрастов. Для всех образцов концентрации U и Th выше фоновых значений. Образцы из разных скважин имеют разные концентрации урана и разное U/Th отношение. Полученные значения (U, Th)-He возраста пирита характеризуются дисперсией возрастов от 328 до 402 млн лет. При этом значения имеют равномерное распределение на всем интервале. Была выделена зависимость возраста от размера зерна: зерна большего размера имеют более молодые значения (U, Th)-He возраста. Большой разброс значений (U, Th)-He возраста в исследуемом пирите может быть связан как с открытым поведением (U, Th)-He системы (происходит при потере и/или привносе материнских изотопов урана и тория или дочернего изотопа гелия), так и с наличием нескольких генераций пирита разного возраста.

Факторами, влияющими на открытое поведение (U, Th)-He системы в пирите могут быть: потеря материнских изотопов урана и тория при взаимодействии с грунтовыми водами [13] и/или за счет неполного растворения включений труднорастворимых минералов (циркон, рутил) в ходе аналитических исследований; захват гелия в виде газовой-жидких включений [12]; имплантирование радиогенного гелия в кристаллическую решетку [8]; термическая потеря гелия [11]. Однако контроль отбора проб, соблюдение аналитической методики, анализ результатов измерений и детальное изучение устойчивости гелия в пирите [14] позволяют сделать вывод, что (U, Th)-He система в данном случае не является открытой.

В результате структурного травления аншлифов было отмечено зональное строение отдельных зерен пирита. Это наблюдение с учетом данных о сложном строении рудных жил позволяет предположить наличие нескольких генераций пирита. Таким образом, большая дисперсия значений возраста может отражать наличие в пробе пирита из разновозрастных генераций. Полученные значения возраста проявляют большую дисперсию в диапазоне от становления Кистальского массива [2] (403–404 млн лет) и до коллизионных событий серпуховского века [1] (323–330 млн лет). Пирит может перекристаллизовываться/новообразовываться при метаморфических и метасоматических событиях [7, 10]. Выявленная зависимость возраста от размера зерна может косвенно подтверждать наличие процесса перекристаллизации/новообразования,

сопровождающегося его укрупнением. Таким образом, широкий разброс (U, Th)-He возрастов может быть связан либо с длительной историей развития гидротермальной системы, либо с более поздним наложенным событием, которое привело к появлению поздних генераций пирита.

*Работы по изучению (U, Th)-He возраста пирита выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ 22-77-10088.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабин Г. А., Зейферт Л. Л., Шигрев А. Ф. и др. Легенда Алтае-Саянской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). – Новокузнецк: Запсибгеолсъемка, 2006.
2. Вареник А. В. и др. Поисковые работы на золото-серебряное оруденение в пределах перспективных участков Красногорско-Кабурчакской площади (Кемеровская область): геологический отчет о результатах работ. – Новосибирск : СНИИГиМС, 2020.
3. Лейбгам П. Н. Минералого-геохимические характеристики Каларского Au-Ag рудопоявления (Горная Шория) // Магистерская диссертация. – М., 2021.
4. Сафина Н. П., Новоселов К. А. Микроскопические методы исследований в рудной геологии // Учебное пособие. – Миасс: УрО РАН, 2011.
5. Уваров А. Н. и др. ГДП-200 листа N-45-XXVIII (Таштагольская площадь). – Елань, 2014.
6. Черных А. И., Неволько П. А., Борисенко А. С. Эпитермальное золото-серебряное оруденение Кабурчакского рудного узла (Горная Шория) – особенности локализации, минералогия и возраст // Минералогия, рудные и нерудные полезные ископаемые. – 2013. – Т. 15, № 3. – С. 76–82.
7. Barrie C. D., Pearce M. A., Boyle A. P. Reconstructing the pyrite deformation mechanism map // Ore Geology Reviews. – 2011. – 39(4). – P. 265–276.
8. Farley K. A., Wolf R. A., & Silver L. T. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1996. – 60(21). – P. 4223–4229.
9. Leibham P. N. Au-Ag mineralization of the Kalar orefield, GornayaShoriya, Russia // The 16th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA). The critical role of minerals in the carbon-neutral future. New Zealand. – V. 1. – P. 192–195.
10. Vikentyev I. V., Belogub E. V., Novoselov K. A., Moloshag V. P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals // Ore Geology Reviews. – 2017. – V. 85. – P. 30–63.
11. Reiners P. W., Carlson R. W., Renne P. R., Cooper K. M., Granger D. E., McLean N. M., and Schoene B. // Geochronology and thermochronology. – 2018. – P. 464.
12. Stuart F. M., Turner G., Duckworth R. C., & Fallick A. E. Helium isotopes as tracers of trapped hydrothermal fluids in ocean-floor sulfides // Geology. – 1994. – 22(9). – P. 823–826.
13. Yakubovich O., Vikentyev I., Ivanova E., Podolskaya M., Sobolev I., Tyukova E., Kotov A. U-Th-He Geochronology of Pyrite from Alteration of the Au-Fe-Skarn Novogodnee-Monto Deposit (Polar Urals, Russia) – The Next Step in the Development of a New Approach for Direct Dating of Ore-Forming Processes // Geosciences. – 2021. – 11(10). – P. 408.
14. Yakubovich O. V., Gedz A. M., Vikentyev I. V., Kotov A. B., Gorokhovskii B. M. Migration of Radiogenic Helium in the Crystal Structure of Sulfides and Prospects of Their Isotopic Dating // Petrology. – 2019. – 27(1). – P. 59–78.
15. Yakubovich O., Podolskaya M., Vikentyev I., Fokina E., & Kotov A. U-Th-He geochronology of pyrite from the Uzelga VMS deposit (South Urals) – new perspectives for direct dating of the ore-forming processes // Minerals. – 2020. – 10(7). – P. 1–20.

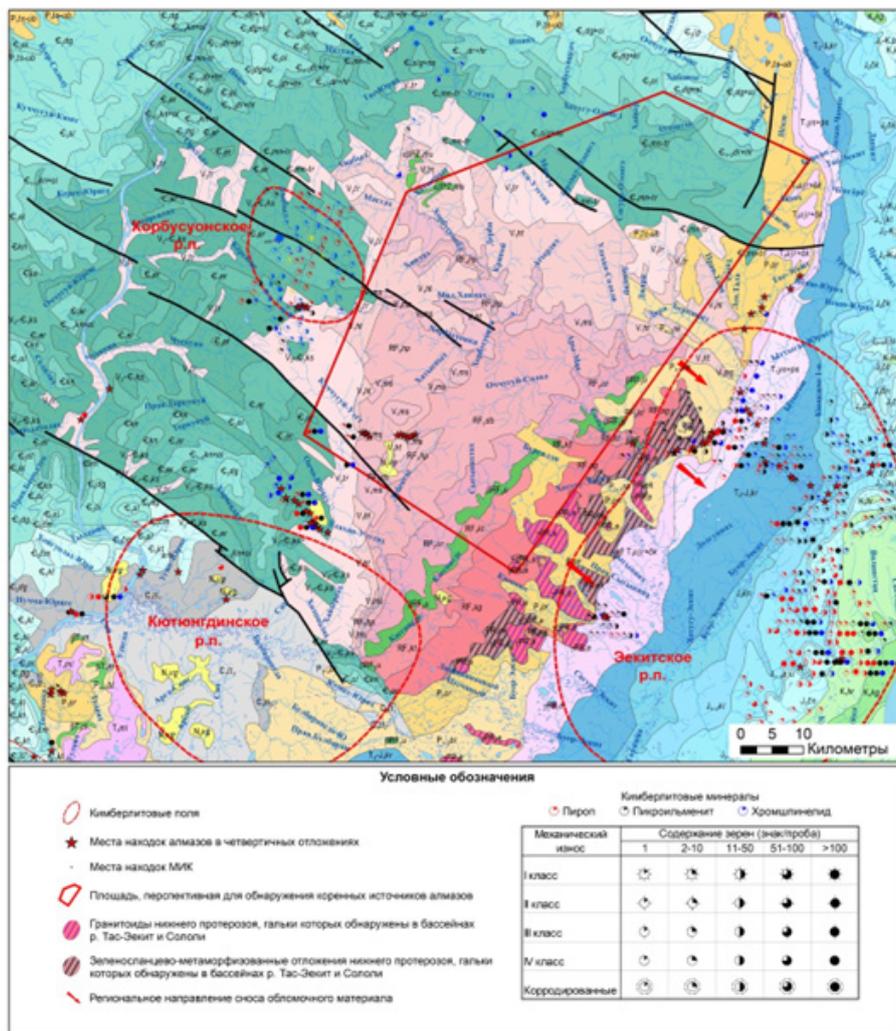
## АНАЛИЗ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ДОЛИННЫХ ОСАДКОВ РЕК В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ НАПРАВЛЕНИЙ И ДАЛЬНОСТИ ТРАНСПОРТИРОВКИ АЛМАЗОВ И МИНЕРАЛОВ-ИНДИКАТОРОВ КИМБЕРЛИТОВ

Северная часть Оленекского поднятия относится к Арктической зоне РФ и расположена в пределах Булунского улуса Республики Саха (Якутия). Какая-либо инфраструктура на изучаемой территории отсутствует. Гидросеть района хорошо развита и достаточно разветвлена. Основными водотоками являются реки Тас-Экит, Беркякит, Сололи, Улахан-Сололи, Хорбусуонка и др.

В геологическом строении рассматриваемой территории принимают участие отложения нижнего и верхнего протерозоя, весьма фрагментарно развиты отложения кембрия, перми и триаса (рис. 1), отложения четвертичного возраста развиты повсеместно.

На сопредельной территории известно Хорбусуонское рудное поле с установленными кимберлитовыми телами, возраст которых обычно относят к юре. Однако признаков алмазности в кимберлитовых телах не установлено.

Следует отметить, что поисковые работы в северной части Оленекского поднятия велись предшественниками весьма фрагментарно (на наиболее перспективных, по их мнению, участках).



**Рис. 1.** Геологическое строение территории с указанием основного направления переноса обломочного материала и находки МИК и алмазов

Начиная с 1970-х годов возможность открытия коренных месторождений алмазов в пределах северной части Оленекского поднятия прогнозировали многие исследователи: В. Ф. Кривонос, В. Т. Подвысоцкий, Л. А. Зимин, Ю. А. Ломакин, С. А. Граханов и многие другие. В пределах данной территории, особенно по ее периферии, известны многочисленные россыпи и россыпепроявления алмазов, а также ореолы рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов (МИК), включающие в себя пиропы, пикроильмениты и хромшпинелиды в т. ч. I и II классов износа при резком доминировании III и IV классов (см. рис. 1).

Тем не менее, поисковые работы, проведенные здесь в различные годы, не позволили выявить коренные месторождения алмазов. По мнению автора, рудные поля (на примере Эекитского) были выделены исключительно по обнаруженным МИК, не беря во внимание дальний перенос обломочного материала, в т. ч. МИК и алмазов.

Были предприняты работы по переинтерпретации материалов работ предшественников в целях выявления особенностей формирования осадков долин рек, для решения вопроса о дальности транспортировки и направлений сноса обломочного материала (в т. ч. алмазов и МИК). Данная цель была поставлена, так как, по мнению большинства исследователей, изучавших алмазы Сололийского поднятия, установлено, что алмазы представлены полигенной смесью, вероятно, из разных (нескольких) источников, которые на сегодняшний день не обнаружены [3].

Для определения дальности и направлений сноса обломочного материала по производственным отчетам работ предшественников были проанализированы особенности геологического и геоморфологического строения северной части Оленекского поднятия, особенности строения речных долин, вещественный состав четвертичных осадков, а также особенности гранулометрического состава, который показывает гидродинамическую активность потоков.

Специфической особенностью времени четвертичного осадконакопления изучаемой территории было наличие оледенения, наложившее значительный отпечаток на специфику формирования всего комплекса четвертичных отложений и комплекса осадков, слагающих долины современных рек. Данное обстоятельство отмечалось и ранее в работах Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА», в которых было установлено развитие флювиогляциальных отложений в пределах Оленекского поднятия [5]. Нами была сделана попытка переинтерпретации материалов шлихо-минералогического и мелкообъемного опробования, выполненного ранее в целях локализации источника сноса алмазов и МИК, выявленных ранее.

Анализ особенностей строения речных долин северной части Оленекского поднятия показывает следующее: долины всех крупных рек (в т. ч. содержащие россыпи алмазов и ореолы МИК) имеют корытообразную или трапециевидную форму. Для них весьма характерно плоское днище с часто встречающимися озеровидными расширениями. Само днище выполнено валунно-галечным материалом, зачастую с глыбами и валунами. Данный тип отложений может быть объяснен их флювиогляциальным генезисом, так как для их формирования требуются колоссальные объемы воды, которые могут быть обеспечены таянием ледникового покрова и спусками временных ледниковых озер. Обычно такие отложения перекрыты тонкодисперсным материалом, вероятно, аллювиального генезиса (рис. 2). Зачастую грубообломочный материал содержит перенесенные от источников на десятки километров гальки горных пород,

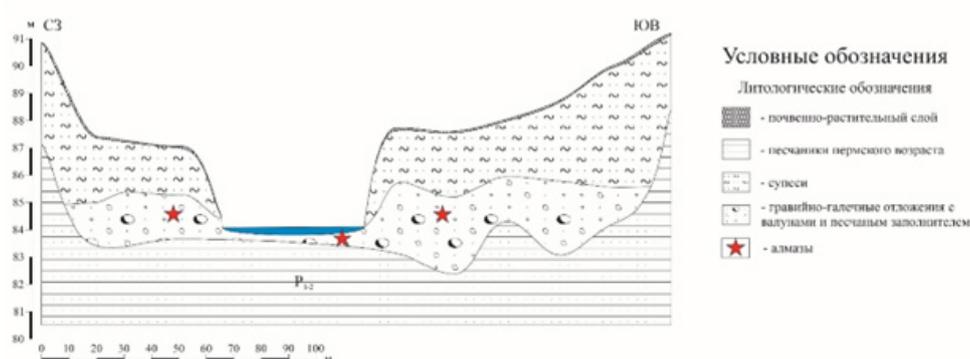


Рис. 2. Типовой разрез речной долины изучаемого района на примере р. Сололи

которые можно считать маркерами (для данного региона примером являются гранитоиды и зеленосланцево-метаморфические образования нижнего протерозоя), что также подтверждает теорию о дальнем переносе материала. Протяженность описываемых долин достигает в пределах Оленекского поднятия десятки километров, ширина может достигать первых километров (например, низовье рек Сололи, Тас-Эекит). Какая-либо слоистость или сортировка материала отсутствует. МИК и алмазы обнаружены работами предшественников по всему разрезу грубо-обломочных отложений.

Таким образом, по всем признакам эти долины являются долинами стока талых ледниковых вод, для которых характерно перемещение материала, в т. ч. алмазов и МИК, в водно-гравитационных потоках на дальние расстояния. Формирование подобного рода долин, как правило, связано с катастрофическими спусками временных ледниковых озер. Образование такого типа осадков происходит за счет разрушения в процессе таяния ледниковых бортов озера, а сброс воды осуществляется по типу водно-гравитационного потока, в движение приводится мореносодержащий лед из состава борта озера, а также осадки, слагающие дно озера [1, 2, 4]. Подобный тип потоков совместно с дальностью переноса объясняет весьма сильную степень окатанности обнаруженных работами предшественников МИК.

Для потоков водно-гравитационного типа известно весьма специфичное распределение компонентов тяжелой фракции от источников захвата. Г. Ли очень хорошо изложил это в своих работах, изучая распределения пиропов и золота в Канаде при опробовании озера [5]. Было отмечено, что максимальная концентрация пиропов возникает на расстоянии 10 км от источника захвата и может проследиваться на расстоянии до 100 км. Однако в 1960-х годах еще не была разработана классификация водно-ледниковых осадков и свойственных им ореолов рассеяния МИК.

В дальнейшем в работе Лаврушина Ю. А. и Голубева Ю. К. [4] отложения озера были отнесены к водно-гравитационному типу. Главным выводом стал установленный факт, что результативно опробовать возможно любую часть водно-гравитационных потоков (в т. ч. и озера).

Как уже было сказано, алмазы и МИК в водно-гравитационных потоках не приурочены к базальным частям, а распределены по всей его мощности (см. рис. 2) [2]. В современный аллювий алмазы и МИК попадают из галечников путем их размыва современным руслом рек.

Как уже было отмечено выше, в современных четвертичных россыпях алмазов и ореолов МИК в гальке современных аллювиальных отложений рек Сололи и Тас-Эекит работами предшественников были обнаружены гальки гранитоидов и зеленосланцево-метаморфических пород. Учитывая весьма локальное развитие выше описанных пород, можно говорить о дальности переноса материала на расстояние десятков километров (дальний снос), региональное направление сноса определяется как с северо-запада на юго-восток. Кроме того, отмечается весьма сильный износ обнаруженных работами предшественников МИК, что также может свидетельствовать о дальнем переносе (см. рис. 1).

Таким образом:

1. Стоит отметить важность анализа особенностей строения речных долин, вещественного состава осадков, слагающих долины современных рек. Это позволяет сделать заключение о дальности транспортировки алмазов и МИК и, в конечном счете, определить площадь мобилизации МИК и алмазов.

2. Россыпи алмазов и ореолы МИК Оленекского поднятия имеют признаки дальнего сноса в потоках водно-гравитационного типа.

3. Большая часть алмазов сосредоточена в грубообломочных отложениях (галечниках), слагающих днища современных речных долин (вероятно, флювиогляциального генезиса), которые перекрываются тонкодисперсным материалом (современным аллювием). В современные аллювиальные отложения алмазы попадают путем размыва галечников современным руслом и переотложения материала. Данный вывод совпадает с представлениями С. А. Тихогласова и А. А. Тамбовцева (предшественники).

4. По комплексу признаков региональное направление сноса материала, в т. ч. алмазов и МИК, с северо-запада на юго-восток. Вероятную дальность переноса можно оценить в десятки километров.

5. Подобное направление переноса обломочного материала, а также интерпретация находок МИК и алмазов работами предшественников, позволяет предположить их мобилизацию с площади, расположенной между Хорбусуонским рудным полем и Экиским рудным полем Оленекского поднятия (см. рис. 1). Следует отметить, что ранее в пределах данной части территории поисковые работы на алмазы проводились в минимальном объеме на локальных участках, в связи с чем практически отсутствуют данные о наличии в ее пределах находок алмазов и МИК (прямых признаков алмазоносности).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубев Ю. К., Прусакова Н. А. Современный подход к прогнозированию коренных месторождений алмазов в Арктической зоне Якутии // Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ–НИГП АК «АЛРОСА». – 2018. – С. 58–63.
2. Голубев Ю. К., Прусакова Н. А., Лукьянова Л. И. Опыт выявления возможных коренных источников алмазных россыпей Арктической зоны Якутии // Отечественная геология. – 2017. – № 1. – С. 54–67.
3. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М. : Недра, 2003. – С. 361–365.
4. Лаврушин Ю. А., Голубев Ю. К. Особенности строения и формирования водно-ледниковых отложений // ДАН. – 1996. – Т. 346, № 5. – С. 647–649.
5. Тамбовцев А. А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения реки Оленек. Отчет Хорбусуонской партии о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисковых работах на алмазы на площади листов R-51-30, 31, 32 в 1983–1988 гг., 1988 г. – С. 267–287.
6. Lee H. A. Glacifocus reseach // Geol. Surv. Canada Paper 67-1. Pt. A. 1967.

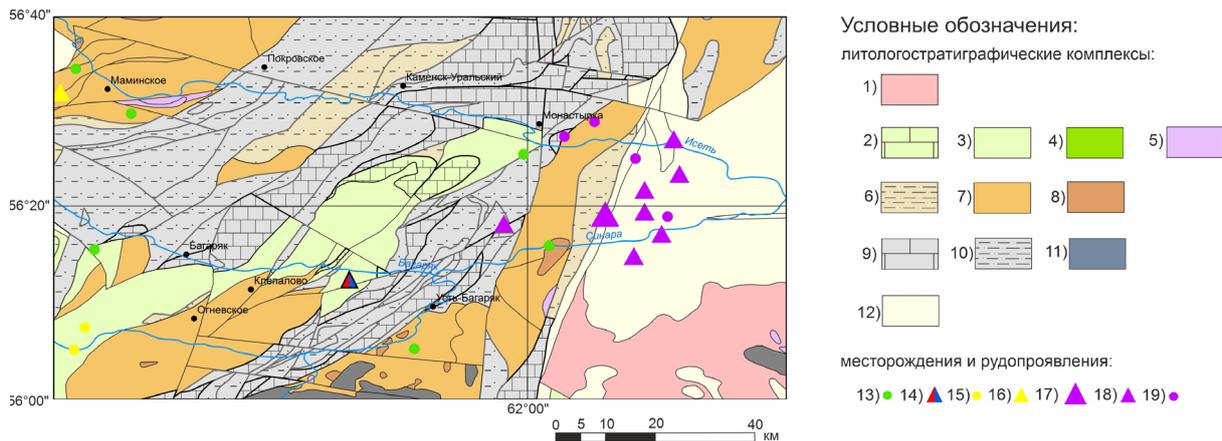
**Столяров И. О.**<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, <sup>2</sup> ФГАОУ ВО «РУДН», г. Москва

#### ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СИНАРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

На сегодняшний день в металлогеническом направлении рудной геологии вопросы палеотектонической позиции медно-порфировых месторождений и рудопроявлений весьма важны и перспективны. Синарское рудное поле является одним из многочисленных медно-порфировых объектов Урала, однако большинство известных к настоящему времени (разведанных) месторождений порфиروهого семейства располагаются южнее (Южный Урал) и не перекрыты платформенным чехлом. Поиски медно-порфировых месторождений в пределах участков, перекрытых платформенным чехлом молодой Западно-Сибирской платформы, могут стать одним из наиболее перспективных направлений поисковых работ в данном регионе.

В тектоническом плане Синарское рудное поле располагается в пределах Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской зоны Восточно-Уральской мегазоны [5]. Становление медно-порфирового оруденения в пределах данного региона связано с закрытием Палеоуральского океана, в особенности с проявлением магматизма (внедрение порфировых интрузивов) на завершающей коллизионной стадии. Территория района Синарского рудного поля (средне-нижнее течение реки Синары) характеризуется в первую очередь значительной распространенностью вулканических образований девонского возраста (*терригенно-вулканогенная толща раннего–среднего девона и рудянская толща среднего девона*), интрузивные комплексы занимают подчиненное положение и распространены в меньшей степени, что, возможно, свидетельствует о меньшей величине денудационного (эрозионного) среза [2] по сравнению с другими металлогеническими провинциями и районами, характеризующимися наличием месторожде-



**Рис. 1. Формационная литологостратиграфическая схема района Синарского рудного поля:** 1 – дорудные (RF–O); 2–5 – предрудные (O–S): 2 – карбонатные, 3 – вулканогенные стратифицированные, 4 – интрузивные, 5 – офиолитовые; 6–8 – рудные (D): 6 – терригенные (7 – вулканогенные стратифицированные, 8 – интрузивные; 9–11 – пострудные (C): 9 – карбонатные, 10 – терригенные; 11 – интрузивные; 12 – перекрывающие формации; 13 – порфировые рудопроявления; 14 – малые колчеданные полиметаллические месторождения; 15, 16 – золото-кварц-сульфидные: 15 – рудопроявления, 16 – малые месторождения; 17–19 – алюминиевые боксит-латеритные: 17 – средние месторождения, 18 – малые месторождения, 19 – рудопроявления

ний порфирового семейства (Алтае-Саянская складчатая область, осевые части Уральской системы и т. д.) [4], которые более длительное время находились в условиях интенсивной денудации.

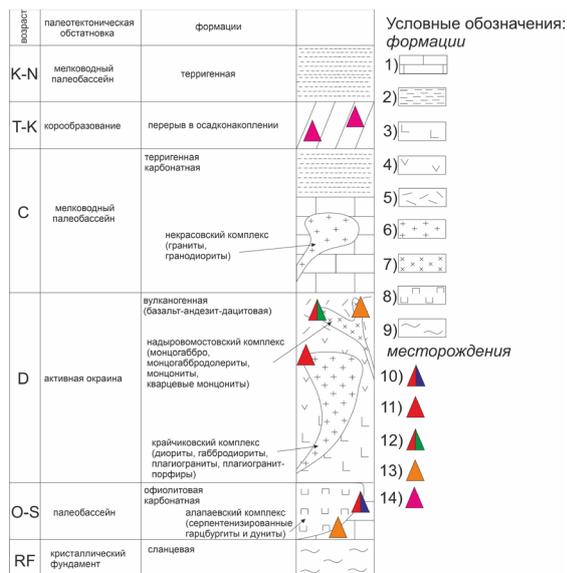
Данное обстоятельство может являться определенной предпосылкой для наличия в пределах района Синарского рудного поля больших по размерам месторождений порфирового семейства, поскольку денудационный срез мог не затронуть в значительной степени рудные тела, в отличие от ряда других металлогенических провинций, характеризующихся наличием месторождений порфирового семейства. Также малая эродированность может позволить с высокой степенью достоверности реконструировать палеотектонические обстановки формирования тектонических структур и рудопроявлений Синарского рудного поля (рис. 1).

Наиболее древними стратифицированными образованиями в районе Синарского рудного поля являются ордовик-силурийские терригенные толщи [5], также фрагментарно встречены офиолитовые комплексы среднего ордовика, что свидетельствует о существовании в раннем палеозое океанического бассейна (Палеоуральский океан).

Вторым структурным этажом является девонский вулканоплутонический пояс (Алтынайский андезитовидный вулканоплутонический пояс) [3], который в своем строении имеет две стратифицированные вулканогенные толщи – *терригенно-вулканогенная толща раннего-среднего девона* (кремнистые терригенные породы и базальты) и более поздняя среднедевонская *рудьянская толща* (непрерывная базальт-андезит-дацитовая формация) [5]. Интрузивные образования данного структурного этажа представлены в первую очередь *крайчиковским комплексом*, с которым и связана большая часть медно-порфирового оруденения Синарского рудного поля (Крайчиковское медно-порфировое рудопроявление).

Комплекс является трехфазным, первая фаза характеризуется внедрением диоритов и габбродиоритов, вторая фаза – плагиогранитов и плагиогранит-порфиров [5]. Также в девонском структурном этаже выделяется *надрывомостовский комплекс* позднего девона, представленный небольшими гипабиссальными интрузиями (монцогаббро, монцогаббродолериты, монциты и кварцевые монциты, а также кварцевые сиениты и граносиениты). Именно с данным комплексом может быть связано Чекуровское молибден-медно-порфировое рудопроявление в пределах Синарского рудного поля [5].

В тектоническом плане вулканоплутонический пояс расположен в рифтогенной грабен-синклинали, при этом в пределах прогибов накоплены вулканогенно-терригенные толщи, а на «плечах» – вулканогенные и плутоногенные, объединяя отдельные грабен-синклинали в вул-



**Рис. 2. Металлогенограмма Синарского рудного поля:**

формации: 1 – карбонатная, 2 – терригенная, 3 – вулканогенная (основного состава), 4 – вулканогенная (среднего состава), 5 – вулканогенная (кислого состава), 6 – преимущественно гранитоидная, 7 – преимущественно монзонитовая, 8 – офиолитовая, 9 – сланцевая; месторождения: 10 – колчеданные полиметаллические, 11 – медно-порфировые, 12 – молибден-медно-порфировые, 13 – золото-сульфидно-кварцевые, 14 – алюминиевые (боксит-латеритные)

кано-плутонические пояса [3]. Подобное тектоническое строение вулcano-плутонического пояса является весьма типичным для Среднего и Южного Урала, в поясах с подобным тектоническим строением были выявлены крупнейшие уральские месторождения медно-порфирового семейства – Михеевское и Томинское.

Третьим структурным этажом является каменноугольный, который широко представлен в районе Синарского рудного поля. В пределах данного структурного этажа широко распространены терригенные и карбонатные толщи, сформированные в условиях мелководного палеобассейна, местами прорванные интрузиями *некрасовского комплекса* ранне-среднекарбонного возраста (граниты и гранодиориты) [5].

Верхним структурным этажом служит мел-палеоген-неогеновый платформенный чехол Западно-Сибирской платформы, который практически повсеместно перекрывает структуры герцинского складчатого фундамента.

С точки зрения металлогении к нижнему структурному этажу (ордовик–силур) приурочены колчеданно-полиметаллические месторождения (Колпаковское месторождение) и небольшие рудопроявления золота (Слободчиковское, Юшковское, золото-сульфидно-кварцевая формация). С девонским структурным этажом связаны медно-порфировые и молибден-меднопорфировые рудопроявления, располагающиеся непосредственно в пределах Синарского рудного поля, и малые месторождения золота (Маминское, золото-кварц-сульфидная формация). Также в непосредственной близости от Синарского рудного поля немало месторождений и рудопроявлений алюминия (Сухарниковское, Пироговское, Зырянское, Южно-Борисовское и др.), формирование данных объектов связано с этапом корообразования в эпоху, предшествующую верхнемеловой трансгрессии, по стартифицированным терригенным, карбонатным и вулканогенным толщам, а также интрузивам ордовика, силура, девона и карбона (рис. 2).

Таким образом, потенциально перспективные объекты Синарского рудного поля были сформированы в середине девона в пределах андезитоидного вулcano-плутонического пояса в условиях субдукции на активно-континентальной окраине на кристаллическом фундаменте позднего протерозоя. Небольшой уровень денудационного (эрозионного) среза, по-видимому, обеспечил высокую степень «сохранности» потенциальных рудных тел Синарского рудного поля.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Благоволин Н. С., Шевченко В. К. Магматические тела и проблема денудационного среза // Геоморфология. – 1977. – № 1. – С. 27–37.
2. Мигачев И. Ф., Звездов В. С., Минина О. В. Формационные типы медно-порфировых месторождений и их рудно-магматические системы // Отечественная геология. – 2022. – № 1. – С. 26–48.

3. Минина О. В., Мигачев И. Ф. Медно-порфировые провинции и зоны Южного Урала (прогнозно-металлогеническое районирование) // Отечественная геология. – 2018. – № 1. – С. 26–41.
4. Старостин И. А., Гирфанов М. М., Ярцев Е. И. Геологическое строение, метасоматическая и «скрытая» минералогическая зональность медно-порфирового месторождения Кызык-Чадр (Республика Тыва) // Вестник Московского университета. – 2022. – № 5. – С. 90–94.
5. ГТК 1 : 1 000 000 и объяснительная записка. Лист О-41 (Екатеринбург) / Под ред. Жданова А. В., 2011.

**Сучков А. В.<sup>1</sup>, Кондрикова А. П.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУ «ВИМС», г. Москва, <sup>2</sup> ФГБУН ИГЕМ РАН, г. Москва

### **ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ИЮЛЬСКОЙ ГРУППЫ ПРОЯВЛЕНИЙ ТЫРГЕТУЙ-ЖИПКОШИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)**

Тыргетуй-Жипкошинская площадь находится в пределах центральной части Тыргетуй-Жипкошинской металлогенической зоны, которая охватывает Агинскую структурно-формационную зону и ограничена с запада Онон-Туринским, с севера – Монголо-Охотским, а с востока – Восточно-Агинским глубинными разломами.

Площадь приурочена к сочленению Адагулик-Хотогорского и Булаткинского разломов, что определяет закономерности размещения зон сурьмяной минерализации в региональном плане. Адагулик-Хотогорская зона разломов параллельна основному шву Центрально-Агинской системы надвигов и сбросов, проявлена зонами брекчирования, милонитизации, катаклаза, системами кварцевых жил и даек гранит-порфиров шахтаминского комплекса [4]. Булаткинская зона разломов проявлена системами трещиноватости.

Сурьмяные проявления Тыргетуй-Жипкошинской площади локализуются в терригенных породах агинской ( $P_3$ - $T_1ag$ ) и реже зуткулейской ( $T_1zt$ ) свит акша-илинской серии, которая в целом представлена пачками песчаников, алевролитов с гравелитами и конгломератами. Наиболее известна Июльская группа сурьмяных проявлений: Солнечный Ключ, Право-Нарын-Булакское, Верхне-Нарын-Булакское, Хамхактейское, Хараганашское, Булактинское и ряд перспективных геохимических аномалий.

Рудопроявления Июльской группы локализованы в терригенных породах акша-илинской серии (верхняя пермь–нижний триас), слагающей Акшинский мегасинклинорий. Терригенные отложения прорваны юрскими интрузиями шахтаминского комплекса. Сурьмяная минерализация проявлена в узлах пересечения разрывных нарушений, связана с отдельными жилами, зонами окварцевания и брекчирования.

Сурьмяная минерализация, по данным Комина и др. [2], относится к кварц-антимонитовому типу вулканогенной гидротермальной группы и характерна для перивулканических и субвулканических зон областей орогенеза тектоно-магматической активизации [1].

Рудная минерализация выявлена в кварцевых брекчиях. Брекчии представлены интенсивно дробленными мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и гравелитов агинской свиты. Цементом брекчий служит многостадийный кварц с интенсивной сульфидизацией, представленной исключительно антимонитом. Гидротермально-метасоматические изменения терригенных пород агинской свиты выражены преимущественно в аргиллизации, а также окварцевании и сульфидизации.

Антимонит кварцевых брекчий концентрируется в прожилках низкотемпературного сахаровидного кварца [3]. Рудный минерал встречается в виде двух генераций: ранний антимонит наблюдается в виде ксеноморфных кристаллов, которые образуют в породе шпирсы, гнезда и прожилки. Антимонит поздней генерации образуется в результате перекристаллизации зерен первой генерации и представлен удлиненными пластинчатыми и игольчатыми выделениями, которые формируют субпараллельные и разноориентированные агрегаты.

Антимонит крайне неустойчив в кислородных обстановках [6]: по рудному минералу нередко наблюдаются псевдоморфозы ксеноморфных и игольчатых кристаллов минерала группы ромеита, имеющих белый, ярко-желтый или зеленоватый цвет.

На основании полученных данных о геологических особенностях сурьмяных объектов центральной части Тыргетуй-Жипкошинской зоны, с учетом рудоконтролирующих факторов и критериев прогнозирования [1, 3–6] была разработана прогнозно-поисковая модель объектов ранга рудного поля с проявлениями сурьмяно-аргиллизитовой рудной формации кварц-золото-антимонитового типа.

Прогнозно-поисковая модель Июльской группы сурьмяных проявлений характеризуется следующими основными элементами-признаками.

*Структурно-тектонические элементы модели.* Площадь находится в зоне пересечения северо-восточной Адагулик-Хотогорской и северо-западной Булаткинской зон разломов. Адагулик-Хотогорская зона разломов размещается параллельно основному шву Центрально-Агинской системы надвигов и сбросов и проявлена зонами брекчирования, милонитизации, катаклаза, системами кварцевых жил и даек гранит-порфиров шахтаминского комплекса. Сурьмяная минерализация приурочена к узлам пересечения зон разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений.

Факторами, определяющими размещение рудных зон и тел, являются зоны брекчирования, милонитизации, катаклаза, трещиноватости, кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны. Зоны брекчирования, представленные кварцевыми тектоническими брекчиями, имеют преимущественно северо-восточное простирание. Падение зон брекчирования преимущественно крутое, редко пологое.

*Литолого-петрографические элементы модели.* Площадь поля сложена песчаниками, алевролитами, реже гравелитами и конгломератами агинской ( $P_3-T_1ag$ ) и реже зуткулейской ( $T_1zt$ ) свит акша-илинской серии.

*Метасоматические элементы модели.* Гидротермально-метасоматические изменения выражены в окварцевании, сульфидизации, аргиллизации вмещающих пород. Для тектонических брекчий характерны окварцевание, каолинизация и ожелезнение. Прослои антимонитсодержащих кварцевых брекчий приурочены к зонам аргиллизации вмещающих пород.

*Минералогические элементы модели.* При исследованиях отмечено, что с поверхности антимонит замещается железисто-сурьмяными охрами с примесью мышьяка, реже кобальта и меди. Это указывает на то, что первичные руды кроме антимонита могут содержать пирит, халькопирит и арсенопирит. В единичных случаях при изучении прозрачно-полированных шлифов были отмечены ксеноморфные выделения реальгара, что указывает на ассоциации сурьмяной и мышьяковой минерализации.

Главный рудный минерал – антимонит, который концентрируется чаще всего в прожилках низкотемпературного кварца, секущих тектонические кварцевые брекчии в различных направлениях. Вторичные минералы, сурьмяные охры представлены минералами группы ромеита: оксикальциоромеитом, «атопитом» и т. д.

*Геохимические элементы модели* проявлены через литохимические аномалии сурьмы, мышьяка (золота). Полевыми исследованиями показано, что выделенные рудные зоны соответствуют зонам интенсивной аргиллизации и отвечают литохимическим аномалиям сурьмы, мышьяка (золота). Наличие видимой «жильной» антимонитовой минерализации не всегда связано с литогеохимическими аномалиями.

Уровень эрозионного среза сурьмяного оруденения можно определить как среднерудный на основании постоянных повышенных содержаний элементов-спутников (мышьяк, серебро, золото), находящихся в соседних ячейках ряда зональности.

*Геофизические элементы модели.* Минерализованные зоны располагаются в градиентных зонах удельного сопротивления и поляризуемости, которые маркируют рудоконтролирующие и рудолокализирующие тектонические нарушения. К градиентным зонам удельного сопротивления и поляризуемости примыкают участки повышенной кажущейся поляризуемости и удельного сопротивления, которые отвечают полям развития окварцевания и сульфидизации.

Из полученной модели можно сделать следующий вывод: в центральной части площади в узлах сочленения крутопадающих субмеридиональных и северо-восточных минерализованных зон (зон брекчирования) прогнозируется увеличение мощности и содержания полезного компонента в рудных зонах.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бергер В. И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). – Л. : Недра, 1978. – 296 с.
2. Комин М. Ф., Ключарев Д. С., Волкова Н. М. Минерально-сырьевая база сурьмы в России: проблемы и решения // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 9–10. – С. 26–29.
3. Поярков В. Э. Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений (в порядке обсуждения) // Разведка и охрана недр. – 1962. – № 11. – С. 5–14.
4. Федорчук В. П. Генетические и промышленные типы месторождений сурьмы // Разведка и охрана недр. – 1974. – № 3. – С. 4–11.
5. Федорчук В. П. Геология сурьмы. – М. : Недра, 1985. – 267 с.
6. Федорчук В. П., Минцер Э. Ф. Геологический справочник по ртути, сурьме, висмуту. – М. : Недра, 1990. – 215 с.

**Тукаева К. И.<sup>1</sup>, Алексеев И. А.<sup>1</sup>, Машкин Д. А.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> СПбГУ, г. Санкт-Петербург, <sup>2</sup> ООО «ОГЕО-ПРОЕКТ», г. Санкт-Петербург

### **ОТРАЖЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ НА ПРИМЕРЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ**

Литогеохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) являются надежным геохимическим инструментом для поиска месторождений твёрдых полезных ископаемых. Особенно велика его поисковая роль в районах, где отмечается крайне плохая степень обнаженности горных пород. Крупные месторождения золота в районе проводимых авторами работ (к примеру, Наталка, Павлик) были выявлены не в последнюю очередь благодаря поискам по ВОР [2]. Однако, зачастую при поисковых работах бывает недостаточно получить данные по аномалиям ВОР золота, необходима также информация об элементах-спутниках золота, об элементах-«антагонистах», и элементах, отражающих зональность ореолов золота. В настоящей работе представлены результаты математической обработки аналитических данных, дающие подобную информацию по одному из объектов работ в Магаданской области.

Исследуемый участок расположен в пределах Верхнеколымского нагорья, ограниченного хребтами Сунтар-Хаята и Черского. Рельеф района можно охарактеризовать как субальпийно-типное среднегорье с характерными для Верхнеколымского нагорья мерзлотно-таежными и тундровыми криогенными ландшафтами, среди которых выделяются ландшафты эрозионно-денудационного и аккумулятивного рельефа.

В геологическом строении участка работ принимают участие морские терригенные и вулканогенно-осадочные отложения пермского возраста (атканская свита), прорванные многочисленными малыми интрузивными телами неро-бахапчинского комплекса (диориты, гранодиориты). Геологическое строение осложнено разноранговыми разрывными нарушениями, преимущественно субширотного простирания, значительная часть из которых имеет рудоконтролирующее значение. На слабометаморфизованные отложения пермского возраста были наложены метасоматические преобразования, а породы дайкового комплекса подвергнуты процессам безитизации, окварцевания, сульфидизации различной интенсивности.

В пределах участка работ предшественниками выявлены линейные зоны жильно-прожилковой и прожилково-вкрапленной сульфидно-кварцевой минерализации, приуроченные к зонам дробления и метасоматически измененными дайками гранодиоритов северо-западного простирания [1].

Фактическим материалом настоящих работ послужили результаты полевых работ, проводимых авторами в 2023 году. На полевом этапе были выполнены поиски по ВОР по сети 200 × 50 метров в объеме 2910 проб. Отбор проб осуществлялся из почвенного горизонта В с помощью штыковой лопаты, отбиралась мелкая песчано-глинистая фракция из копуш с глубины 0,1–0,6 м. Просушенные и просеянные через сито с размером ячейки 1 мм пробы отпра-

лялись в сертифицированную аналитическую лабораторию. Литогеохимические пробы проанализированы следующими методами: пробирный анализ с ICP-AES окончанием (на золото) и мультиэлементный ICP-AES с предварительным разложением проб в смеси кислот (вскрытие в 4-х кислотах) на широкий перечень элементов (36 элементов, включая Cu, Zn, Pb и др.). В полученных результатах лабораторных анализов заменялись значения НПО (нижний порог обнаружения) на 0,5·НПО и ВПО (верхний порог обнаружения) на 1,5·ВПО.

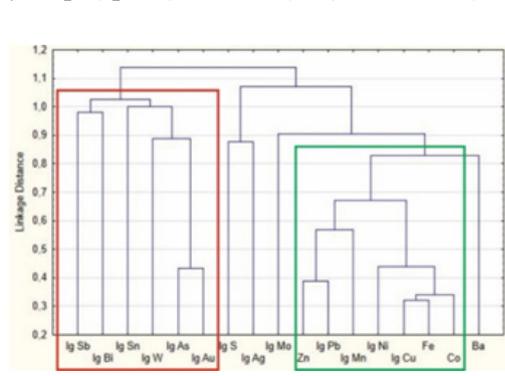
По подготовленной таблице с данными анализов по каждому элементу определялся характер распределения элементов (нормальное или логнормальное) и проводился отсев пунктов опробования с аномальным содержанием элемента для исключения влияния «эффекта самородка». На этапе интерпретации геохимических данных производился анализ геохимических данных посредством методов многомерной статистики (в программе Statistica), включающий в себя факторный (метод главных компонент) и кластерный анализы.

Предварительный анализ исходной выборки показал, что некоторые элементы имеют либо все измеренные содержания ниже НПО, либо крайне малое количество проб выше НПО. Поэтому было решено исключить из рассмотрения такие элементы. Для элементов, имеющих логнормальное распределение (к примеру, Au, As), при проведении факторного анализа использовались десятичные логарифмы содержаний этих элементов. Для элементов, имеющих нормальное распределение, использовались их настоящие измеренные концентрации. В результате обработки были получены факторные нагрузки после вращения факторной структуры, максимизирующего дисперсию (Varimax normalized). Выборка без элементов с большим количеством анализов ниже НПО также использовалась и при кластерном анализе, при котором анализировались полные связи между элементами с мерой расстояния – «1-Pearson r», по результатам которого была получена дендрограмма групп, связанных между собой элементов.

На следующем этапе обработки выполнялась визуализация результатов математической обработки геохимических данных в программе ArcGIS с помощью встроенного инструмента Geostatistical Analyst геостатистическим методом интерполяции «кригинг (простой, интерполяция)» с вручную задаваемым эллипсом анизотропии.

Полиэлементный фактор, полученный в результате анализа выборки данных при факторном анализе, в нашем случае служит довольно удачным полиэлементным показателем, значение которого для каждой пробы вычисляется как взвешенное среднее значение стандартизованных содержаний элементов, в формуле которого весовые коэффициенты представляют собой нагрузки элементов на этот фактор.

После анализа всего массива данных и по всем элементам был выполнен кластерный анализ, который ограничивался только рудными элементами (17 переменных), чтобы исключить лишнее влияние от не несущих рудную нагрузку элементов (рис. 1). По результатам построения дендрограммы выделено две группы. Первая (Au, As, W, Bi, Sb) похожа на ту, что была получена в кластерном анализе по всем элементам, т. е. это устойчивая ассоциация. Вторая – объединяющая мафические элементы и рудные. Здесь наиболее прочные связи внутри группы у пар (троек): Pb-Zn-(Mn) и Cu-Fe-(Co).



**Рис 1. Результаты кластерного анализа результатов литохимических поисков по ВОР по выборке с рудными элементами**

В итоге, по результатам кластерного анализа можно сказать, что анализируемая выборка может быть разделена по рудным ассоциациям на Au-As-W и Cu-Pb-Zn комплексы.

Затем по всей выборке проб и элементов по результатам факторного анализа было выделено 3 фактора, которые представляют практический интерес. Нагрузки факторов на переменные представлены в таблице.

В дальнейшем, при интерпретации результатов было принято, что структуры факторных нагрузок могут отражать особенности состава коренных пород, подстилающих почвы. Причем главным типам пород участка соответствуют четвертый и частично первый факторы выборки; а в шестом и частично первом факторах выделяются сугубо рудные ассоциации.

Таблица. Факторные нагрузки ( $n= 2910$ )

Элемент	Factor 1	Factor 4	Factor 6	Элемент	Factor 1	Factor 4	Factor 6
Al	0.47	0.08	0.04	lg Cu	0.79	0.02	-0.02
Ba	0.21	0.27	0.21	lg Li	0.28	0.01	0.19
Be	0.50	0.15	0.19	lg Mg	0.50	0.57	-0.14
Co	0.80	0.31	0.00	lg Mn	0.72	0.22	-0.01
Fe	0.81	0.13	0.07	lg Mo	0.36	-0.34	-0.09
Ga	0.15	0.03	-0.09	lg Ni	0.48	0.53	-0.02
K	0.22	0.01	0.02	lg P	0.33	0.12	-0.21
La	-0.19	-0.20	0.06	lg Pb	0.58	-0.07	0.03
Na	0.05	-0.02	-0.02	lg S	0.03	0.08	-0.25
Ti	0.17	-0.14	-0.28	lg Sb	0.03	0.00	0.07
Zn	0.78	-0.03	0.14	lg Sc	0.66	0.22	-0.25
lg Au	0.21	0.00	0.63	lg Sn	0.002	0.04	0.06
lg Ag	0.04	-0.11	-0.11	lg Sr	0.15	0.65	0.12
lg As	0.44	-0.15	0.55	lg V	0.29	0.21	-0.41
lg Bi	-0.02	-0.03	0.16	lg W	-0.01	0.01	0.37
lg Ca	0.30	0.72	0.08	lg Zr	-0.21	-0.03	-0.07
lg Cd	-0.09	0.11	0.32	Expl.Var	5.74	2.64	1.65
lg Cr	0.02	0.70	-0.18	Prp.Totl	0.17	0.08	0.05

Примечание. Значимые положительные нагрузки выделены зеленым шрифтом, отрицательные – красным, требующие внимания и слегка положительные – желтым.

Наиболее полезным для локализации продуктивных на золото участков площади можно считать шестой фактор, в структуре которого выделилось две антагонистические ассоциации (1.1):

$$F6_{1,6\%} \frac{Au_{63}As_{55}W_{37}Cd_{32}Bi_{16}(Ba_{21}Li_{19}Be_{19})}{V_{41}Ti_{28}Sc_{25}Cr_{08}(S_{25}P_{21})} \quad (1.1)$$

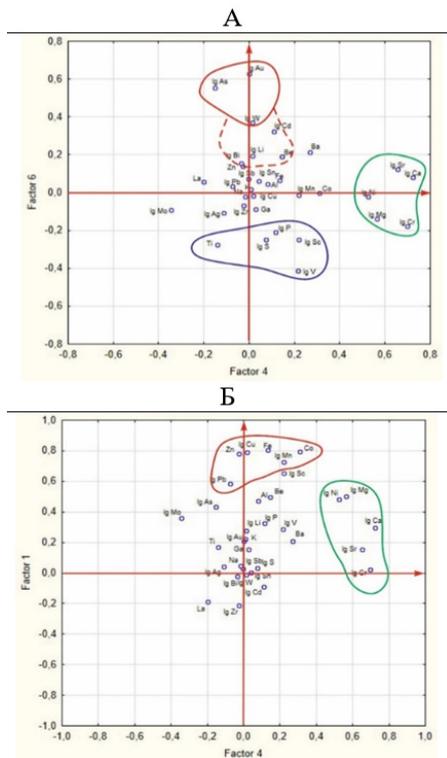
В нем с положительными нагрузками выделилась ассоциация Au-As-W, которая отмечалась и при кластерном анализе. В антагонизме к Au-As находятся V, Ti, Sc, характерные для зон выноса гидротермально-метасоматических систем (рис. 2, А). Присутствие серы в отрицательных нагрузках фактора может указывать на то, что в основном она образует сульфиды с другими элементами (полиметаллы, медь), которые преобладают в первом факторе.

Таким образом, этот фактор указывает, где в наибольшей степени проявлена рудная Au-As минерализация. В целом, аномалии имеют субширотное простирание и, таким образом, совпадают с вергентностью тектонических нарушений. Наибольшее количество положительных аномалий шестого фактора наблюдается в юго-западной части площади, а также в районе северных границ участка.

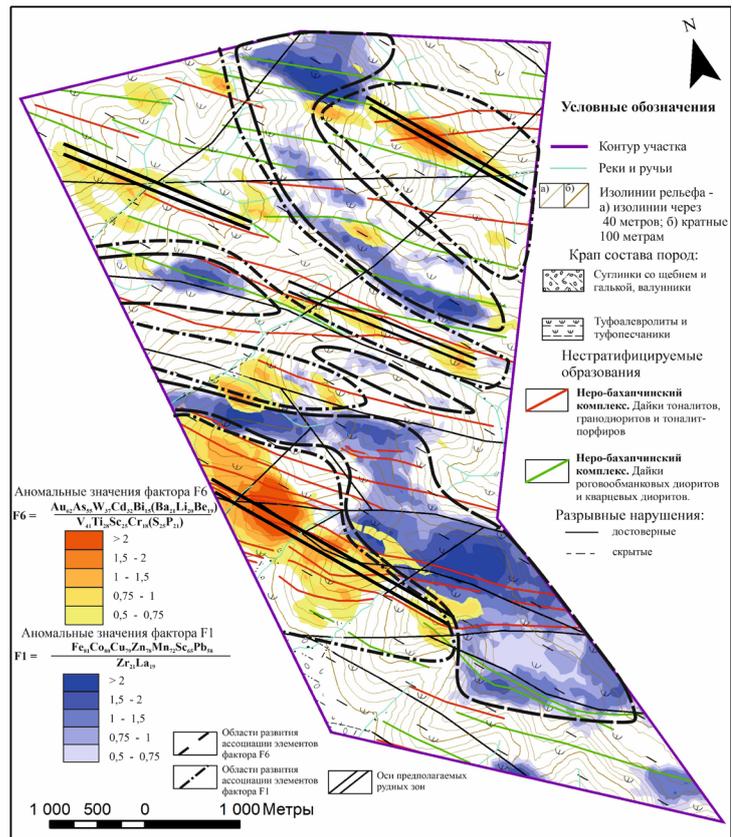
Также полезной, но только в поисковом смысле, может быть ассоциация элементов, выделенных в первом факторе. В нем с положительными нагрузками выделилась ассоциация Fe-Co-Cu-Zn-Mn-Ni-Sc-Pb – сидерофильных и халькофильных элементов, а в антагонизме к ним Zr и La, характерные для пород кислого состава (1.2):

$$F1_{5,7\%} \frac{Fe_{81}Co_{80}Cu_{79}Zn_{78}Mn_{72}Sc_{66}Pb_{58}}{Zr_{21}La_{19}} \quad (1.2)$$

Стоит, однако, отметить, что сидерофильная ассоциация первого фактора лишена Ni, объединяющегося по четвертому фактору в группу с Mg, Ca, Sr, Cr, которая характеризует, скорее всего, кварцевые роговообманковые диориты (см. рис. 2, Б), а рассматриваемая ассоциация может характеризовать зоны развития оруденения халькофильных элементов этого фактора.



**Рис. 2.** Графики отношений значений факторов по элементам. А – фактора 4 к значениям фактора 6; Б – фактора 4 к значениям фактора 1 по элементам



**Рис. 3.** Карта совмещенных аномальных значений мультипликативного фактора F1 и фактора F6

Исходя из картирования значений этого фактора, была получена следующая закономерность. Аномалии первого и второго аномального уровня первого фактора в пространственной проекции на участке недр отражают внешнюю зону гидротермальной системы и оконтуривают область распределения продуктивного ореола шестого фактора (рис. 3).

Можно предположить, что «полиметаллическая» ассоциация на данной площади способна являться отрицательным фактором для оконтуривания золоторудного объекта, однако она может быть надежным поисковым признаком такого объекта, так как по сути аномалиями этой группы элементов маркируется вынос полиметаллов из продуктивного ореола золото-мышьяк, что будет являться положительным признаком при оконтуривании потенциального рудного объекта. Такую зональность можно описать следующим мажоритарным рядом по убыванию от внутренней зоны: Au, As, W, Bi → Cu, Zn, Pb, Mo, Co → Ni, V, Sc, Ti, Cr.

Однако, стоит также отметить, что такая зональность по ВОР может не отражать истинной зональности из-за различного эрозийного среза поверхности. Для его грамотной оценки не хватает данных опробования по первичным ореолам рассеяния.

В результате проведенных работ можно сделать следующие выводы:

1. Геохимические методы демонстрируют высокую эффективность для данного типа ландшафтных обстановок.
2. Информация по ВОР интерпретируема и позволяет в значительной степени сократить территорию дальнейших поисковых работ.
3. Применение математического аппарата является оптимальным для обработки данных химического анализа.
4. Для исследуемого объекта установлены две геохимические ассоциации: Au-As-W, которая на площади локализуется в непосредственной близости от потенциальных рудных зон; Cu-Zn-Pb-Mo, по которой при картировании формируются периферические участки относительно потенциальных рудных зон.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Хардигов А. Э. Отражение низкотемпературного метаморфизма в геохимических полях золотовмещающих толщ Верхояно-Колымской складчатой области // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. – 2019. – № 2. – С. 74–81.
2. Хардигов А. Э., Сидоров В. А., Астахова А. А. Геохимические особенности золоторудно-кварцевых месторождений Омчакского рудно-россыпного узла Верхояно-Колымской складчатой области // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. – 2018. – № 1. – С. 96–103.

**Тышкевич А. В.**

*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва*

### **ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ БАЙКОМСКОЙ ПЛОЩАДИ (РЕСПУБЛИКА СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ – АЛАНИЯ)**

Байкомская площадь расположена в пределах Южного склона Большого Кавказа. Выявленные на площади жильно-прожилковые зоны золотоносной сульфидно-кварцевой минерализации приурочены к Нарской системе крутопадающих разрывных нарушений субширотной ориентировки [1]. Прожилки сложены преимущественно крупнокристаллическим шестоватым кварцем, сформированным в условиях открытых трещин. Количество сульфидов составляет 1–3 %, преобладают пирит и арсенопирит, в виде распространенных примесей присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, фрейбергит. Золото в рудах субмикроскопическое.

Вмещающими породами служат углеродистые хлорит-серицитовые сланцы и песчаники, относимые к бусарчильской свите среднеюрского возраста. Сланцы содержат вкрапленность, конкреции и слоистые линзы осадочно-метаморфического пирита, в том числе золотоносного [3].

Для определения природы рудной минерализации, присутствующей во вмещающих углеродисто-терригенных породах и в кварцевых жилах, проанализирован изотопный состав серы и состав элементов-примесей в сульфидах. Анализы выполнены в ЦНИГРИ (табл. 1, 2). Серу сульфидов переводили в  $\text{SO}_2$  посредством реакции с  $\text{CuO}$  при  $750^\circ\text{C}$  в вакууме с последующей криогенной очисткой газа и анализом изотопного состава серы на масс-спектрометре МИ-1201. Результаты пересчитаны по отношению к метеоритному стандарту CDT. В качестве эталонов использовали лабораторный стандартный образец ЦНИГРИ «Пирит Гайского месторождения» с  $\delta^{34}\text{S} = +0,7\text{‰}$  и стандартный образец сфалерита NBS 123 с  $\delta^{34}\text{S} = +17,3\text{‰}$ . Точность измерений составляет  $\pm 0,2\text{‰}$ . Содержания элементов-примесей определены при помощи масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой PlasmaMS 400.

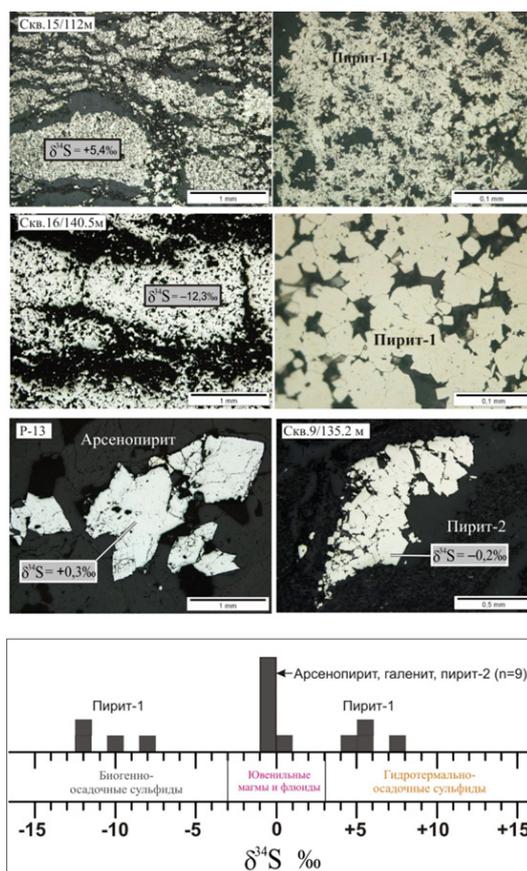
В результате выявлена контрастная изотопно-геохимическая зональность. Пирит-1, образующий конкреционные скопления (0,5–5 см) и метакристаллы во вмещающих углеродисто-терригенных породах, согласно существующим представлениям [2, 4], можно разделить на два генетических типа: биогенно-осадочный ( $\delta^{34}\text{S} \ll 0\text{‰}$ ) и гидротермально-осадочный ( $\delta^{34}\text{S} \gg 0\text{‰}$ ). Оба типа пирита находятся в пределах золоторудных зон либо в непосредственной близости от них. Гидротермально-осадочный пирит отличается повышенными содержаниями Mn, Co, Au.

Продуктивная золото-сульфидно-полиметаллическая минерализация (арсенопирит, пирит-2, галенит) в кварцевых жилах, прожилках и цементе брекчий характеризуется околонулевыми значениями  $\delta^{34}\text{S}$ , указывающими на магматический источник серы [2].

Гомогенный изотопный состав серы гидротермальных сульфидов подтверждает их принадлежность к единому этапу рудообразования и свидетельствует о том, что золотоносные растворы практически не взаимодействовали с вмещающими породами и не заимствовали из них серу осадочно-метаморфических сульфидов. Из этого следует, что микровключения сульфидов цветных металлов, распространенные в осадочном пирите, могут иметь метаморфогенное происхождение и образоваться за счет рассеянной примеси Pb, Cu и Zn при перекристаллизации

**Таблица 1. Изотопный состав серы сульфидов Байкомской площади**

№ образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \text{‰}$
Осадочно-метаморфический пирит		
Скв.4/299м	Пирит-1	+7,2
Скв.13/227м	Пирит-1	+5,0
Скв.13/273.7м	Пирит-1	-10,0
Скв.14/149.7м	Пирит-1	-8,0
Скв.15/108м	Пирит-1	+4,5
Скв.15/112м	Пирит-1	+5,4
Скв.16/140.5м	Пирит-1 (центр)	-12,3
Скв.16/140.5м	Пирит-1 (край)	-12,0
Прожилково-вкрапленная минерализация		
Уч. Ручейный, Зона Южная		
Скв.5/311.8м	Пирит-2	-0,3
Скв.9/135.2м	Пирит-2	-0,2
Скв.10/122,8м	Пирит-2	-0,3
Р-9	Арсенопирит	-0,9
Р-13	Арсенопирит	+0,3
Р-13	Пирит-2	-0,4
Уч. Овражный, Зона Третья		
Р-23	Галенит	-0,4
Р-27	Арсенопирит	-0,5
Р-29	Пирит-2	-0,7



**Рисунок. Изотопный состав серы сульфидов Байкомской площади**

**Таблица 2. Результаты ICP-MS-анализа сульфидных концентратов**

Состав концентрата, место отбора	Содержание элементов, г/т									
	Au	Ag	As	Sb	Pb	Cu	Zn	Mn	Co	W
Пирит-1 ( $\delta^{34}\text{S} -12,3 \text{‰}$ ) Скв. 16/140.5м	<0,1	<0,1	376	<0,1	44	2266	79	11	47	<0,1
Пирит-1 ( $\delta^{34}\text{S} +5,4 \text{‰}$ ) Скв. 15/112м	0,8	1,1	179	116	158	3751	542	996	1080	<0,1
Пирит-2 ( $\delta^{34}\text{S} -0,2 \text{‰}$ ) Скв. 9/135.2м	1,5	1,5	1206	54	226	3131	1051	58	63	3
Арсенопирит ( $\delta^{34}\text{S} +0,3 \text{‰}$ ) Расч-13.	2,2	5,7	>10 %	5811	15336	4367	19953	95	<0,1	162

Примечание. Арсенопирит и пирит-2 содержат включения сульфидов Cu, Zn, Pb.

конкреций. Золото-сульфидно-кварцевая минерализация формировалась в хорошо пронизываемых разрывных нарушениях на фоне тектонических подвижек при участии флюидов, поступающих из магматического очага глубинной природы.

Наблюдаемое пространственное совмещение разновозрастной сульфидной минерализации весьма характерно для золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах [4].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажгирей Г. Д. Геологический очерк Центрального Кавказа в пределах Северной Осетии и сопредельных территорий // «Геология Центрального Кавказа». Труды университета дружбы народов им. П. Лумумбы. – 1968. – Т. 15, В. 3. – С. 3–37.
2. Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. – М. : Недра, 1974. – 272 с.
3. Жабин А. Г., Самсонова Н. С., Абесадзе Г. Н. Золотоносные диагенетические пиритовые конкреции // Литология и полезные ископаемые. – 1993. – № 4. – С. 117–121.
4. Кряжев С. Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Отечественная геология. – 2017. – № 1. – С. 28–38.

**Усанова О. И., Бондаренко Н. В., Шатилова Л. В., Бужинская Е. В.**

*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва*

### **ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ЫЛЕНСКОГО И УЧУЙСКОГО РУДНЫХ УЗЛОВ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))**

Ыленский и Учуйский рудные узлы относительно сходны как в региональном плане, так и с точки зрения устройства рудоконтролирующих структур. Интересно рассмотреть оба этих объекта как основу создания структурной рудоконтролирующей модели региона.

В региональном плане Ыленский и Учуйский рудные узлы относятся к соседним Верхне-Индигирскому и Джолокагскому рудным районам соответственно. Оба района входят в состав Верхояно-Колымской металлогенической провинции, представляющей собой западную ветвь Тихоокеанского рудного пояса [1]. Оба узла приурочены к центральной части Адычанской золотоносной зоны – главному металлогеническому подразделению региона, в котором локализовано большинство проявлений золота, сурьмы, серебра и других полезных ископаемых [10].

В литологическом отношении и Ыленский, и Учуйский рудные узлы сформированы циклитами (предполагается, что бассейн осадконакопления относится к задуговому типу), однако терригенные породы Учуйского рудного узла относятся к норийскому ярусу верхнего отдела триасовой системы, в то время как Ыленский рудный узел сформирован более поздними отложениями мердудуйской свиты возрастом от ааленского до батского яруса средней юры [6].

Литологические факторы рудогенеза для описываемого региона невозможно рассматривать отдельно от тектонических: песчаники, алевролиты и аргиллиты деформируются по-разному. Так, в песчаниках, как в наиболее компетентных породах, при тектонических воздействиях развиваются трещины отрыва, тектонические брекчии и линейные зоны повышенной трещиноватости, по которым в дальнейшем развивается активная гидротермальная деятельность [10]. В результате образуются минерализованные зоны дробления с прожилкованием кварцевого и кварц-карбонатного состава [1].

Толщи алевролитов и аргиллитов обладают большей пластичностью по сравнению с относительно хрупкими песчаниками. Гидротермальный поток разгружается именно в трещиноватый и более пористый (за счёт зернистости) песчаный слой. Многократная разгрузка рудно-солевых растворов приводит к формированию крупных гидротермально-метасоматических систем, в которых рудные фазы соседствуют со слабопродуктивными и безрудными [10].

Структурная позиция Ыленского рудного узла определяется наличием крупных линейных складок: Иньяльской синклинали и Ыленской антиклинали северо-западного простирания. Узел приурочен к участку их сочленения. Крылья складок осложнены пликативными структурами более высоких порядков, которые, как правило, узкие, симметричные, линейно-вытянутые, имеют северо-западное либо субширотное простирание. Углы падения крыльев складок варьируют в пределах 40–700. Шарниры складок на площади рудного узла испытывают полное погружение на юго-восток [1].

Рудоконтролирующими структурами являются преимущественно разрывы широтного простирания сбросовой и сбросо-сдвиговой кинематики протяженностью до первых десят-

ков километров, имеющие амплитуды вертикального смещения порядка сотни метров. В этих разрывах часто локализованы стержневые кварцевые жилы и зоны прожилкового окварцевания с золоторудной минерализацией. Наиболее интересными для выявления золоторудной минерализации представляются участки сочленения разрывов широтного и северо-западного направлений (разрывы северо-западных направлений, в свою очередь, контролируют головки россыпей золота и участки долин с высокими линейными запасами золота, а также ряд комплексных геохимических аномалий).

Таким образом, золоторудную минерализацию Ылена можно привязать к растяжению в субмеридиональном направлении (что подтверждается анализом трещиноватости по данным с пяти площадок).

Учуйский рудный узел включает в себя три рудных поля: Учуйское, Ган-Андреевское и Луч. В пределах рудного узла установлены малые месторождения и рудопроявления золото-кварц-малосульфидной, золото-сурьмяной и золото-сульфидной формационных принадлежностей [2, 4].

В то время как в структурном отношении рудное поле Луч устроено относительно просто (рудоконтролирующей структурой здесь будет относительно крупная антиклиналь), Ган-Андреевское и Учуйское рудные поля расположены в Центральной шовной подзоне Адыча-Тарынской зоны развития кулис дисгармоничных конических складок, присдвиговых транс-прессионных и трансензионных дуплексов и одноименном блоке с инверсионным режимом палеотектонических напряжений [7].

Периоды инверсии поля на сдвиго-раздвиговой (вплоть до раздвигового) тип были продолжительны и интенсивны.

Ранее было установлено преимущественное формирование оруденения золото-сульфидного прожилково-вкрапленного типа в обстановках преобладания палеотектонических напряжений сжатия и сдвига [3]. Обстановка всеобщего стресса затормаживала поток рудно-солевых растворов, препятствовала образованию сколь-нибудь значительных по размерам полостей, обуславливая в итоге преимущественно гидротермально-метасоматический характер рудоотложения. То есть, в отличие от в целом сбросовой обстановки Ыленского рудного узла, в пределах Учуйского рудные зоны золото-сульфидного типа локализуются в зонах взбросов, сдвиго-взбросов и взбросо-сдвигов.

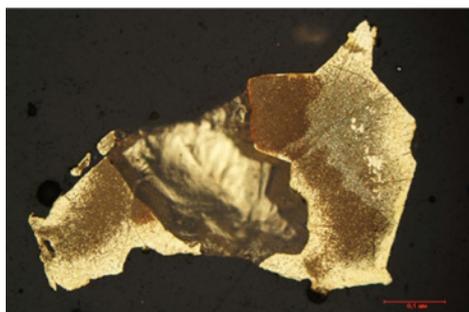
Однако, с точки зрения ориентировки (как и в пределах Ыленского рудного узла), все установленные основные рудные тела и рудоносные зоны на проявлении приурочены к продольным северо-западным и субширотным нарушениям [2, 4]. Ведущая роль в локализации золото-сурьмяных тел в пределах обоих узлов принадлежит областям пересечений разрывных нарушений.

Учуйское рудное поле захватывает и юго-западный фланг Эльгенджинского блока, в пределах которого преобладают палеонапряжения сдвига и растяжения [2]. Приуроченность к двум противоположным тектонотипам – продольным структурам сжатия и диагонально-поперечным структурам – выражается в контроле оруденения за счет пликативных деформаций. Среди разрывных структур основное рудоконтролирующее значение имеет продольный тектонический шов, служивший главным рудопроводящим каналом, при этом пологие продольные надвиги экранируют потоки рудно-солевых растворов [10].

Оруденение контролируется преимущественно пликативными деформациями. Так, жилы и жильно-прожилковые зоны золото-кварц-малосульфидной формация Учуйского РП приурочены к складкам второго-третьего порядков, повышенной трещиноватости на перегибах шарниров и в областях наложения складок; сульфидизированные песчаники золото-сульфидной формации соответствуют крыльям крупных антиклинальных складок 1–2 порядка. Золото безыонктивные нарушения северо-западного и северо-восточного простирания.

Следует отметить, что формирование сдвиго-раздвиговых дизъюнктивных нарушений вело к внедрению в сформированные на раннем этапе кварцевые жилы поздних гидротермалитов [9].

Основной структурной единицей месторождения является Учуйская антиклинальная складка. Осевая линия складки прослеживается в центральной части участка в северо-западном направлении. Ядро антиклинали сложено алевролитами с прослоями аргиллитов, северо-восточное крыло складки слагает пласт песчаников, падающий на северо-восток.



**Рис. 1.** Распльвчатые границы двойников и диффузионная зона повышенной пробности в самородном золоте. Учуйское рудное поле, т.н. 2035. Монтир. полир. шлиф., травление  $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$

На основе анализа площадок замеров (разделение трещин по генезису, выделение преобладающих направлений палеонапряжений, по Ребецкому [8]), выполненном в программе Stereonet [11, 12], можно сделать вывод о пульсирующем характере палеонапряжений.

В структуре самородного золота признаки эндогенного преобразования присутствуют в виде обрывающихся и изогнутых двойников, в проявлениях пятнистой и тонкой фазовой неоднородности (рис. 1), а также в наличии диффузионных зон, обедненных серебром, и зон дезинтеграции. Предыдущими исследователями была установлена полистадийность процесса отложения золота. Морфология его выделений и особенно их внутреннее строение подчеркивают полистадийность рудогенеза в целом и полистадийность отложения золота в том числе (Ю. И. Сенотрусов, 2000)

Так, большое количество двойников золота, интерпретируемых нами в качестве двойников роста в условиях сжатия, отражают, на наш взгляд, обстановку повышенной тектонической активности в ходе формирования рудных объектов Учуйского рудного узла. При этом отмечается, что по кайме двойников, образующихся в момент растяжения структуры, при смене на обстановку сжатия возникают область неоднородности, и в то же время зоны дезинтеграции по зонам неоднородности, что указывает на пульсирующий режим тектонического поля, подтверждая данные структурно-тектонического анализа трещин.

Таким образом, структурно-тектонические поисковые признаки для объектов Ыленского и Учуйского узлов формулируются одинаково: оруденение приурочено преимущественно к пересечениям разрывных нарушений северо-западного и субширотного простираний, а также к самим разрывным нарушениям этих же простираний [1, 2]. Однако, несмотря на относительную близость объектов и их литологическое и структурное сходство, рудоконтролирующим фактором выступает разная кинематика: растяжение в случае Ыленского рудного узла и сжатие либо сдвигание для Учуйского.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко Н. В. и др. Изучение вещественного состава руд и окорудных метасоматитов и разработка прогнозно-поисковых моделей золоторудных проявлений Ыленского рудного узла (Республика Саха (Якутия)). – М. : ЦНИГРИ, 2022 – 268 с.
2. Вихтер Б. Я., Курбанов Н. К., Ревякин П. С. Прогнозно-поисковые критерии для золоторудных полей и месторождений в терригенных складчатых областях. Основы крупномасштабного прогнозирования // Труды ЦНИГРИ. – 1985. – Вып. 202.
3. Гаврильев Н. Н. Обратная неполная ритмичность разреза эндыбальской свиты перми Западного Верхоянья // Труды Якутского филиала СО АН СССР. Серия геологии. Сборник 14 Геология и полезные ископаемые Якутской АССР. – 1962.
4. Оценка глубокозалегающих рудных месторождений / Отв. ред. С. В. Григорян. – М. : ИМГРЭ, 1980. – 174 с.
5. Ивенсен Ю. П., Левин В. И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. – М. : Наука, 1975. – С. 5–120.
6. Кряжев С. Г. Флюидный режим формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // Материалы XVIII Всероссийской конференции по термоба-

- рогеохимии, посвященной 100-летию со дня рождения профессора Ю. А. Долгова. – М. : Изд-во Первого МГМУ, 2018. – С.71–73.
7. Прокопьев А. В., Каскевич Г. Э. Сдвиговые дуплексы Восточной Якутии // Отечественная геология. – 2000. – № 5 – С. 44–46.
  8. Ребецкий Ю. Л., Сим Л. А., Маринин А. В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. – М. : ГЕОС, 2017. – 234 с.
  9. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М. : МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.
  10. Шахтыров В. Г. Методические рекомендации по изучению сдвигов при поисково-съёмочных и разведочных работах. – Магадан : СВКНИИ, 1987. – 67 с.
  11. Allmendinger R. W., Cardozo N. C., Fisher D. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. – Cambridge, England : Cambridge University Press, 2013. – 289 pp.
  12. Cardozo N., Allmendinger R. W. Spherical projections with OSXStereonet // Computers & Geosciences – Cambridge, England, 2013. – V. 51. – p. 19

**Устинов С. А.<sup>1</sup>, Томаровская М. А.<sup>2</sup>, Чепчугов А. М.<sup>1,3</sup>, Яровая Е. В.<sup>1</sup>, Петров В. А.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУН ИГЕМ РАН, г. Москва, <sup>2</sup> ФГБУН ИФЗ РАН, г. Москва, <sup>3</sup> ФГБУ «ВИМС», г. Москва

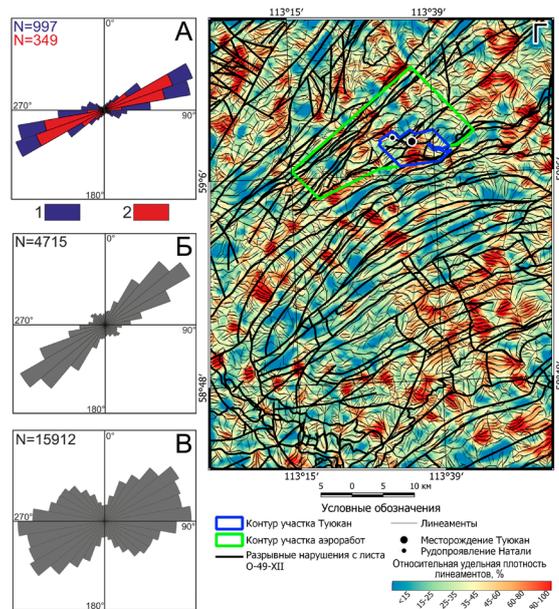
### **ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛИНЕАМЕНТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ПРОГНОЗА РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ В РАЙОНЕ ТУЮКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА**

Туюканский рудный узел (ТРУ) располагается в Мамско-Чуйском районе Иркутской области, в крайней северо-западной части Патомского нагорья, охватывая верховья бассейна р. Большой Туюкан. Рудные объекты ТРУ локализованы в границах Тонодского поднятия, относятся к благороднометалльно-урановой формации в зонах структурно-стратиграфических несогласий и представлены Туюканским месторождением, а также рудопроявлениями Натали и Центральное.

С региональных позиций Тонодское поднятие сформировано в пределах Урало-Монгольского складчатого пояса вблизи юго-восточной границы Сибирской платформы и относится к Байкало-Вилуйской окраинной плитно-коллизонной области. Эта область, по мнению многих исследователей, является переработанной частью фундамента плитного комплекса Сибирской платформы и включает в себя Байкало-Патомскую композитную перикратонную взбросо-надвиговую систему и реликты Прибайкало-Патомского перикратонного прогиба с рифейским параплитным комплексом [4].

Проведенные ранее исследования позволили охарактеризовать район Тонодского поднятия и ТРУ как перспективные на обнаружение различных типов полезных ископаемых, в первую очередь урана [3]. Учитывая перспективы обнаружения новых месторождений в районе ТРУ, принимая во внимание сложность геологического строения и труднодоступность территории, с целью составления геологического обоснования и постановки задач оценочных и поисково-разведочных работ возникает необходимость проведения дистанционного анализа для установления особенностей тектонического строения рассматриваемого района, определения рудоконтролирующих структур. Представляемые исследования являются первым шагом к выявлению структурных критериев локализации уранового оруденения в пределах исследуемой площади и созданию комплексных разномасштабных прогнозно-поисковых моделей.

На начальном этапе для заверки известных разломов, выявления разломно-трещинных структур различных рангов и детализации каркаса разрывных нарушений проводился линейно-амбиплантный анализ. Данный анализ является одним из наиболее эффективных дистанционных методов изучения каркаса разрывных нарушений и глубинного строения территорий [2]. Анализ роз-диаграмм региональных разрывных нарушений и неотектонических разрывных структур позволяет сделать вывод, что северо-восточная ориентировка всех типов разновоз-



**Рис. 1. Розы-диаграммы: А – ориентировки разновозрастных разрывных структур (лист ГГК О-49), Б – ориентировки разрывных структур (лист ГГК О-49-ХII), В – ориентировки линеаментов (лист ГГК О-49-ХII); Г – схема относительной удельной плотности линеаментов с положением известных разрывных нарушений:**

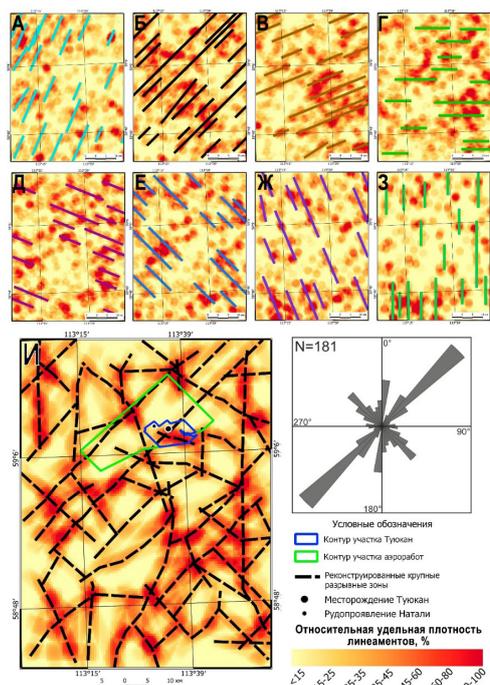
1 – региональные разрывные нарушения, 2 – неотектонические разрывные нарушения

растных разломов превалирует (рис. 1, А). Также практически идентичны друг другу розы-диаграммы глубинных разрывных структур и неотектонических нарушений, что может свидетельствовать о постоянной подновляемости структур и их унаследованности в современном рельефе. Это позволяет использовать морфологические особенности рельефа для достоверной реконструкции каркаса разрывных нарушений, участвовавших в процессе миграции рудоносных флюидов.

Линеаментный анализ территории проводился с помощью специальной методики, на основе построения цифровой модели рельефа (ЦМР), предложенной авторами и опробованной на реальных геологических объектах [7]. Методика эффективна даже в областях со слабообремененным рельефом. Линеаменты на ЦМР выявлялись с помощью разработанного с участием авторов программного обеспечения на основе нейросетевых технологий [1].

Для всех выявленных и известных линейных объектов (разрывные структуры, линеаменты) строились розы-диаграммы и схемы относительных удельных плотностей их распределения. При построении роз-диаграмм учитывалось не только количество линейных объектов определенных ориентировок, но и их общая протяжённость. При таком подходе длины лучей роз-диаграмм пропорциональны сумме длин линеаментов определённого простирания. Это позволило оценить выраженность на площади определённых генераций структур, а также косвенно сравнить величины проявления различных этапов деформаций. На розе-диаграмме ориентировки известных разрывных нарушений выделяется основная северо-восточная система (см. рис. 1, Б). Однако есть некоторые противоречия, выражающиеся в отсутствии на диаграммах систем разрывов других ориентировок. Данное противоречие может быть объяснено тем, что при построении роз-диаграмм использовался большой объем данных (N = 4715). Такой подход затушевывает нюансы и подчеркивает только самые значимые ориентировки структур. Иными словами, большой объём выборки не позволяет выявлять менее проявленные, но при этом не менее значимые, генерации разрывов. Решением данной задачи может быть ранжирование сегментов разрывных структур по протяженности и рассмотрение выявленных классов по отдельности. Ориентировка линеаментов варьирует от северо-восточной до восточной и, в меньшей степени, юго-восточной (см. рис. 1, В).

Далее строились схемы относительных удельных плотностей для различных типов линейных объектов. Под относительной удельной плотностью понимается количество структур на



**Рис. 2.** Схемы относительных удельных плотностей линеаментов по интервалам ориентировок с выявленными трендами (показаны жирными линиями разных цветов): А –  $11^{\circ}$ – $34^{\circ}$ ; Б –  $33,5^{\circ}$ – $56,5^{\circ}$ ; В –  $56^{\circ}$ – $79^{\circ}$ ; Г –  $78,5^{\circ}$ – $101,5^{\circ}$ ; Д –  $101^{\circ}$ – $124^{\circ}$ ; Е –  $123,5^{\circ}$ – $146,5^{\circ}$ ; Ж –  $146^{\circ}$ – $169^{\circ}$ ; З –  $168,5^{\circ}$ – $191,5^{\circ}$ ; И – схема относительной плотности всех выявленных трендов и ее интерпретация с выявлением крупных зон разрывов (черные пунктирные линии)

единицу площади. Схема плотности выявленных линеаментов, маркирующих в большинстве случаев оперяющие структуры в зоне динамического влияния крупного разрыва, позволила детализировать каркас разрывных нарушений района исследования и на основе анализа соотношений максимумов плотности линеаментов с известными разрывными нарушениями выявить, предположительно, наиболее тектонически деформированные участки по простиранию крупных разрывных структур (см. рис. 1, Г). Максимумы плотности линеаментов, даже без привязки к крупным структурам, часто рассматриваются исследователями в качестве структурно-проницаемых (интенсивно деформированных) областей [8].

Установлено, что максимумы плотности линеаментов тяготеют к сближенным друг с другом крупным разрывным нарушениям, их пересечениям, а также формируют отдельные участки вдоль разлома с определённым структурным шагом, с чередованием минимумов и максимумов плотности, что подтверждает модель формирования разрывной структуры на этапе полного разрушения [5]. Месторождение Туюкан и рудопроявление Натали локализованы в пределах участков, характеризующихся высоким значением плотности линеаментов.

В дальнейшем анализе для каждого линейного сегмента выделенных линеаментов рассчитан и присвоен в виде атрибута истинный азимут его простирания. На основании этого атрибута проведено ранжирование линеаментов по классам и построены восемь схем относительных плотностей линейных объектов с шагом в  $22,5$  градуса (рис. 2, А–З). На всех схемах наблюдаются локальные максимумы относительной удельной плотности линеаментов, которые выстраиваются в линейные «цепочки» и образуют некоторые тренды. Данные тренды, совпадающие по азимуту с линеаментами, будут маркировать крупные линейные геологические объекты, вероятно, зоны влияния крупных разломов [6].

Затем, с целью подтверждения выделенных ранее в результате геологического изучения территории разрывных нарушений и выявления необозначенных на геологической карте структур, на основе восьми схем относительных удельных плотностей линеаментов разных интервалов ориентировок построена схема относительной удельной плотности всех выявленных трендов (см. рис. 2, И). Черным пунктиром на схеме показаны протяженные линейные тренды. Многие из них, особенно линейные тренды северо-восточного простирания маркируют под-

твержденные региональные зоны разломов. Также отчетливо выделяются линейные структуры северо-западного и субмеридионального простираний. Данные структуры нуждаются в верификации в рамках геологического доизучения территории, а также оценке их роли в локализации полезных ископаемых при составлении металлогенического очерка и прогноза.

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24 27 00218, <https://rscf.ru/project/24-27-00218/>.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гришков Г. А., Нафигин И. О., Устинов С. А., Петров В. А., Минаев В. А. Разработка методики автоматического выделения линеаментов на основе нейросетевого подхода // Исследование Земли из космоса. – 2023. – № 6. – С. 86–97.
2. Кац Я. Г., Полетаев А. И., Румянцева Э. Ф. Основы линеаментной тектоники. – М. : Недра, 1986. – 144 с.
3. Макарьев Л. Б., Ефремова У. С., Крымский Р. Ш., Сергеев С. А. Возраст и стадийность уранового оруденения Туюканского рудного узла (Тонодский район, Северное Забайкалье) // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 67–74.
4. Митрофанова Н. Н., Болдырев В. И., Коробейников Н. К., Митрофанов Г. Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 607 с.
5. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон: тектонофизический аспект. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2003. – 243 с.
6. Сивков Д. В., Читалин А. Ф., Дергачев А. Л. Применение линеаментного анализа для выявления закономерностей локализации золотого оруденения на территории Тарынского рудного поля в Республике Саха (Якутия) // Исследование Земли из космоса. – 2020. – № 1. – С. 3–19.
7. Устинов С. А., Петров В. А. Использование детальных цифровых моделей рельефа для структурно-линеаментного анализа (на примере Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье) // Геоинформатика. – 2016. – № 2. – С. 51–60.
8. Шевырев С. Л. О новых возможностях крупномасштабной прогнозной оценки паттернов дистанционного изображения на примере Нижнетаёжного рудного узла, Приморье // Руды и металлы. – 2015. – № 2. – С. 56–66.

**Фан Т. Х.<sup>1</sup>, До М.Ф.<sup>2</sup>**

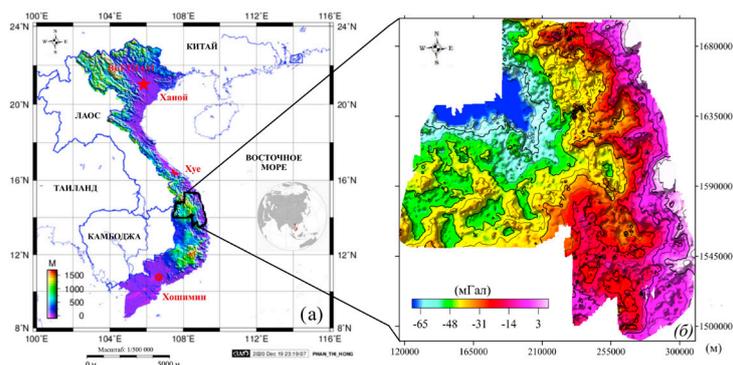
<sup>1</sup> Ханойский горно-геологический университет Вьетнама,

<sup>2</sup> Геофизическая федерация, Главное управление геологии  
и полезных ископаемых Вьетнама, г. Ханой

#### **ОЦЕНКА ГРАДИЕНТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК АНОМАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЬЕТНАМА**

Известно, что для детализации особенностей поведения любой математической функции (определения точек перегиба, экстремальных значений и т. д.) в математике используются ее производные первого и высших порядков. В случае функции двух переменных вычисляются ее производные по направлению или градиенты. Очевидно, что знание статистических оценок градиентов геофизических полей также позволит исследователю детализировать особенности поля и подчеркнуть границы аномальных объектов. Вычисление оценок градиентных характеристик в окрестностях каждой точки исходной сети наблюдений позволяет получить поля градиентов исходного поля [3–8].

При анализе градиентных характеристик площадных геолого-геофизических наблюдений обычно вычисляется градиент поля вдоль простирания профилей  $\Delta x = \partial f / \partial x$ , вкрест простирания профилей  $\Delta y = \partial f / \partial y$ , полный градиент  $\Delta_{xy} = \sqrt{(\partial f / \partial x)^2 + (\partial f / \partial y)^2}$  и его направление  $\alpha = \arctg(\Delta y / \Delta x)$ .



**Рис. 1. Карты топографической территории Вьетнама и положение исследуемого района (а) и аномального гравитационного поля  $dG$  в редукции Буге (б) в исследуемом районе масштаба 1 : 100 000**

Анализ результатов обработки большого количества реальных геолого-геофизических наблюдений позволяет сделать следующие выводы, которые необходимо учитывать при интерпретации полей градиентных характеристик:

- границы аномальных объектов отмечаются экстремумами в полях градиентов вдоль осей и максимумами в поле полного градиента;
- экстремумами в полях градиентных характеристик отмечаются границы аномалий различных амплитуд, что позволяет при визуализации увидеть одновременно контуры аномалий различной амплитуды;
- градиентные характеристики вдоль определенного направления позволяют подчеркнуть границы аномалий, простирающиеся перпендикулярно этому направлению;
- поле направления полного градиента позволяет оценить простирающиеся аномалии в каждой точке исходной сети наблюдений, а контрастные переходы, от минимальных значений к максимальным значениям, контролируют положение осей аномалий;
- в оценке градиентных характеристик геофизических полей экстремумами трассируются границы, как высокоамплитудных аномалий, так и аномалий небольшой амплитуды, что позволяет одновременно видеть на картах границы всех аномалий.

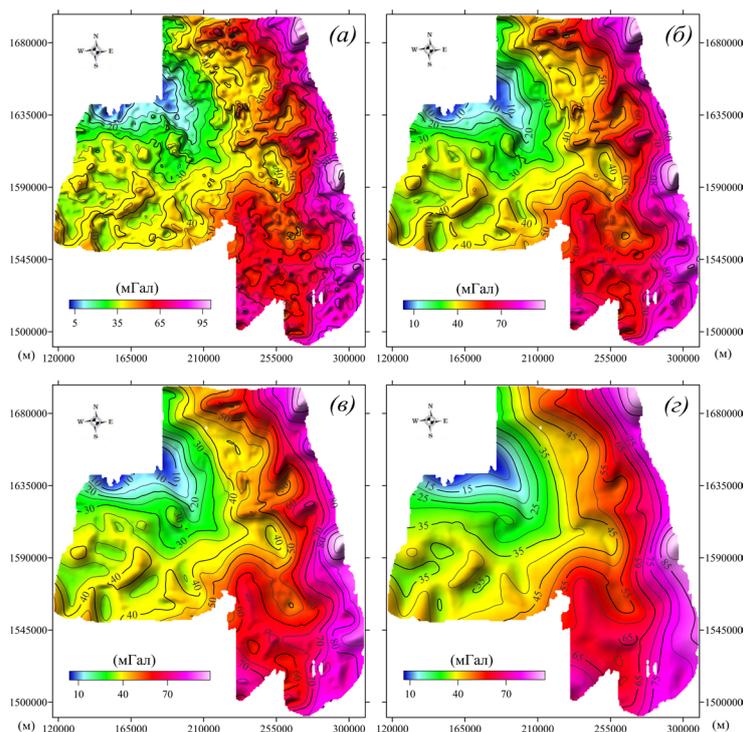
**Источники используемых данных.** Район исследований расположен в центре Вьетнама, характеризуется достаточно сложным рельефом с высокогорными хребтами ( $H > 700$  м) [9] (рис. 1, а).

Визуальный анализ аномального гравитационного поля [1, 2] позволяет выделить трендовую компоненту широтного простираения, с увеличением значений гравитационного поля от -70 мГал на северо-западе до 10 мГал на юго-востоке (см. рис. 1, б). Северо-западный участок характеризуется самыми низкими значениями аномального гравитационного поля со значениями от -70 мГал до -40 мГал, что отчасти связано с рельефом местности. На востоке и юго-востоке значения аномального поля изменяются от -30 мГал до 10 мГал и поле имеет меридиональное простираение.

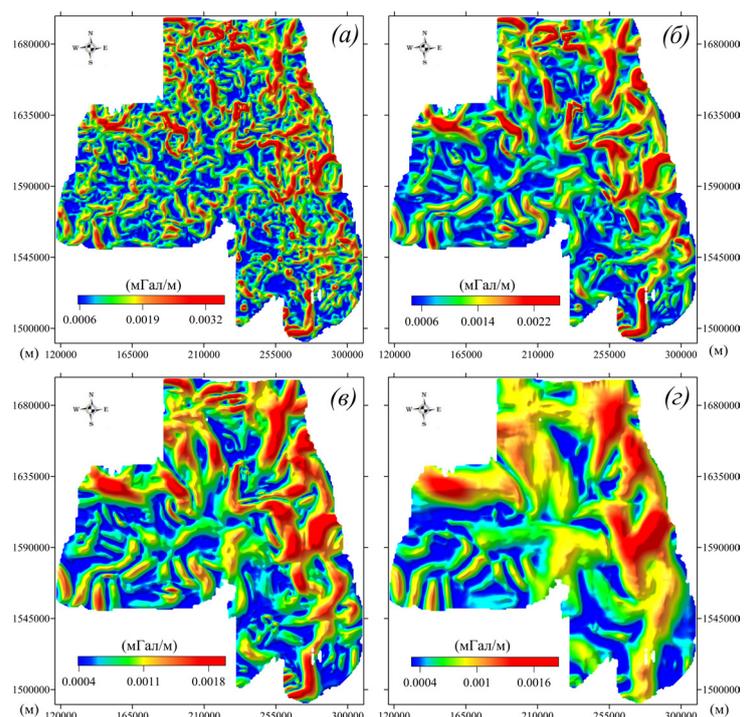
В региональном плане в исходном поле выделяются несколько гетерогенных блоков со значениями поля, изменяющимися от -10 мГал до 5 мГал, сконцентрированных в северной, центральной и южной областях исследуемой площади. В юго-восточной части отмечаются положительные аномальные зоны амплитудой от -30 мГал до -5 мГал.

**Результаты фильтрации аномального гравитационного поля.** С целью оценки параметров локальных и региональных неоднородностей гравитационного поля на разных глубинах была проведена энергетическая фильтрация аномального гравитационного поля в окне «живой» формы. Результаты такой оценки для глубин  $z = 1000, 3000, 5000$  и  $10000$  м приведены на рисунках 2а, 2б, 2г и 2д соответственно.

На рисунке 2 видно, что значение аномального гравитационного поля уменьшается с глубиной. Большая локальная неоднородность в северной части центрального района и в южной части исследуемой площади на глубине  $H = 5000$  м не проявляется. Это свидетельствует о том, что объекты, генерирующие эти локальные аномалии, расположены на небольших глубинах.



**Рис. 2.** а – аномальное гравитационное поле в редукции Буге на глубине  $H = 1000$  м; б –  $H = 3000$  м; в –  $H = 5000$  м; г –  $H = 10\,000$  м в центральной части Вьетнама



**Рис. 3.** Результаты оценки полного градиента гравитационного поля: а – на глубине  $H = 1000$  м; б –  $H = 3000$  м; в –  $H = 5000$  м; г –  $H = 10000$  м в центральной части Вьетнама

Значения трендовой компоненты аномального гравитационного поля, увеличивающиеся в юго-западном направлении, отражают особенности глубинного строения изучаемой территории.

**Результаты оценки градиентных характеристик гравитационного поля центральной части Вьетнама.** В исходных полях гравитационного поля (см. рис. 1, а) однозначно трудно выделить границы аномалий различной амплитуды и системы разломов различного простирания. С другой стороны, оценки полного градиента гравитационного полей (рис. 3а, 3б, 3в, 3г) позво-

ляют оконтурить многие аномалии, которые контролируются значениями максимумов полного градиента. При этом возможно оконтуривание аномалий произвольной формы – линейных, кольцевых и, соответственно, положения геологических объектов их индуцирующих.

В поле полного градиента гравитационного поля (см. рис. 3а, 3б, 3в, 3г) четко отражаются границы аномалиеобразующих объектов, приуроченных к глубинам до 3÷5 км. Эти геологические структуры представлены в виде полос максимальных значений полного градиента гравитационного поля и имеют северо-восточное простирание.

Линейные положительные максимумы в поле полного градиента гравитационного поля, скорее всего, связаны с областями развития тектонических нарушений, которые имеют юго-западное, юго-восточное и субширотное простирание.

В поле полного градиента гравитационного поля оконтуривается большое количество кольцевых аномалий небольших размеров, как положительных, так и отрицательных, сосредоточенных в основном в северо-западной и центральной частях региона.

Линейные аномалии в поле полного градиента контролируют области развития тектонической деятельности и могут быть связаны с проявлением магматизма, который, в свою очередь, сопровождается формированием потенциальных рудных месторождений полезных ископаемых.

*Авторы хотели бы поблагодарить научно-технический проект Ханойского университета горного дела и геологии Вьетнама в 2023 году, код T23-12.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нгуен Ч. Л. и др. Измерение полета по гамма-спектру в масштабе 1 : 50 000, и измерение гравитационного поля в масштабе 1 : 100 000 в центральном Вьетнаме. Федерация физики и геологи, Главное управление геологии и минералов Вьетнама. 2000. 250 с. во Вьетнаме.
2. Нгуен Х. С и др. Проект проекции измерения магнитно-гамма-спектра в масштабе 1 : 50 000 и измерения силы тяжести в масштабе 1 : 100000 в районе Кон-Тум. Федерация геофизики, Главное управление геологии и минералов Вьетнама. 2000. 150 с. во Вьетнаме.
3. Никитин А. А., Петров А. А. Основные процедуры обработки и интерпретации нестационарных геофизических полей // Геофизика. – 2007. – № 3. – С. 63–70.
4. Никитин А. А., Петров А. В. Теоретические основы обработки геофизической информации. Учебное пособие. – Москва, 2017. – 127 с.
5. Никитин А. А., Хмелевский В. К. Комплексование геофизических методов. Тверь : ГЕРС, 2004. – 294 с.
6. Петров А. В., Юдин Д. Б., Соели Хоу. Обработка и интерпретация геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3D» // Науки о Земле. – 2010. – № 2. – С 126–132.
7. Фан Т. Х., Петров А. В., До М. Ф., Лай М. З., Нгуен Ч. Л. Особенности геологического строения центральной части Вьетнама по результатам интерпретационно обработки данных гравиразведки в компьютерной технологии «КОСКАД 3D» // Геология и разведка. – 2020. – № 5. – С 77–90.
8. <http://www.coscad3d.ru/index.php>
9. [https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi)

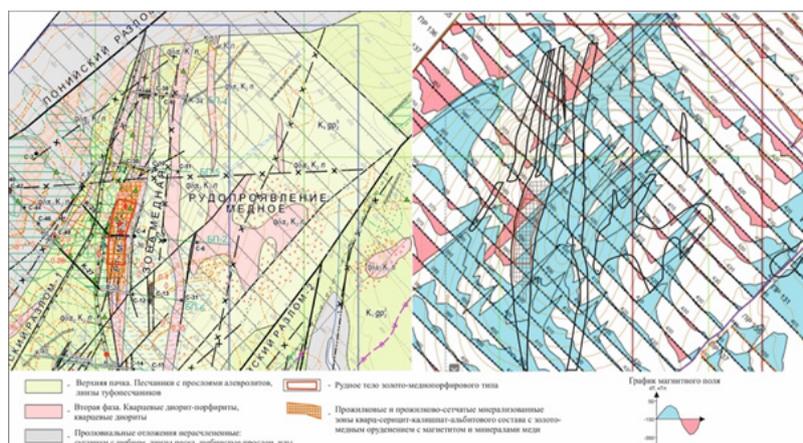
**Федоров В. Г.**

*ФГАОУ ВО НИ ТПУ, г. Томск*

#### **ПРОЯВЛЕНИЕ В МАГНИТНОМ ПОЛЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО И ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОГО ТИПОВ**

Золотодобывающая отрасль является одним из важнейших стратегических направлений промышленности и экономики любой современной страны, в том числе и России.

Запасы золота образуют золотовалютный фонд, который может быть использован как для сохранения имеющихся активов, так и для их приумножения путем инвестиций. Также золото



**Рис. 1. Фрагменты схематической геологической карты и карты графиков  $\Delta T$  с рудным телом М-1 зоны Медной [3]**

активно используется в различных отраслях промышленности благодаря массе своих уникальных физических и химических свойств.

К одним из основных источников драгоценного металла в России можно отнести золоторудные месторождения медно-порфиорового типа на Дальнем Востоке (Малмыжское, Понийский участок и т. д.) и месторождения золото-сульфидно-кварцевого типа в Красноярском крае (месторождения Енисейского кряжа).

Одним из главных инструментов на первых этапах геологоразведочных работ с целью поиска золоторудных месторождений является площадная съемка различных по своей природе геофизических полей. Наличие ферромагнетиков (магнетита, пирротина) в составе пород продуктивных минерализованных зон приводит к их аномальному проявлению в магнитном поле и, как следствие, широкому применению магниторазведки для их поиска.

Медно-порфиоровые месторождения с рудами прожилково-вкрапленного типа являются главными источниками золота и меди – около 62 % мировой добычи. Они как правило крупные и отличаются комплексным многометалльным составом руд. К месторождениям медно-порфиоровой формации относится и Понийский участок, расположенный в Комсомольском районе Хабаровского края. Рудопроявления Медное (представлено на рис. 1), Ольховое, Грибное, Борхи Тонкая связаны с порфиоровыми интрузиями кварцевых диорит-порфиров [3].

При изучении образцов кварцевых диорит-порфиров, к которым приурочено золотомедное оруденение, была отмечена прожилковая магнетитовая минерализация, интенсивность которой нарастала в связи с дорудными карбонат-альбит-слюдистыми метасоматитами. Условно в пределах участков развития этих метасоматитов были выделены две зоны: тыловая – с преимущественным развитием альбитовой минерализации и фронтальная – с повышенным содержанием магнетита. Породы второй обладают особенно высокой магнитной восприимчивостью до  $80\,000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. Это позволило успешно выявить дайковые тела кварцевых диорит-порфиров по аномалиям приращения модуля вектора магнитной индукции  $\Delta T$  (до 900 нТл) на фоне спокойного магнитного поля, соответствующего практически немагнитным терригенно-осадочным отложениям горнопротокской свиты [3]. Рудные тела в большей мере тяготеют к наиболее магнитным участкам фронтальных зон карбонат-альбит-слюдистых метасоматитов (рис. 1).

Развитие более поздней пирит-халькопиритовой минерализации с золотом по кварцевым диорит-порфирам и тем более по магнетитовым карбонат-альбит-слюдистым метасоматитам приводило к значительному снижению их магнитной восприимчивости. Это обусловлено замещением магнетита сульфидным парагенезисом. В этой связи рудным интервалам свойственна чрезвычайно высокая неоднородность по магнитной восприимчивости и общее понижение значений  $\Delta T$  до 100 и даже до первых десятков нТл.

Таким образом, особенности распределения магнетитовой минерализации в продуктах разных этапов развития оруденения привели к закономерному его проявлению в магнитном поле.

Золотосульфидные месторождения прожилково-вкрапленного типа залегают в осадочных и вулканогенно-осадочных породах. Золото в них ассоциировано преимущественно с сульфидами (пирит, арсенопирит), и существенная его часть находится в тонкодисперсной форме, что

затрудняет процесс их разработки, и до недавнего времени их эксплуатация сдерживалась. Но с развитием технологий произошел существенный скачок в разведке и добыче золота на месторождениях данного типа, ввиду значительного числа среди них крупномасштабных объектов, часть которых расположена на Енисейском кряже Красноярского края.

Одним из таких месторождений является Благодатное, на примере которого будет рассмотрено распределение пирротиновой минерализации и ее проявление в магнитном поле.

Здесь амплитуды магнитных аномалий рудной зоны последовательно снижаются от 500 до 80 нТл на фоне немагнитных вмещающих пород. Участок с наиболее высокоамплитудной аномалией ее северо-западного фланга непосредственно граничит с безаномальным участком. Магнитная неоднородность прослеживается и на глубинных горизонтах месторождения. В направлении падения рудных тел наблюдается увеличение магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) пород. Золотая минерализация сконцентрирована в рудах с аномальной  $\chi$ , но не в самых магнитных [1].

На месторождении встречены моноклинные и гексагональные пирротины (с широким диапазоном соотношения Fe/S в тех и других), образование которых происходит в различных физико-химических условиях. При этом моноклинные пирротины обладают магнитными свойствами, меняющимися в зависимости от их состава, гексагональные – нет, или очень слабыми, опять же в зависимости от состава [1].

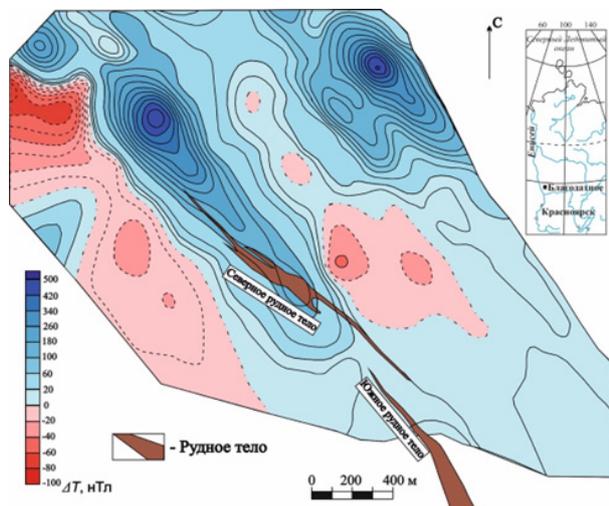


Рис. 2. Карта магнитного поля  $\Delta T$  месторождения Благодатное [1]

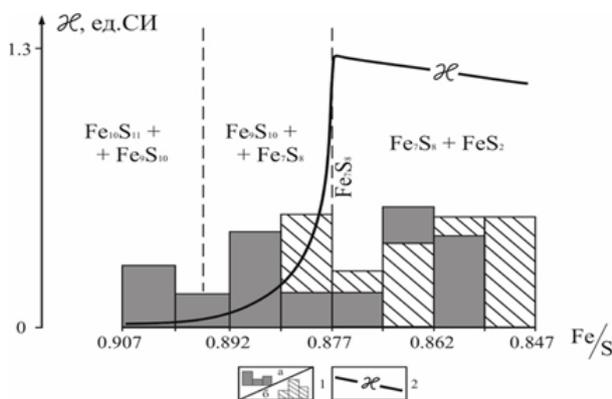


Рис. 3. Химический состав пирротинов рудных тел месторождения Благодатное, фазовые отношения в системе Fe-S и магнитная восприимчивость природных пирротинов: 1 – пирротины северного (а) и южного (б) рудных тел; 2 – схематический график магнитной восприимчивости пирротинов [1]

Температура в системе Fe-S-O-H<sub>2</sub>O является важнейшим фактором равновесия фаз в пирит-пирротиновом парагенезисе. Повышение S/Fe в пирите напрямую связано с нарастанием его доли в пирит-пирротиновом парагенезисе, что приводит к снижению  $\chi$  последнего. Закономерное нарастание  $\chi$  руд и околорудных пород и снижение стехиометрического отношения S/Fe в пирите наблюдается и по падению рудных тел по всей рудоносной зоне. В северном, более магнитном рудном теле средняя величина S/Fe пиритов (1,842) значительно ниже средней величины этого же отношения (1,998) для менее магнитного южного рудного тела [1]. В этой связи увеличение  $\chi$  и амплитуды аномалии  $\Delta T$  в северо-западной части рудоносной зоны трактуется углублением уровня ее эрозионного среза.

С ростом температуры и в составе самого пирротина сокращалась доля пиритовой фазы, и он приближался к стехиометрически «чистому» моноклинному пирротину Fe<sub>7</sub>S<sub>8</sub> – своей максимально магнитной фазе. Там, где достигалась максимальная температура, кристаллизовался немагнитный гексагональный пирротин, что объясняет тесную связь самого магнитного участка с немагнитным.

Транспортировка золота в рудоносных растворах с сульфидной серой осуществляется в комплексных соединениях типа Au(HS)<sup>0</sup> и Au(HS)<sub>2</sub>. Концентрирование золота в слабомагнитных рудах вызвано массовым связыванием сульфидной серы в пирите при их формировании, дестабилизацией комплексных соединений и выпадению золота в металлической форме [2].

Таким образом, на примере крупных месторождений двух распространенных типов (медно-порфировый и золотосульфидный) показана закономерная локализация рудного золота в минерализованных блоках с зональным распределением ферромагнетиков, проявленным в магнитном поле.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колмаков Ю. В., Лазарев А. Ф., Федоров В. Г. Пирротиновая минерализация золоторудных месторождений Енисейского кряжа: состав, свойства и проявление в магнитном поле // Годичное собрание РМО «Минералого-геохимические исследования для решения проблем петро- и рудогенеза, выявления новых видов минерального сырья и их рационального использования. Федоровская сессия 2023: Сборник научных материалов, Санкт-Петербург, 10–12 октября. – Санкт-Петербург : РАН, 2023. – С. 124–125.
2. Пальянова Г. А., Колонин Г. Р. Геохимическая подвижность Au и Ag в условиях гидротермального переноса и отложения (термодинамическое моделирование) // Геохимия. – 2007. – № 8. – С. 814–828.
3. Федоров В. Г. Геофизические признаки оруденения золото-медно-порфирового типа на Поныйском участке Приамурской вулcano-плутонической зоны (Хабаровский Край) // XXIV Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов, Пермь, 20–24 марта 2023. – Пермь : ГИ УрО РАН, 2023. – С. 256–260.

**Шавецкина А. Ш., Юркевич Н. В., Бондаренко В. П., Волынкин С. С.**

*ФГБУ «ИНГГ СО РАН», г. Новосибирск*

#### **ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ХВОСТОХРАНИЛИЩА КАК ИСТОЧНИК БАРИТОВОГО СЫРЬЯ**

*Введение.* Баритовое минеральное сырье в России является критическим товарным продуктом [2, 4, 7]. После распада СССР большая часть источников барита оказалась за пределами России – в Казахстане и Грузии. Поэтому работы по поиску и оценке баритовых месторождений и исследования в области познания генезиса барита являются актуальными и значимыми. Весьма перспективной представляется возможность освоения техногенных месторождений барита, образованных на обогатительных фабриках, извлекавших только сульфидные концентраты. Хвосты в данном случае компактно находятся на дневной поверхности. При их разработке исключаются эксплуатационные расходы по добыче и дроблению рудной массы, а затраты на доведение баритовых концентратов до требуемой кондиции значительно снижаются [1, 2, 7]. Опубликованные работы по технологическим исследованиям и разработанные патенты посвящены вопросам обогащения методами гравитации, флотации и пирометаллургии для получения баритового концентрата, соответствующего требованиям промышленности [3, 5, 6, 8, 9]. Однако, до сих пор нет разработанной оптимальной технологии и схемы обогащения баритосодержащих отходов.

*Цель работы* заключается в рассмотрении на примере полиметаллических хвостохранилищ Салаирского кряжа перспективности данных объектов в качестве источника баритового сырья.

*Объектами исследования* являются хвостохранилища полиметаллических месторождений Салаирского рудного поля (Салаирский кряж, Кемеровская обл.): Ново-Урское и Талмовские пески, которые обрабатывались в период 1930–1975 гг. на благородные (Au, Ag) и цветные (Cu, Zn, Pb) металлы методами гравитации, флотации и цианирования.

*Методика исследования.* Содержание порообразующих и примесных элементов (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Mn, Ba) определено методом рентгенофлуоресцентного силикатного анализа (РФА) в аналитическом центре ИГМ СО РАН на спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific Ltd, США) (аналитик Карманова Н. Г.). Гранулометрический анализ технологических проб проведен с помощью набора сит для восьми классов крупности (1; 0,5; 0,315;

0,25; 0,16; 0,1; 0,071; 0,005 мм). Содержания основных оксидов в классах крупности получены методом РФА. Исследование минеральных ассоциаций и химического состава минералов осуществлено с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) TESCAN MIRA 3LMU (Tescan, Чехия) с энергетическим спектрометром OXFORD (Oxford Instruments, Великобритания) в режимах вторичных и обратно-рассеянных электронов при различных увеличениях (при ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ) (аналитики Даниловская В. А., Хлестов М. В., Карманов Н. С.).

Технологические исследования обогатимости материала отобранных проб гравитационными методами выполнялись на лабораторном концентрационном столе ЭКЦ-30. Из каждой технологической пробы была отобрана представительная навеска, которая просеивалась на сите с ячеей 1 мм. Навески для обогащения отбирались из подрешетного продукта. Масса каждой навески составила 3 кг. Продуктами обогащения являются концентрат, промпродукт и хвосты, которые анализировались на содержание ВаО методом РФА. В работе по получению баритовых концентратов, пригодных для применения в нефтегазовой промышленности в качестве утяжелителей буровых растворов, были опробованы методики анализа баритового концентрата по ГОСТ 4682-84 и ГОСТ 30240.0-95. Проведен анализ промежуточных продуктов гравитационного обогащения баритового концентрата на следующие показатели: содержание сернокислого бария, водорастворимых солей, рН водной вытяжки согласно методам анализа, описанным в ГОСТ 30240.0-95.

Основой для подсчетов ресурсов на хвостохранилищах являются геохимико-геофизические данные, полученные коллективом авторов за 2017–2021 гг. на объектах исследования. Расчет площади и мощности техногенных отложений проводился при помощи интерпретации геоэлектрических разрезов, полученных методом электротомографии. Более детально методика описана в работе [7].

*Результаты.* Ново-Урское хвостохранилище представлено переработанными рудами Ново-Урского барит-колчеданно-полиметаллического месторождения, складированное в виде насыпных отвалов кварц-баритового и барит-пиритового составов. По степени измененности вещества отвалы условно можно разделить на окисленный (ПР 1/1) и неокисленный (ПР 1/2), средние содержания ВаО в которых составляют 13 и 28 мас. %, соответственно. По типоморфным характеристикам барит имеет цвет от молочно-белого, прозрачного до желтовато-белого. Размерность зерен варьирует от 1–2 до 300 мкм. По морфологии встречаются: зерна игольчатого габитуса; обломки неправильной формы (часто трещиноватые); вытянутые овальной формы зерна; таблитчатые и пластинчатые кристаллы. Отмечены сростания барита с пиритом, галени-том, ярозитом, ангидритом и кварцем.

Хвостохранилище Талмовские пески (г. Салаир) относится к намывному типу отвалов, сформированному в запруженном дамбой русле реки Малой Талмовой в виде ленты протяженностью 7 км и шириной ~ 30 м, мощность отложений до 3 м. На хвостохранилище складировали переработанные руды месторождений Салаирского рудного поля. Строение хвостохранилища Талмовские пески характеризуется большой неоднородностью по вертикали, обусловленной гетерогенным составом складированных отходов. Отложения в разрезах представлены субгоризонтальными слоями от светло-желтого, серого до буро-коричневого цвета, разной степени окисленности. Вещество отходов (ПР 2/1) можно разделить на неокисленные (ПР 2/1/2) и окисленные (ПР 2/1/1), в которых содержание Ва составляет 39 % и 35 %, соответственно. Среднее содержание ВаО по разрезу составляет 25 мас. %. При этом выделяются горизонты с повышенным содержанием ВаО – до 45 мас. %, которые характерны для серого (неокисленного) вещества.

По типоморфным характеристикам барит имеет преимущественно белый цвет, реже бесцветный или рыжий (за счет вторичных железистых фаз). Размерность зерен варьирует от 1–2 до 400 мкм. Зерна неправильных, реже пластинчатых, таблитчатых форм. Встречаются массивные, однородные зерна, а также хрупкие, трещиноватые. Отмечены сростания барита с кварцем, доломитом, апатитом, сульфидами (пиритом, халькопиритом); часто барит покрыт пленками плюмбоарозита ( $Pb_{0,5}Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$ ), смитсонита ( $ZnCO_3$ ), плюмбогуммита ( $PbAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot 2H_2O$ ) и пироморфита ( $Pb_5(PO_4)_3Cl$ ). В барите отмечены включения пирита, галенита и его вторичных минералов – англезита и церуссита [7].

В результате гранулометрического анализа выявлялись как ситовые характеристики материала, так и характер распределения ВаО по классам крупности в каждой пробе. Для технологических проб (1/1, 1/2) из Ново-Урского хвостохранилища отмечено значительное количество класса +1 мм – 12 % для неокисленного вещества (1/2) и 24 % для окисленного вещества (1/1). Также отмечаются относительно высокие выходы тонкого класса -0,005 мм. Превышение содержания ВаО над выходом классов отмечается при крупности -0,25 мм.

Для технологической пробы из хвостохранилища Талмовские пески характерны низкие выходы классов +1 мм и -0,071 мм. Основное количество материала неокисленных песков (87 %) имеет крупность от 0,5 до 0,071 мм. В пробе окисленных песков такую крупность имеет 76 % всего материала. Повышенные содержания ВаО отмечаются в классах крупности ниже 0,16 мм в которых находится более 70 % всего ВаО для неокисленного материала и около 60 % ВаО для окисленного.

По результатам гравитационного обогащения получение наиболее качественных баритовых концентратов гравитационными методами возможно из пробы 1/2 Ново-Урского хвостохранилища. При обогащении этой пробы содержания барита в концентрате и промпродукте превышают 90 %. Наихудшие результаты показала проба 1/1 Ново-Урского хвостохранилища. В ней обогащение материала практически не происходит. Довольно перспективными в плане гравитационного обогащения являются пробы с Талмовских песков.

Гравитационный концентрат, полученный из проб неокисленного вещества Ново-Урского хвостохранилища (1/2) соответствует по содержанию сернокислого бария концентратам классов КБ-6 – КБ-5 для буровых растворов по ГОСТ 4682-84. Содержание сернокислого бария в концентратах 1/1, 2/1 является недостаточным, и необходима дополнительная доводка данных концентратов. Для всех концентратов содержание водорастворимых солей также не превышает нормируемых показателей для концентратов класса Б по ГОСТ 4682-84. При измерении рН водных вытяжек для всех концентратов, включая образцы 1/2 и 3/2, показано относительное занижение рН среды до значений рН 4,4–6, ассоциированное с остаточными содержаниями сульфидного материала в концентратах. Что говорит о необходимости дополнительных корректировок значений рН буровых растворов при использовании для их приготовления концентратов 1/2 и 3/2. Содержание водорастворимых солей для всех концентратов соответствует нормируемым показателям.

Для Ново-Урского хвостохранилища при удельных электрических сопротивлениях 11–50 Ом·м и 0,1–10 Ом·м объемы отвалов кварц-баритового и барит-пиритового составов составляют 1 649 851 и 5184 м<sup>3</sup> соответственно. При плотности вещества 2500 кг/м<sup>3</sup> масса кварц-баритового отвала составляет 4,1 млн т, масса барит-пиритового отвала – 13 тыс. т. Ресурс бария в кварц-баритовом отвале – 507 тыс. т, в барит-пиритовом отвале – 1,8 тыс. т, что в пересчете на барит составляет 863 и 3,1 тыс. т соответственно.

Для хвостохранилища Талмовские пески по данным геоэлектрических исследований объемы сред с диапазоном УЭС 0,1–20 и 21–50 Ом·м составляют 48 000 и 53 000 м<sup>3</sup> соответственно, общий объем песков – 101 000 м<sup>3</sup>. Данные по содержаниям барита в веществе с сопротивлениями 0,1–20 и 21–50 Ом·м позволяют оценить его ресурсы в пределах исследованного участка и с некоторой долей приближения во всем хранилище и составляют 1,6 млн т.

*Заключение.* Для Ново-Урского хвостохранилища объем кварц-баритового отвала составляет 1 649 851 м<sup>3</sup> при ресурсах бария – 507 тыс. т или 863 тыс. т барита; для барит-пиритового отвала объем – 5184 м<sup>3</sup> при ресурсах бария 1,8 тыс. т или 3,1 тыс. т барита. Общий объем хвостохранилища Талмовские пески составляет 101 000 м<sup>3</sup>, при ресурсах Ва 934 тыс. т или 1,6 млн т барита. Гранулометрический анализ по технологическим пробам хвостохранилищ Ново-Урскому и Талмовские пески показал довольно равномерное распределение полезного компонента (ВаО) по классам крупности. Наиболее продуктивными классами крупности являются: 1) класс -0,25 мм для вещества из Ново-Урского хвостохранилища; 2) класс -0,16 мм для вещества из хвостохранилища Талмовские пески. Получение наиболее качественных баритовых концентратов гравитационными методами возможно из пробы неокисленного вещества Ново-Урского хвостохранилища. При обогащении этой пробы содержания барита в концентрате и промпродукте превышают 90 %. Концентрат неокисленного вещества Ново-Урско-

го хвостохранилища (1/2) соответствует по содержанию сернокислого бария концентратам классов КБ-6 – КБ-5 для буровых растворов по ГОСТ 4682-84. Содержание водорастворимых солей также не превышает нормируемых показателей для концентратов класса Б.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахманов Г. Г., Булаткина Т. А., Егорова И. П., Кузьмина И. А., Кочергин А. В., Галимов Н. Р. Месторождения остаточного типа Республики Башкортостан – основа для создания сырьевой базы «небурового» барита // Разведка и охрана недр. – 2019. – № 6. – С. 14–18.
2. Боярко Г. Ю., Хатьков В. Ю. Обзор состояния производства и потребления баритового сырья в России // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – № 10 (332). – С. 180–191.
3. Ермуханова С. Т., Лыгина Т. З. Основные технологии получения сульфата бария из природного барита // Actualscience. – 2017. – Т. 3, № 3. – С. 98–100.
4. Кузнецов Д. С. Баритовые месторождения Республики Коми и перспективы их освоения // Актуальные проблемы, направления и механизмы развития производительных сил Севера. – Сыктывкар : Коми республиканская типография, 2018. – С. 46–50.
5. Перейма А. А., Дубов Н. М., Черкасова В. Е. Буровой раствор на биополимерной основе для проводки скважин в условиях АВПД // Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море. – 2010. – № 4. – С. 34–38.
6. Тусупбаев Н. К., Турысбеков Д. К., Нарбекова С. М., Калдыбаева Ж. А., Мухамедилова А. М., Мусина М. М., Садык Б. Флотационное обогащение барит-содержащей руды / Научные основы и практика переработки руд и техногенного сырья : Материалы XXV Международной научно-технической конференции, проводимой в рамках XVIII Уральской горнопромышленной декады, 2020. – С. 142–145.
7. Юркевич Н. В., Хусаинова А. Ш., Бортникова С. Б., Бондаренко В. П., Карин Ю. Г., Коханова С. П. Ресурсы барита, цветных и благородных металлов в хвостохранилище Талмовские Пески: минералого-геохимические и геофизические данные // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2023. – № 3 (55). – С. 105–114.
8. Larachi N., Bali A., Ould Hamou M., & Bensaadi S. Recovery of lead and barite from the abandoned Ichmoul mine wastes in Algeria // Environmental Earth Sciences. – 2019. – № 78 (20). – P. 1–12.
9. Liu Y., Wei Z., Li M., Zeng J. Research Progress of Barite Separation Process and Resource Overview // Conservation and Utilization of Mineral Resources. – 2021. – № 41 (6). – P. 117–123.

**Шалаева А. А., Аполлонова Н. В.**

*ФГБОУ ВО «МГРИ», г. Москва*

#### **ОЦЕНКА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ РОССИИ**

Россия обладает значительными минерально-сырьевыми ресурсами почти всех полезных ископаемых мира, используемых сегодня в промышленности. Большой вклад в экономику нашей страны вносит производство товарной продукции по следующим видам минерального сырья: нефть, природный газ, угли, железные руды, алюминий, медь, никель, золото, алмазы, металлы платиновой группы, фосфорные руды и калийные соли [4].

Значительный объем производства этих товаров составляет более 30 % от валового внутреннего продукта России. Минерально-сырьевые ресурсы играют ключевую роль в экономике страны, позволяя обеспечить важные отрасли промышленности, энергетики и сельского хозяйства.

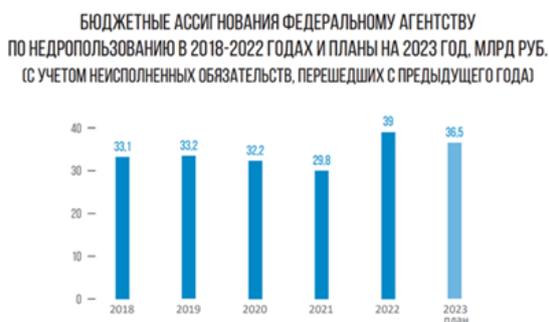
Экономика России представляет собой мощный сектор, занимающий пятое место в мире по объему валового внутреннего продукта по паритету покупательной способности. Основное влияние на показатели ВВП оказывают такие отрасли, как сфера услуг, сельское хозяйство и промышленность. По данным Всемирного банка, средняя «отдача от богатства» в России

(т. е. соотношение ВВП к благосостоянию) в период с 2000 по 2017 год составила около 7 %. Этот показатель сравним с средними значениями в странах с доходами выше среднего и высокими уровнями доходов [1].

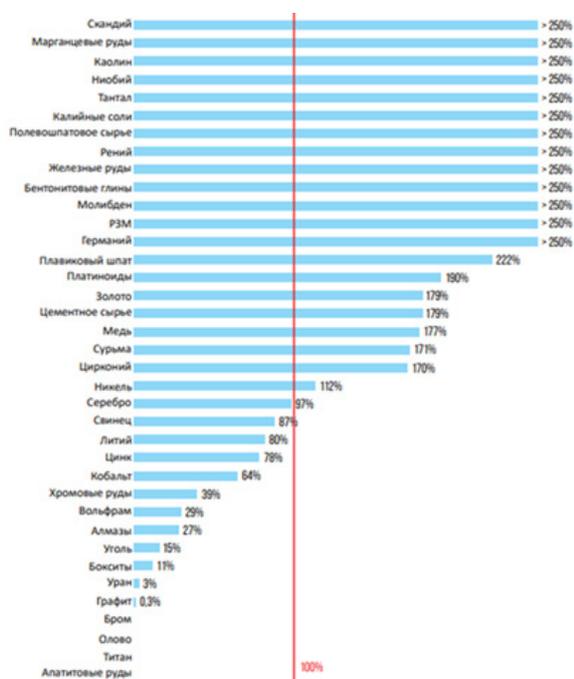
Определяющим фактором экономического роста экономики России может быть геология, поскольку каждый вложенный рубль в экономику, способен привлечь до 300 рублей инвестиций в смежные отрасли. Ранее такая практика уже была опробована, новое месторождение обростало дорогами, базами и линиями электропередач [6].

В настоящее время в геологоразведочных работах существует проблемы, которые связаны с недостаточным финансированием и импортозависимостью по некоторым полезным ископаемым, технологиям, оборудованию.

Для поддержания высокого уровня экономики необходимо вырабатывать системный подход в геологоразведке, необходимо увеличить объемы государственных вложений в отрасль. Шаги к реализации этого уже совершаются. Так, инвестпрограмма-2022 «Росгеологии» выросла до рекордной за постсоветский период отметки девять млрд рублей: более половины суммы – средства компании, а четыре миллиарда правительство выделило в рамках ее докапитализации (рис. 1).



**Рис. 1. Структура бюджетных ассигнований по недропользованию за 2018–2023 гг.**



**Рис. 2. Воспроизводство (доля приростов запасов к погашению (добыча+потери)) важнейших видов минерального сырья, в том числе стратегических, в 2018–2022 гг., %**

В 2021 г. на геологоразведочные работы было выделено 408 млрд рублей, что позволило открыть 37 новых месторождений углеводородного сырья и 133 месторождения твердых полезных ископаемых, среди которых 104 – месторождения золота, 20 – неметаллических полезных ископаемых, 4 – угля, 3 – цветных металлов, 2 – алмазов; а уже в 2022 г. на проведение геологоразведочных работ добывающие компании выделили 450 млрд рублей [2, 5].

Предприятия горнодобывающей промышленности идут по пути автоматизации и цифровизации. Например, в 2021 г. затраты на внедрение цифровых технологий составили 80,1 млрд рублей. По сравнению с 2019 г. (48,1 млрд рублей) сумма увеличилась почти в два раза. Компания «Технологии Доверия» провела опрос в горно-металлургической отрасли и выявила, что 63 % опрошенных предприятий считают, что внедрение IT-проектов позволяет сократить издержки следующих пяти лет, и для 93 % опрошенных приоритетными цифровыми технологиями являются: машинное обучение, большие данные и их аналитика, технологии искусственного интеллекта [3].

Определен перечень из 17 дефицитных (импортозависимых) видов сырья, текущие потребности промышленности в которых в недостаточной мере или абсолютно не обеспечены внутренним производством. В связи с этим, и в условиях сложившейся геополитической обстановки геологоразведочные работы за счет средств федерального бюджета переориентированы на стратегические дефицитные (импортозависимые) виды минерального сырья.

В рамках ГП «ВИПР» в 2022 г. подготовлены к постановке 10 объектов геологоразведоч-

ных работ со сроком реализации в 2023–2025 гг., общий объем финансирования которых составит 3610,5 млн руб. Семь объектов нацелено на воспроизводство минерально-сырьевой базы стратегических дефицитных видов минерального сырья (2528,1 млн руб.). По итогам реализации планируется получить прирост прогнозных ресурсов: урана – 50 тыс. т, хромовых руд – 4,5 млн т, титана – 45 млн т, вольфрама – 140 тыс. т, марганцевых руд – 17,3 млн т, а также золота – 120 т и серебра – 3 тыс. т.

В рамках Федерального проекта «Геология: возрождение легенды» с 2022 г. реализуется один объект на дефицитный стратегический вид сырья – графит в Республике Карелия.

В России по большинству стратегических и дефицитных видов минерального сырья существует значительный нераспределенный фонд недр, преимущественно образованный месторождениями, разведанными в советский период.

Анализ минерально-сырьевой базы нераспределенного фонда недр выявил ряд факторов, сдерживающих его освоение:

- месторождения открыты преимущественно в советские годы (более 50 лет назад) и не соответствуют современным требованиям в части качества проведенных геологоразведочных работ и экономического обоснования их эксплуатации;
- технологические свойства марганцевых руд, хромовых руд, урана, титана, циркония, бокситов, вольфрама, молибдена, ванадия, рения, лития, бериллия, ниобия, тантала, РЗМ, плавикового шпата, графита не позволяют переработку в рамках существующих схем обогащения, при этом современные технологии на данных месторождениях не испытывались;
- отсутствие развитой транспортной и энергетической инфраструктуры, высокий стартовый размер разового платежа за пользование недрами для комплексных месторождений до недавнего времени.

Таким образом, можно прийти к следующим выводам: следует выбрать 100 приоритетных месторождений распределенного и нераспределенного фонда недр, разработка которых может покрыть собственные потребности в дефицитных видах сырья, таких как: редкоземельные металлы, алюминиевое сырье, титан, хром, марганец, цирконий, молибден, ниобий, литий, уран, рений, графит, тантал, плавиковый шпат, вольфрам.

Важной частью экономической безопасности России является минерально-сырьевая безопасность, поэтому государство должно вести политику, направленную на укрепление и развитие горнодобывающей отрасли. Для процветания минерально-сырьевой базы необходимо вкладывать государственные средства на проведение геологоразведочных работ. Возможно, необходимо ввести налог на крупных инвесторов, который бы поступал в недропользование на разработку и эксплуатацию месторождений горного комплекса. Стоит вести глубокую переработку сырьевых ресурсов и существенно увеличить производство продукции с более высокой долей добавленной стоимости для внутреннего и внешнего рынков. Также необходимо наращивать научную базу в горном деле, активно внедрять цифровые технологии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

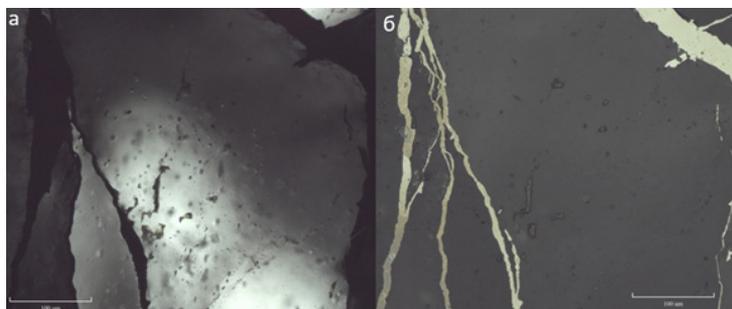
1. Алексеев Д. Норма выработки: как сохранить российские богатства [Электронный ресурс] / Д. Алексеев // Экономика, 2022. – Режим доступа: <https://iz.ru/1392678/dmitrii-alekseev/norma-vyrobotki-kak-sokhranit-rossiiskie-bogatstva>.
2. Глава Минприроды РФ: картина будущего российской геологоразведки прояснится во втором полугодии [Электронный ресурс] // Интервью, 2022. – Режим доступа: <https://www.interfax.ru/interview/832592>.
3. Главные тренды в горной добыче [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://miningworld.ru/ru/media/news/2023/july/6/gornaya-dobycha>.
4. Распоряжение Правительства РФ от 21 июня 2010 г. № 1039-р «Стратегия развития геологической отрасли до 2030 года».
5. Сенчагов В. К. Экономическая безопасность России: Общий курс: Учебник. 2-е изд. / В. К. Сенчагов, Б. В. Губин, В. К. Павлов и др. – М. : Дело, 2005. – 108 с.
6. Тихонов С. Горьков : Больших открытий месторождений нефти и газа на суше уже не будет / С. Тихонов // Экономика, 2022. – Российская газета.

### **СОСТАВ ЛЕТУЧИХ В МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕМ ФЛЮИДЕ НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ АЯХТА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)**

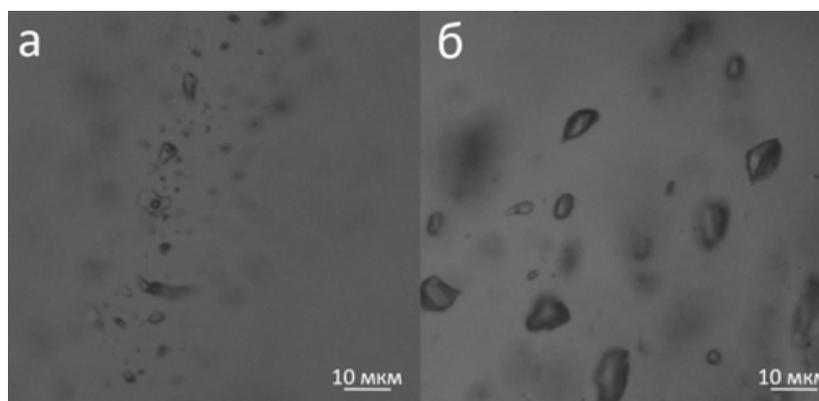
Енисейский кряж традиционно является одним из богатейших золоторудных районов России, в котором находится более 100 рудопоявлений и месторождений золота. Изучению геологии и золотоносности кряжа посвящено огромное количество работ, так как история его исследования началась еще в XIX веке [1]. Одно из направлений в изучении закономерностей формирования месторождений золота – термобарогеохимия. Установление параметров (температуры, давления, состава) минералообразующих флюидов позволяет составить более детальную модель формирования золоторудных объектов.

Месторождение Аяхта, открытое в 1909 г., располагается в центральной части Енисейского кряжа [1]. Золотое оруденение приурочено к кварцево-жильной зоне юго-западного простирания, которая находится в зоне влияния Ишимбинского глубинного разлома [2]. Вмещающими породами для кварцевых жил являются породы кординской свиты (кварц-биотитовые, кварц-биотит-мусковитовые сланцы). Кварцево-жильные образования сложены белым кварцем (рис. 1, а), в котором отмечаются пирит и арсенопирит в виде мелкой вкрапленности или нитевидных прожилков (см. рис. 1, б). Самородное золото представлено в виде мелкой рассеянной вкрапленности в кварце.

Для определения параметров рудообразующего флюида были изучены флюидные включения в минералах из золотоносной зоны. Флюидные включения представлены двухфазными (газово-жидкими) и однофазными (преимущественно газовыми) образованиями (рис. 2). Было установлено, что кварцево-жильные зоны сформированы при температуре 190–420 °С, давлении 0,8–0,9 кбар, соленость составляла 0,5–12 мас. % (NaCl-экв.). Методом рамановской спектроскопии в газовой фазе флюидных включений установлены три соединения: CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и N<sub>2</sub>. Соотношение CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub> варьирует от 8 до 125.



**Рис. 1. Жильный кварц (а) с прожилками сульфидов (б) на месторождении Аяхта**



**Рис. 2. Двухфазные газово-жидкие (а) и однофазные газовые (б) флюидные включения в кварце месторождения Аяхта**

Валовый состав летучих во флюиде был проанализирован методом газовой хромато-масс-спектрометрии (GC-MS) [3]. При подготовке проб к анализу не использовались кислоты, растворители и какие-либо органические вещества, которые могли бы внести искажения в первоначальный состав флюида. Исследуемые пробы объемом до 0,06 см<sup>3</sup> помещались пинцетом в лодочку в специальное устройство, включенное онлайн в газовую схему хроматографа перед аналитической колонкой. Образцы перед анализом прогревались при 130–160 °С в течение 133 минут в токе газа-носителя гелия при давлении 45 кПа. Чистота гелия составляла 99,9999 %. Анализ газовой смеси, извлеченной при однократном ударном разрушении образца, выполнен на газовом хромато-масс-спектрометре Focus GC/DSQ II MS (Thermo Scientific, USA). Все газовые тракты хроматографа, по которым перемещалась газовая смесь, в том числе инжектор и кран, узел и капилляры, имели сульфинертное покрытие. Использованный для определения состава газовой фазы флюида ГХ-МС анализ объединяет достоинства двух независимых количественных аналитических методов идентификации индивидуальных соединений в газовой смеси. Таким образом, этот анализ позволяет определять компоненты исследуемой смеси с чувствительностью на уровне фемтограмм.

GC-MS анализ показал, что газовая составляющая флюида имеет водно-углекислотный состав с примесью углеводородов, S-, N- и галогенсодержащих соединений. Был обнаружен широкий ряд органических соединений: бескислородные алифатические и циклические углеводороды (парафины, олефины, циклические алканы и алкены, арены, полициклические ароматические углеводороды – ПАУ), кислородсодержащие углеводороды (спирты, эфиры простые и сложные, фураны, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты), амиды, амины, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, тиофены, галогенсодержащие предельные, циклические углеводороды. Перечисленные группы органических соединений представлены следующими веществами: парафины от метана (CH<sub>4</sub>) до гептадекана (C<sub>17</sub>H<sub>36</sub>), олефины от этилена (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>) до пентадецена (C<sub>15</sub>H<sub>30</sub>), циклические алканы и алкены от циклопентана (C<sub>5</sub>H<sub>10</sub>) до D-лимонена (C<sub>10</sub>H<sub>16</sub>), арены от бензола (C<sub>6</sub>H<sub>6</sub>) до гептилбензола (C<sub>13</sub>H<sub>20</sub>), ПАУ от нафталина (C<sub>10</sub>H<sub>8</sub>) до фенантрена (C<sub>14</sub>H<sub>10</sub>), спирты от метанола (CH<sub>4</sub>O) до тридекан-1-ола (C<sub>13</sub>H<sub>28</sub>O), ароматические спирты от фенола (C<sub>6</sub>H<sub>6</sub>O) до 4-метилфенола (C<sub>7</sub>H<sub>8</sub>O), эфиры от метилметакрилата (C<sub>5</sub>H<sub>8</sub>O<sub>2</sub>) до дипропилового эфира бензодикарбоксимовой кислоты (C<sub>14</sub>H<sub>18</sub>O<sub>4</sub>), фураны от 2-метиофурана (C<sub>5</sub>H<sub>6</sub>O) до 2-пентилфурана (C<sub>9</sub>H<sub>14</sub>O), альдегиды от ацетальдегида (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O) до пентадеканала (C<sub>15</sub>H<sub>30</sub>O), кетоны от 2-пропанона (C<sub>3</sub>H<sub>6</sub>O) до 2-пентадеканона (C<sub>15</sub>H<sub>30</sub>O), карбоновые кислоты от уксусной (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>O<sub>2</sub>) до тетрадекановой кислоты (C<sub>14</sub>H<sub>28</sub>O<sub>2</sub>). Стоит отметить, что в группе азотсодержащих соединений, молекулярный азот является самым распространенным веществом, также присутствуют аммиак (H<sub>3</sub>N), пиридины (C<sub>5</sub>H<sub>5</sub>N-C<sub>6</sub>H<sub>7</sub>N), амиды (C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>NO-C<sub>5</sub>H<sub>11</sub>NO) и другие азотсодержащие углеводороды в подчиненных концентрациях. Доля серосодержащих соединений в среднем составляет около 1 отн. %, основным компонентом является диоксид серы (O<sub>2</sub>S). Общее количество определенных соединений варьирует от 178 до 205. Доля органических соединений в среднем составляет 12,3 отн. %.

Углекислота – постоянный компонент флюидных включений Аяхтинского месторождения (в среднем 56 отн. %). Вероятнее всего, роль углекислоты состоит в поддержании буферной емкости раствора для поддержания высокой растворимости в нем золота [4]. Органические соединения, обнаруженные в минералообразующих флюидах, могли участвовать в образовании металлоорганических комплексов, в виде которых далее происходила транспортировка золота [5]. Наличие молекулярного азота и других азотсодержащих соединений во флюидных включениях в кварце и сульфидах, вероятно, связано с химическими реакциями между флюидом и аммонийсодержащими силикатами вмещающих пород [6]. Соединения серы, доля которых во флюиде составляет до 2,5 отн. %, благотворно влияют на растворимость комплексов золота [7].

Результаты проведенного исследования демонстрируют, что флюиды, сформировавшие золотоносные кварцево-жильные зоны, имеют разнообразный многокомпонентный состав. В целом, минералообразующий флюид можно охарактеризовать как водно-углекислотный с примесью органических соединений.

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-01063, <https://rscf.ru/project/23-77-01063/>.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сазонов А. М., Ананьев А. А., Полева Т. В., Хохлов А. Н., Власов В. С., Звягина Е. А., Федорова А. В., Тишин П. А., Леонтьев С. И. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технология. – 2010. – № 4. – С. 371–395.
2. Сердюк С. С., Комаровский Ю. Е., Зверев А. И. и др. Модели месторождений золота Енисейской Сибири / Под. ред. С. С. Сердюка. – Красноярск : ФГОУ ВПО СФУ ИГДГиГ, 2010. – 584 с.
3. 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. Углеводороды 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.
4. Phillips G. N., Evans K. A. Role of CO<sub>2</sub> in the formation of gold deposits // Nature. – 2004. – V. 429. – P. 860–863.
5. Баликов С. В., Дементьев В. Е. Золото: Свойства. Геохимические аспекты. – Иркутск : Ирри-редмет, 2015. – 328 с.
6. Bottrell S. H., Miller M. F. The geochemical behaviour of nitrogen compounds during the formation of black shale hosted quartz-vein gold deposits, north Wales // Applied Geochemistry. – 1990. – Vol. 5, Issue 3. – P. 289–296.
7. Pokrovski G. S., Kokh M. A., Guillaume D., Borisova A. Y., Gisquet P., Hazemann J.-L., Lahera E., Del Net W., Proux O., Testemale D., and others. Sulfur radical species form gold deposits on Earth // Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2015. – Vol. 112. – P. 13484–13489.

**Шипилова Е. С.<sup>1</sup>, Макарова М. А.<sup>1,2</sup>, Боева Н. М.<sup>1</sup>, Внучков Д. А.<sup>1</sup>,  
Мельников Ф. П.<sup>1</sup>, Слукин А. Д.<sup>1</sup>, Жегалло Е. А.<sup>3</sup>, Лопухин М. А.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> ИГЕМ РАН, г. Москва, <sup>2</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва,

<sup>3</sup> ПИН РАН, г. Москва, <sup>4</sup> ФБУ ГКЗ, г. Москва

## МИНЕРАЛЫ ЖЕЛЕЗА В БОКСИТОНОСНЫХ ЛАТЕРИТНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ (ГВИНЕЙСКАЯ РЕСПУБЛИКА)

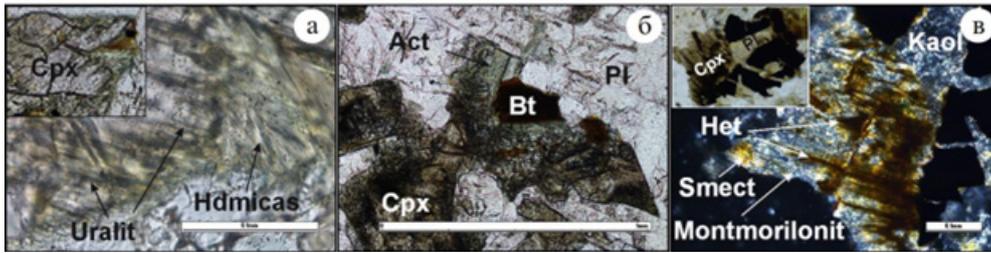
Бокситы – сырье для производства алюминия. Это горная порода, состоящая из гидроксидов алюминия – гиббсита, бемита и реже диаспора, образующих основную рудную массу, а также оксидов железа, титана, кварца и др. Содержание железа в бокситах достигает 40–50 мас. %, поэтому для последующей переработки руды очень важным является изучение форм его нахождения в бокситоносном профиле.

В пределах бокситоносной провинции Фута Джаллон-Мандинго бокситы образовались при латеритном выветривании алевро-аргиллитов, интродуцированных силлами и дайками долеритов мезозойской трапповой формации.

Разрез классической *in situ* латеритной коры выветривания (ЛКВ) имеет четкое зональное строение, обусловленное различными физико-химическими условиями его образования. ЛКВ рассматривается как гипергенная инфильтрационная метасоматическая колонка, в которой каждая вышележащая зона формируется за счет нижележащей [2]. В генерализованном виде в вертикальном строении бокситоносных кор выветривания наблюдаются две литологически различающихся зоны:

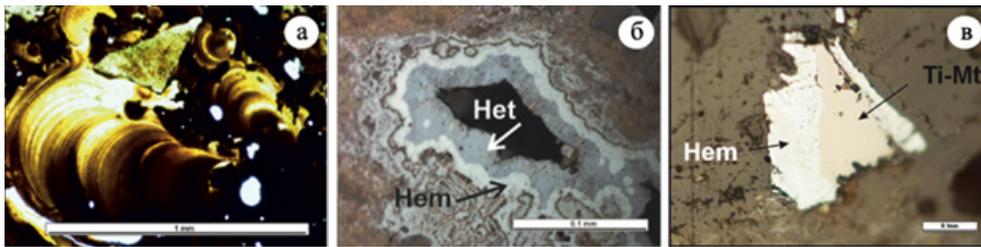
- Нижняя зона представлена псевдоморфными глинами. В нижней части они имеют полиминеральный гидрослюдистый состав с остатками различной степени выветрелых коренных пород. В верхней части глинистый горизонт преимущественно каолининовый с повышенным содержанием железа.

- Верхняя зона ЛКВ сложена в основном минералами алюминия и железа. Это собственно латеритный покров, в котором преобладают конечные продукты латеритного выветривания.



**Рис. 1. Развитие железистых минералов по материнским породам (а–б) и в глинистом горизонте (в):**

а – развитие уралита с образованием псевдополосчатости; б – образование биотита; в – образование гетита-1 по плагиоклазу



**Рис. 2. Минералы железа в железистых латеритах переходной зоны:**

а – ритмично-зональное выделение ферригеля; б – гетит-2 и гематит-2 в каверне; в – псевдоморфоза гематита по Ti-магнетиту

Она включает (снизу вверх) следующие горизонты: железистые латериты с ферриплантитами, бокситы и кираса.

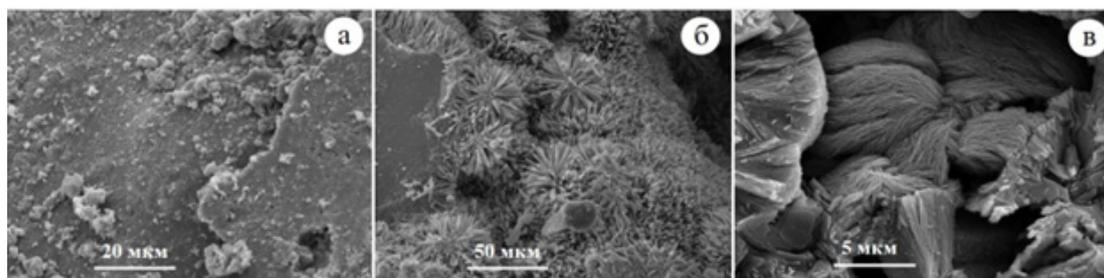
Железосодержащие минералы материнских пород представлены клинопироксеном – авгитом (до 20 %), роговой обманкой – уралитом (до 5 %), биотитом (до 1 %), в небольших количествах хлоритом, Ti-ильменитом, магнетитом (в сумме до 3 %). В процессе выветривания первыми преобразуется клинопироксен. Он замещается волокнистым уралитом, образуя псевдополосчатость. Часто он находится в ассоциации с микрокристаллами Ti-магнетита (микрокристаллическая сыпь) (рис. 1, а). Также по пироксену образуется биотит, формируя вытянутые кристаллы размером до 1 мм (см. рис. 1, б).

В горизонте глин освобождающееся при разложении темноцветных алюмосиликатов железо образует гетит 1 генерации (см. рис. 1, в). Он образует микрокристаллические пятнистые скопления по ксеноморфным выделениям пироксена и микросгустки, развитые по спайности лейст плагиоклаза, что свидетельствует о перераспределении железа уже на этой стадии выветривания.

Образование горизонта железистых латеритов (или переходной зоны) происходит выше глин в гидрогеологической зоне колебаний зеркала грунтовых вод, за счет мощного привноса железа, фиксируя действие активного окислительного геохимического барьера в процессе выветривания. Поступление кислорода в эту зону происходит с дождевыми водами, «проваливающимися» по системе трещин и каналов вниз [3]. В этом горизонте фиксируется железистый метасоматоз. Привнесенное сюда железо сорбируется глинами, по порам и микротрещинам образуется ферригель (рис. 2, а), который раскристаллизовывается в микро-мелкокристаллический более поздний гетит (1а).

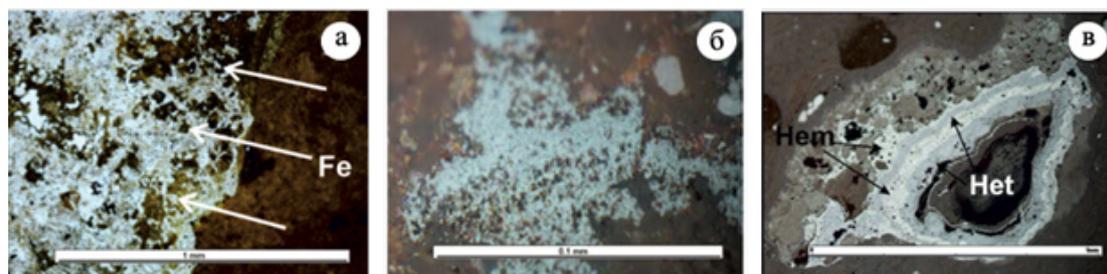
Отмечаются прожилки, жилки, каверны и поры, заполненные ритмично-зональными коллоидными и микрокристаллическими образованиями, сложенные гетитом-2 (см. рис. 2, б). В этих же участках появляются микрополоски, сложенные гематитом-2, в отличие от остающихся зерен гематита-1, развитых по аксессуарным зернам магнетита и Ti-магнетита (рис. 3, в).

Максимальная концентрация (абсолютное обогащение – привнос) железа в железистом горизонте (в ее средней–верхней частях) связана с образованием плит и линз ферриплантитов [5, 7]. В них выделяются: основная масса мелко-скрытокристаллического гетита-1, включения зерен гематита-1, а также проявления гетита-2 и гематита-2 (или гидrogематита). В аншлифах



**Рис. 3. Формы выделения железистых минералов в ферриплантах. СЭМ:**

а – тонкопористая железистая масса; б – тонкоиглольчатый гетит, в виде «хризантем»; в – веретенообразные кристаллы гематита



**Рис. 4. Минералы железа в бокситовом горизонте:**

а – псевдобрекчиевая структура замещения гиббсита железистыми веществом в нижней части бокситового горизонта; б – лапчатые образования гетита-2 и гематита-2 по краям глиноземистого вещества; в – тонкополосчатый гетит-2 и гематит-2 по краям каверн

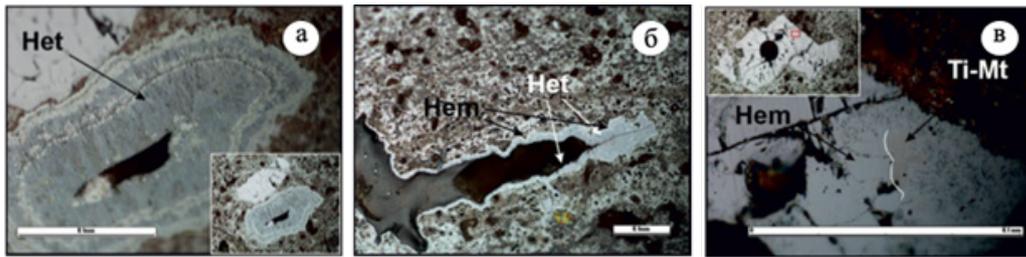
можно наблюдать замещение гетитом более крупных выделений каолинита, также встречаются участки с микроолитовым гетитом (20–100 мкм) и псевдоморфозами гематита-1 по ильмениту в каолинит-железистом веществе.

По результатам электронного сканирования, при малых увеличениях ферриплантиты выглядят как бесструктурная тонкопористая масса (см. рис. 3, а), однако при больших увеличениях все минеральные фазы имеют четкие кристаллические формы биогенного происхождения. Все процессы преобразования гипергенных минералов происходят в тесном взаимодействии с органическим веществом [1, 6, 8]. Основная масса породы сложена агрегатами тонкоиглольчатого биогенного гетита, в форме «хризантем» (см. рис. 3, б). Также основная масса сложена веретенообразными удлинёнными кристаллами биогенного гематита (см. рис. 3, в). Встречаются более «крупные пачки» каолинита с псевдоморфозами гематита.

Ферриплантиты в силу своей плотности и малой водопроницаемости частично сохраняются и выше в бокситах, что подтверждает однонаправленное развитие профиля выветривания. Выше по разрезу структура ферриплантитов несколько усложняется.

Выше по разрезу в гидрогеологической зоне инфильтрации в горизонте бокситов по сравнению с железистыми латеритами происходит активный вынос железа и близкий по количеству привнос алюминия [2]. Здесь повсеместно происходит замещение железа алюминием. Таким образом, зона железистого метасоматоза переходит в зону алюминиевого метасоматоза. В нижней и средней частях бокситового горизонта происходит резкое, на два порядка увеличение содержания  $\text{CO}_2$ , а содержание  $\text{O}_2$  уменьшается в два-три раза [4]. Создаются геохимические условия, обеспечивающие восстановление и вынос железа. Вдоль трещин, по которым «проваливаются» порции дождевых вод и происходит обогащение кислородом, наблюдается процесс ожелезнения и замещения минералов алюминия (рис. 4, а). Новообразованные минералы железа представлены в бокситовом горизонте гетитом 2а и 3а генерации и гематитом 2а и 3а генерации (см. рис. 4, б, в).

Вверх по горизонту по мере увеличения кислорода и уменьшения  $\text{CO}_2$  бокситы становятся более красноцветными, вплоть до смены у поверхности буро-красными железистыми латеритами – кирасой. По сравнению с бокситами снова происходит значительный привнос железа и



**Рис. 5. Железистые минералы в кирасе:**

а – шестоватые кристаллы гетита 3 генерации, окаймляющих полость; б – развитие гематита-2 и гетита-3 по краям полости; в – замещение Ti-магнетита гематитом-1

заметный вынос алюминия, то есть снова имеет место железистый метасоматоз. Процесс преобладающего перераспределения железа хорошо просматривается в аншлифах. Наряду с пропиткой гетитом-2 основной массы породы в кавернах наблюдается инкрустирование по стенкам гетита-3 (рис. 5, а) и гематита-2 (см. рис. 5, б). Чаше встречаются кристаллы Ti-магнетита, иногда замещенные гематитом-1, с сохранившимися реликтами (см. рис. 5, в).

Таким образом, в классических *in situ* бокситоносных латеритных корах выветривания выделяются два горизонта с абсолютным накоплением железа – латериты переходной зоны (железистый горизонт) и кираса. Как правило, преобладает гетит разной морфологии. При этом количество новообразованного гематита (2 и 3) в нижнем горизонте несколько больше.

*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. Бортников Н. С., Бугельский Ю. Ю., Слукин А. Д., Новиков В. М., Пилюян Г. О. Основные аспекты учения о рудоносных корах выветривания в XXI веке // ГРМ. – 2011. – Т. 53, № 6, С. 491–505.
2. Макарова М. А., Мамедов В. И., Алехин Ю. В., Шипилова Е. С. Уникальная роль поровых растворов при образовании бокситов в латеритных корах выветривания (Гвинейская Республика // Доклады Академии Наук. Серия Геохимия. – 2019. – Т. 489, № 1. – С. 60–64.
3. Макарова М. А., Мамедов В. И., Боева Н. М., Шипилова Е. С., Внучков Д. А., Бортников Н. С. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка). Часть IV: Механизм образования зональности в латеритных бокситоносных корах выветривания // Геология рудных месторождений. – 2023. – Т. 65, № 3. – С. 237–253. – DOI : 10.31857/S0016777023030036
4. Мамедов В. И., Воробьев С. А. Газовый режим бокситоносной латеритной коры выветривания (Гвинейская республика) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2011. – № 6. – С. 28–36.
5. Мамедов В. И., Шипилова Е. С., Боева Н. М., Слукин А. Д., Макарова М. А., Внучков Д. А. Ферриплантиты в бокситоносной латеритной коре выветривания провинции Фута Джаллон-Мандинго, Африка: причины накопления железа // Доклады Академии наук. – 2020. – Т. 490, № 1. – С. 1–5. – DOI : 10.31857/S2686739720010053
6. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Горшков А. И. и др. Гипергенные окислы железа – М. : Изд-во «Наука», 1975. – 207 с.
7. Шипилова Е. С., Мамедов В. И., Боева Н. М. Минералого-петрографические особенности нижнего горизонта железистых латеритов и ферриплантитов провинции Фута Джаллон-Мандинго (Гвинея, Западная Африка) // Геология рудных месторождений. – 2022. – Т. 64, № 5. – С. 595–614. – DOI: 10.31857/S0016777022050112
8. Banfield J. F., Welch S. A., Zhang Y., Ebert T. T., Penn R.L. Aggregation-based crystal growth and microstructure development in natural iron oxyhydroxide biomineralization products // Science. – 2000. – V. 289. – P. 751–754.

**Юсупов В. Р.**

*Институт сейсмологии Академии наук Республики Узбекистан*

## **ВЫСОКОТОЧНАЯ МАГНИТНАЯ СЪЕМКА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО БУКАНТАУ**

Высокоточная магнитная съемка на территории Восточного Букантау была проведена в 2013–2017 гг. [1, 2]. Применялся метод маршрутной съемки, общая длина составляла 2913 км. Расстояние между пунктами измерений в большинстве случаев составляло 500 м. На некоторых площадях проводилась микромагнитная съемка. Шаг составлял 15–50 м. На площади 2650 км<sup>2</sup> было проведено измерение на 5825 пунктах. Измерение магнитного поля осуществлялось абсолютным протонным магнитометром МВ-01 (завод «Рудгеофизика», Санкт-Петербург, Россия). Измерялся модуль полного вектора напряженности геомагнитного поля. Чувствительность магнитометра 0,1 нТл, ошибка выделения аномального поля не превышала 0,5–0,6 нТл. Аномальное поле выделялось относительно опорной магнитной станции, задействованной на окраине поселка Янгичарва (Сукути). В результате были выявлены магнитные аномалии различной интенсивности, формы и размера. Значение поля меняется от -50 до 480 нТл. Ниже приводятся краткие характеристики аномалий.

Территория Тохтатау характеризуется увеличением значения аномального поля с юго-запада на северо-восток с 50 до 320 нТл. Внимания заслуживает площадь, расположенная в 3 км к северу от пос. Кериз-булак. Площадь имеет форму эллипса с большой осью север, северо-западного направления. Максимальное значение поля составляет 230 нТл. Интерпретация показала, что глубина магнитовозмущающего тела составляет 1297 м, а ширина 2161 м.

Одной из интересных площадей является территория Кииктау. Значение поля меняется от 60 до 480 нТл. Высокое значение поля приурочено к выходам кварцита. Была проведена детальная магнитная съемка с шагом 50 и 125 м между профилями. Выявлены семь аномалий, составляющие одну зону северо-западного простирания. Протяженность аномальной зоны около 1200 м при средней ширине 250 м. Выявлена крупная магнитная аномалия, которая охватывает юг, юго-западную часть Букантау. Она имеет северо-западное простирание, её ширина меняется от 4 до 6 км. Зона охватывает площадь к югу от Джетымтау-II, Кииктау и в юго-восточном направлении уходит за пределы территории исследований. В целом площадь отличается высокими значениями градиента магнитного поля как положительного, так и отрицательного значений.

Территория является одной из интересных площадей Восточного Букантау. Наибольшей по площади проявления и интенсивности является аномалия, расположенная к северу от центра листа. Она представляет собой зону запад-северо-западного простирания длиной порядка 5,5 км, шириной 2–2,5 км.

Вместе с территорией месторождения Окжетпес, входящей в ее состав, она характеризуется низкими (80–120 нТл) значениями магнитного поля. Здесь выявлена зона минимального (80–100 нТл) значения северо-западной ориентации. Её ширина составляет 4–4,5 км при длине более 10 км [3].

На большей территории месторождения Окжетпес проведена микромагнитная съемка. Выявлены следующие особенности магнитного поля:

- слабое повышение значения (7–10 нТл) поля над железорудными конкрециями;
- понижение значения поля над кварцевыми жилами на 5–12 нТл;
- в случаях, где визуально на дневной поверхности наблюдается сильное ожелезнение зоны разлома, значение магнитного поля повышается всего на 6–7 нТл.

Приповерхностные и глубинные (до 1–1,5 км и более) породы – сланцы, кремнистые, карбонатные породы и гранит – ввиду их слабой намагниченности никак не проявляются в магнитном поле.

На территории наблюдаются многочисленные небольшого размера положительные аномалии с интенсивностью от 1–2 до 370 нТл. Территория, объединяющая Турбай-Саутбай-Сарытауский гранитоидный интрузив, характеризуется значением поля от 1–2 до 140–150 нТл, с тремя «фокусами» пониженных значений до 0–2 нТл.

Итак, на исследованной территории Восточного Букантау выявлены новые аномалии магнитного поля различной интенсивности, размера и формы, которые отсутствуют на карте аэромагнитной съемки (Котляревский Л. Н., Кремнев И. Г., 1972, 1973 гг.). Аномальные зоны имеют субширотную, северо-восточную и в преобладающем случае северо-западную ориентацию. Решена обратная задача магниторазведки для 29 магнитных аномалий. Определены глубина кровли, ширина и эффективная намагниченность магнитовозмущающих тел.

Для проведения детальной геологической интерпретации выявленных магнитных аномалий и определения их связи с размещением зон рудопроявлений на территориях Джетымтау-I, Турбайского, Саутбайского, Сарытауского гранитоидного интрузива, Кииктау и Тохтатау предлагается проведение крупномасштабной (1 : 10 000 – 1 : 5000) магнитной съемки.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Максудов С. Х., Кремнев И. Г., Рустамов А. И., Смирнов А. Н., Туйчиев А. И., Юсупов В. Р. Предварительные результаты высокоточных магниторазведочных работ на территории Восточного Букантау // Материалы научной конференции «Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении», 5–6 мая 2015. – Ташкент : ИГГ АН РУз, 2015. – С. 43–46.
2. Максудов С. Х., Туйчиев А. И., Юсупов В. Р., Кремнев И. Г., Рустамов А. И., Смирнов А. Н. Результаты высокоточной магнитной съемки на территории Восточного Букантау Интеграция науки и практики как механизм эффективного развития геологической отрасли Республики Узбекистан // Материалы Международной научно-технической конференции. Часть 1. – Ташкент : ГП «НИИМР», 2016. – С. 292–293.
3. Максудов С. Х., Туйчиев А. И., Юсупов В. Р. Высокоточная магнитная съемка на территории Окжетпесского рудного поля // Интеграция науки и практики как механизм эффективного развития геологической отрасли Республики Узбекистан // Материалы Международной научно-технической конференции. Часть 1. – Ташкент : ГП «НИИМР», 2016. – С. 290–292.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Агеева О. В., Кузьмина О. Н., Ойцева Т. А., Хромых С. В.</b> ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДЕЛЬ- БЕГЕТЕЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА .....	3
<b>Алферова В. А., Абраменков К. С.</b> ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДОВ, ПРОЯВЛЕННЫХ НА УЧАСТКЕ АНДРЕЕВСКИЙ МУРУНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)) .....	6
<b>Баранов Л. Н., Ашихмин Д. С.</b> ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ КУРАНАХСКОГО ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННОГО ТИПА НА ПРИМЕРЕ РЭДЕРГИНСКОЙ ПЛОЩАДИ, АЛДАНСКИЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ).....	9
<b>Барова Е. В.</b> ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД УЧАСТКА КРУТОЙ ВЕРХНЕРУДИКОВСКОЙ ПЛОЩАДИ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ.....	13
<b>Бахтина В. Н., Гребенникова А. А., Доброшевский К. Н.</b> НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МАЛИНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ) .....	15
<b>Бембеев Д. Б., Самсонов А. А.</b> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОШЛАКОВ ИЗ УГЛЕЙ МУГУНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИРКУТСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА .....	17
<b>Берковский Е. М., Бужинская Е. В.</b> ОСОБЕННОСТИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ ШИЛГОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ).....	19
<b>Бужинская Е. В.</b> МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ШИЛГОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ.....	23
<b>Верховская Я. И., Каштанов И. Е., Серов А. А., Саенко П. И.</b> ОБОГАЩЕНИЕ ВОЛЬФРАМОВЫХ РУД РЕНТГЕНАБСОРБЦИОННЫМ МЕТОДОМ СЕПАРАЦИИ .....	26
<b>Владимирцева О. В.</b> ЭВОЛЮЦИЯ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТА В ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЯХ – ОПЫТ АНАЛИЗА НА ПРИМЕРЕ ТРЕТИЧНОГО ВРЕМЕНИ .....	29
<b>Вьюкова А. М., Позднякова Н. Н., Саяпов М. А.</b> РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ШЛИХОВЫХ ПРОБ И ЗОЛОТА ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ И АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛЕНГУЙСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ) .....	33
<b>Гудимова А. И., Зырянова Л. В., Агашева Е. В.</b> МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЛОМОНОСОВСКАЯ.....	36
<b>Дедиков В. В., Аронова Д. М.</b> РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА РУДНОЕ ЗОЛОТО В ПРЕДЕЛАХ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ ХИЛТАН (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ).....	40

<b>Джуманиязов Д. И., Каримова Ф. Б.</b> УРАНОВОРУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ЛЕЙКОГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА (УЗБЕКИСТАН).....	43
<b>До М. Ф., Фан Т. Х.</b> РАЙОНИРОВАНИЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО КОРРЕЛЯЦИИ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЙОНЕ НОНГШОН – ДАНАНГ, ВЬЕТНАМ.....	45
<b>Долженко И. В., Чепурной Е. А.</b> МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ЛИСТВЕНИТОВ ДАХОВСКОГО ВЫСТУПА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ) .....	48
<b>Домаев С. О., Чумаков А. В., Аликин О. В., Рудашевский В. Н., Богданов Г. В., Удинцова С. А.</b> ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИЕ КОНКРЕЦИИ ЮГО-ЗАПАДНЫХ СКЛОНОВ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА В ЮЖНОМ УЗБЕКИСТАНЕ: ПРЕДПОСЫЛКИ К ТЕХНОЛОГИИ ОБОГАЩЕНИЯ .....	50
<b>Дорофеева Е. С., Минькин К. М., Климентьева М. Б.</b> ПАСПОРТА ОБЪЕКТОВ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ СОПРОВОЖДЕНИИ СРЕДНЕСРОЧНОЙ ПРОГРАММЫ ГРР НА ТПИ .....	53
<b>Дубовченко Л. В., Черный Р. И.</b> АНАЛИЗ РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ УЧАСТКА НЕДР «ВЕРХОВЬЕ РЕКИ СЕРЕБРЯНКА» И ПРОГНОЗ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ЗОЛОТА (ПОЛУОСТРОВ ТАЙМЫР).....	57
<b>Дюсетай С. Б., Бекботаева А. А.</b> ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДНО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОГОДАЙ .....	60
<b>Еременко А. В., Шатилова Л. В.</b> ШЛИХО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУНДАТ-ТАЛАНОВСКОЙ ПЛОЩАДИ .....	63
<b>Еременко Е. Г., Несмеянова А. И., Саранчин А. В., Черненко Н. Я.</b> ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПОРТАТИВНОЙ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ ПРИ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ ПО ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ.....	65
<b>Закиева Э. В., Вахрушев А. М., Уварова Е. А.</b> СОЗДАНИЕ И АКТУАЛИЗАЦИЯ АНАЛИТИЧЕСКОГО ГИС-ПРОЕКТА ДЛЯ СОПРОВОЖДЕНИЯ ГРР И ВЫПОЛНЕНИЯ СОПУТСТВУЮЩИХ ЗАДАЧ.....	69
<b>Зеликов И. С., Лейбгам П. Н., Окулов А. В.</b> МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВЫХ РУД УЧАСТКА ТРОИЦКИЙ (КИЗАССКАЯ ПЛОЩАДЬ, РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ).....	71
<b>Зырянова Л. В., Гудимова А. И., Агашева Е. В.</b> ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ТРУБКИ ЛОМОНОСОВСКАЯ (АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ).....	74
<b>Ибрагимова А. А., Ткачева Е. А.</b> ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОТКРЫТЫХ ДАННЫХ ИЗУЧЕННОСТИ ФГБУ «РОСГЕОЛФОНД» ДЛЯ ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ.....	78

<b>Иванова Н. Д., Усанова О. И., Москаленко С. В.</b> МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ 3D-МОДЕЛЕЙ И ОРТОФОТОПЛАНОВ ОБНАЖЕНИЙ С ЦЕЛЬЮ ДЕШИФИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ПРИМЕРЕ ИСКУССТВЕННОГО ОБНАЖЕНИЯ У РЕКИ ДЗАЛАЙ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ).....	80
<b>Иордан Д. А., Макаров В. А., Шведов Г. И.</b> ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ИОЧИМИНСКОГО ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА) .....	83
<b>Калинина Н. А., Шерстюков М. П., Рудмин М. А.</b> ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ОСНОВНЫХ МЕТАЛЛОВ В СРЕДНЕЮРСКИХ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКАХ ЛАБИНО-МАЛКИНСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ).....	85
<b>Камповерде Р., Серрат Перес М. А., Сервантес Б. К., Чепурной Е. А.</b> ХРОМШПИНЕЛИДЫ ИЗ ОФИОЛИТОВЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ КИШИНСКОГО МАССИВА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ) И МАССИВА МОА-БАРАКОА (КУБА) .....	89
<b>Карамышев А. В.</b> АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ КАРТИРОВАНИЕ МЕТАЛЛОТЕКТОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДОВ ГЛУБОКОГО МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ.....	91
<b>Карягин П. А.</b> ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ ТЫВА (НА ПРИМЕРЕ САРЫГИМАТЕЙСКОГО ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ).....	94
<b>Кирикова А. П., Цыкин С. Р.</b> СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ РАЗДОЛИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА И ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ НА СОРОЧЬЕЙ ПЛОЩАДИ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) .....	97
<b>Кисельников Ю. В., Перова Е. Н., Проскурнин В. Ф., Шатов В. В.</b> МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДОЛЬНИНСКОГО Cu-Ag-Au ПРОЯВЛЕНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР).....	98
<b>Кузьменко П. С., Михеева Е. Д.</b> МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕКТОРИТОВЫХ ГЛИН – ПОТЕНЦИАЛЬНО ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЙ ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛИТИЯ .....	101
<b>Кулему Л. Т., Шведов Г. И.</b> РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КИЯ-ШАЛТЫРСКОГО МАССИВА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ) .....	102
<b>Куртеева У. С.</b> ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ $R_3$ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ОБЪЕКТА СЕВЕРО-НИМАНСКАЯ ПЛОЩАДЬ ДЛЯ ПОСТАНОВКИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ, НАПРАВЛЕННЫХ НА ОБНАРУЖЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	104
<b>Лейбгам П. Н., Похмелкин Н. С., Бондаренко Н. В., Беговатов С. С.</b> ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ЧЕНКЕЛЕНЬИНСКОГО МАССИВА И СВЯЗЬ С ЗОЛОТЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ ЧЕНКЕЛЕНЬИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ) .....	108

<b>Лейбгам П. Н., Беговатов С. С., Бондаренко Н. В.</b> НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ ЧЕНКЕЛЕНЬИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ) .....	111
<b>Максимов П. Н., Рудмин М. А., Тажиев С. Р.</b> ИЗУЧЕНИЕ РОЛИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В НАКОПЛЕНИИ МОРСКИХ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ АЯТСКОЙ СВИТЫ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН).....	113
<b>Мартынова А. Д., Макаров В. А., Шведов Г. И.</b> ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОСЕЛЬЩИК ТЕМИРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ) .....	115
<b>Медина Х. Х. П., Игнатов П. А.</b> ПОКАЗАТЕЛИ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ AU-AG МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУНАНЦА (ЭКВАДОР) .....	119
<b>Мухина Е. И., Козлов Г. А., Чумаков А. В., Баранов Л. Н.</b> К ВОПРОСУ О ТИПОМОРФИЗМЕ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА РУСЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. МАРХА (ЧАРО-СИНСКАЯ ЗОНА) И ЕГО ПРОГНОЗИРУЕМЫХ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКАХ.....	121
<b>Новочадов С. Л., Титков С. В., Прокофьев В. Ю.</b> РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАСТИНЧАТЫХ СКОПЛЕНИЙ МЕЖУЗЕЛЬНЫХ АТОМОВ УГЛЕРОДА (ПЛЕЙТЛЕТСОВ) В КРИСТАЛЛАХ ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ .....	124
<b>Ноев В. С., Сторож Е. Б.</b> ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ КОЛЬЦЕВОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ (ЧУКОТСКИЙ АО) .....	127
<b>Пашков В. С., Сватков А. С.</b> СОСТОЯНИЕ И РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО РЕГИОНА.....	130
<b>Петрова М. А., Шапаренко Е. О., Томиленко А. А., Гибшер Н. А.</b> ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЯХТА, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ.....	131
<b>Поляков Н. А., Никифоров А. В.</b> ГРАФИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЧИКСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (САНГИЛЕНСКОЕ НАГОРЬЕ, ТЫВА) .....	133
<b>Прасолов А. М., Владимирцева О. В.</b> ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ШЛИХОВОГО ЗОЛОТА РУЧ. ВЕТВИСТЫЙ, ПРАВЫЙ ПРИТОК Р. СЕЛЕННЯХ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)).....	136
<b>Соколова Л. А., Якубович О. В., Лейбгам П. Н., Черных А. И., Наумов Е. А., Аносова М. О.</b> (U,Th)-He ДАТИРОВАНИЕ ПИРИТА ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ РУД КАЛАРСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ГОРНАЯ ШОРИЯ).....	139
<b>Сомов Н. А.</b> АНАЛИЗ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ДОЛИННЫХ ОСАДКОВ РЕК В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ НАПРАВЛЕНИЙ И ДАЛЬНОСТИ ТРАНСПОРТИРОВКИ АЛМАЗОВ И МИНЕРАЛОВ-ИНДИКАТОРОВ КИМБЕРЛИТОВ.....	142

<b>Столяров И. О.</b> ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СИНАРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ) .....	145
<b>Сучков А. В., Кондрикова А. П.</b> ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ИЮЛЬСКОЙ ГРУППЫ ПРОЯВЛЕНИЙ ТЫРГЕТУЙ-ЖИПКОШИНСКОЙ ЗОНЫ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ) .....	148
<b>Тукаева К. И., Алексеев И. А., Машкин Д. А.</b> ОТРАЖЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ НА ПРИМЕРЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ.....	150
<b>Тышкевич А. В.</b> ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ БАЙКОМСКОЙ ПЛОЩАДИ (РЕСПУБЛИКА СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ – АЛАНИЯ).....	154
<b>Усанова О. И., Бондаренко Н. В., Шатилова Л. В., Бужинская Е. В.</b> ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ЫЛЕНСКОГО И УЧУЙСКОГО РУДНЫХ УЗЛОВ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)).....	156
<b>Устинов С. А., Томаровская М. А., Чепчугов А. М., Яровая Е. В., Петров В. А.</b> ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛИНЕАМЕНТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ПРОГНОЗА РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ В РАЙОНЕ ТУЮКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА.....	159
<b>Фан Т. Х., До М.Ф.</b> ОЦЕНКА ГРАДИЕНТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК АНОМАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЬЕТНАМА.....	162
<b>Федоров В. Г.</b> ПРОЯВЛЕНИЕ В МАГНИТНОМ ПОЛЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО И ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОГО ТИПОВ .....	165
<b>Шавекина А. Ш., Юркевич Н. В., Бондаренко В. П., Волынкин С. С.</b> ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ХВОСТОХРАНИЛИЩА КАК ИСТОЧНИК БАРИТОВОГО СЫРЬЯ .....	168
<b>Шалаева А. А., Аполлонова Н. В.</b> ОЦЕНКА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ РОССИИ .....	171
<b>Шапаренко Е. О., Бульбак Т. А., Гибшер Н. А., Томиленко А. А., Петрова М. А.</b> СОСТАВ ЛЕТУЧИХ В МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕМ ФЛЮИДЕ НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ АЯХТА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ).....	174
<b>Шипилова Е. С., Макарова М. А., Боева Н. М., Внучков Д. А., Мельников Ф. П., Слукин А. Д., Жегалло Е. А., Лопухин М. А.</b> МИНЕРАЛЫ ЖЕЛЕЗА В БОКСИТОНОСНЫХ ЛАТЕРИТНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ (ГВИНЕЙСКАЯ РЕСПУБЛИКА) .....	176
<b>Юсупов В. Р.</b> ВЫСОКОТОЧНАЯ МАГНИТНАЯ СЪЕМКА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО БУКАНТАУ.....	180