



КОЛМАКОВ Юрий Викторович

**ГЕОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В ПРОТЕРОЗОЙСКИХ
УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ КАК ОСНОВА
ПРОГНОЗНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ДАННЫХ**

Специальность

25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых,
минералогия

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Томск 2021

Работа выполнена в отделении геологии Федерального государственного автономного образовательного учреждения высшего образования «Национальный исследовательский Томский политехнический университет»

Научные консультанты:

доктор геолого-минералогических наук
 профессор Ерофеев Леонид Яковлевич
 доктор геолого-минералогических наук
 профессор Сазонов Анатолий Максимович

Официальные оппоненты:

Горячев Николай Анатольевич, доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, заместитель директора по научной работе

Поцелуев Анатолий Алексеевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, ООО «КосмоГеопроект», главный геолог

Степанов Виталий Алексеевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, главный научный сотрудник

Ведущая организация:

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, ФГБУ «ВСЕГЕИ»

Защита состоится «18» ноября 2021 года в 15:00 часов на заседании диссертационного совета 24.2.364.02 (Д 212.121.04) при Российском государственном геологоразведочном университете имени Серго Орджоникидзе по адресу: 117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 23, зал диссертационных советов (каб. 4-73).

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке и на сайте ФГБОУ ВО «РГГРУ имени Серго Орджоникидзе» по адресу: 117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 23, <http://mgri.ru/>

Автореферат разослан «...»

Ученый секретарь диссертационного совета

доктор геолого-минералогических наук



С.Д. Ганова

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Длительность развития золотоносных провинций с месторождениями золото-углеродной рудной формации в терригенных комплексах и наличие в составе месторождений полигенных и полихронных образований с аномальными физическими свойствами обуславливает частое включение индивидуальных особенностей в их петрофизические характеристики. Специфичность характеристик может быть настолько существенной, что проявления отдельных месторождений в геофизических полях становятся непохожими друг на друга. Неустойчивость геофизических признаков месторождений чрезвычайно затрудняет геологическую интерпретацию аномалий и прогнозирование перспективных участков. Месторождения с неустановленным характером проявления в геофизических полях вероятнее всего будут пропущены, потому что заведомо как таковые не ищутся. Уровень таких ошибок может быть значительно ниже, когда появляются неформальные представления о генетических закономерностях петрофизического развития золоторудных минералообразующих систем. В диссертации приоритет в исследовании получили породы с аномальными физическими свойствами, для их изучения использовался комплекс аналитических методов, позволяющий решение как можно более широкого спектра задач генетического содержания. Рассматривается эволюция петрофизических характеристик геологических блоков с золоторудными месторождениями на этапах седиментогенеза, регионального и дислокационного метаморфизма и полихронного метасоматизма. На этой основе формируются признаки рудных узлов, структур, вмещающих рудные поля и месторождения, непродуктивных и продуктивных блоков месторождений и рудных зон, а также возможные причины вариативности этих признаков, что будет способствовать повышению поисковой эффективности геофизических методов.

Степень разработанности темы. Золотометальная специализация и петрофизическая контрастность пород с углеродной минерализацией метасоматического и осадочного происхождения дали основание для оценки их гигантской ресурсной емкости, а также для широкого применения геофизических методов при их изучении. В проблеме металлоносных черных сланцев, рассматриваемых ранее исключительно как водно-осадочные образования [Юдович, Кетрис, 1988], получил развитие альтернативный аспект, обусловленный обнаружениями случаев углеродного метасоматизма по сланцевому и кристаллическому субстрату в зонах разрывных нарушений [Томсон и др., 1993, 2003; Галимов, 2000; Данилова, Данилов, 2001; Кузьмин и др., 2010; Ханчук и др. 2013]. Согласованное с углеродизацией концентрирование Au до многократного превышения их протолитных кларков [Сынгаевский, Чиненов, 1998; Русинова и др., 1999] позволило сделать предположение о переносе металлов восстановленным флюидом [Иванкин и др., 1984; Тананаева, Генералов, 1993; Летников и др., 1996, Савельева и др., 1998]. Флюиды связывают с процессами дегазации жидкого ядра, формированием плюмов [Маракушев и др., 1997; Летников, 2001; Коробейников и др., 2012] и эволюцией газового потока с образованием в его составе воды, различных форм углеводородов и углекислоты [Зубков, 2001]. Аномальное продуцирование биомассы объясняют поступлением эндогенных углеводородов в бассейны осадконакопления в обстановках рифтогенеза [Сидоров, Томсон, 2000]. Важнейшим признаком рифтогенной деструкции континентальной литосферы считается формирование ассоциаций щелочных пород и карбонатитов [Зоненшайн, Кузьмин, 1983; Ярмолук и др., 2000; Коваленко и др., 2001; Dobretsov, Vernikovsky, 2001; Добрецов, 2003; Кузьмин и др., 2003], что распространяется и на консолидированные складчатые области [Врублевский, 2003]. Щелочной уклон в магматизме способствует растворимости в магмах CH_4 , CO_2 , AuHS^0 и $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, что приводит к образованию восстановительных и гидрокарбонатных флюидных систем, углеродных или карбонатных метасоматитов на уровне фундамента и накоплению углеродистого вещества на дне морских бассейнов, а также массовому приносу золота в

верхнюю часть литосферы [Маракушев и др., 1997, 1998; Маракушев, Русинов, 2005]. В работе рассматриваются неопротерозойские месторождения, развитые в палео- (Тонодский район Патомского нагорья) и мезопротерозойских (Енисейский кряж) терригенных комплексах.

Геологическая интерпретация физических полей всегда предполагала наличие априорных знаний о петрофизической неоднородности прогнозируемых объектов. Геофизические и петрофизические характеристики золоторудных месторождений вызывают постоянный интерес многих геологов и геофизиков. На примере разномасштабных металлогенических объектов России [Номоконова, 1972, 1999; Мозголин, 1983; Коробейников и др., 1987, 1986, 2013, 2015; Ерофеев, 1989; Безер, 1993; Лебедь и др., 2006; Пустозёров, 2008; Шарафутдинов и др., 2008; Сердюк и др., 2010; Сердюк, Кириленко, 2013; Номоконова, Колмаков А.Ю., 2013; Татьков, 2015; Портнов, 2020], США, Новой Зеландии, Соломоновых островов [Irvine, Smith, 1990], Австралии [Hill, 1994; Fallon, 1994; Sexton, 1994; Coggon, Rutherford, 1994; Vella, 1994; Direen et al., 2008], Швеции [Sandrin A., Elming Sten-Ake, 2006], Египта [El-Sadek, 2009] рассматривались закономерности распределения золотой минерализации в породах с аномальными физическими свойствами. Традиционно изучение петрофизических неоднородностей осуществлялось способом модельного представления целой группы однотипных месторождений. Для месторождений с сильно отличающимся проявлением в физических полях строилась своя модель. Так как этот процесс бесконечен, неизбежно столкновение с необходимостью прогнозного заключения по участку с незнакомой аномальной обстановкой.

Цель и задачи исследований. Концептуальные геолого-петрофизические характеристики золоторудных месторождений в древних метаосадочных толщах Патомского нагорья и Енисейского кряжа с системным анализом структурно-вещественных комплексов, формирующихся на подготовительных и ключевых рубежах рудогенеза, для прогноза перспективных участков по аэрогеофизическим данным. Для достижения цели требуется решение следующих задач.

1. Изучение структуры разномасштабных геофизических аномалий рудных узлов, полей, месторождений и отдельных золоторудных зон и тел.
2. Определение петрофизических параметров вмещающих пород, околорудных метасоматитов и руд и их неоднородностей, создающих аномалии, на основе результатов диагностики рудоконтролирующих и рудовмещающих структур и вещественного состава пород и руд.
3. Обоснование изменений петрофизических характеристик пород, метасоматитов и руд, преобладавших в различные тектономагматические и металлогенические этапы развития рассматриваемых золотоносных провинций.
4. Неформальное геолого-генетическое исследование эволюции петрофизических характеристик золотого оруденения с целью создания основы прогнозного анализа аэрогеофизических материалов.
5. Апробация геолого-петрофизических характеристик на аэрогеофизических материалах Партизанского рудного узла для прогноза участков, перспективных на золотое оруденение.

Фактический материал и методы исследования. В основу диссертации легли результаты исследований геофизических полей, физических свойств и вещественного состава пород на природных объектах двух золотоносных провинций – Енисейского кряжа и Патомского нагорья. Базовыми объектами послужили месторождения Благодатное (Енисейский кряж, Верхне-Енашиминский рудный узел) и Чертово Корыто (Патомское нагорье, Кевактинский рудный узел). Также привлекались наземные и аэрогеофизические материалы по Партизанскому рудному узлу и, входящим в его состав, Герфед-Николаевскому и Урало-Васильевскому рудным полям и месторождениям Герфед, Архангельское, Васильевское (Енисейский кряж) и по Кевактинскому рудному

узлу и Артемьевскому рудному полю в его составе (Патомское нагорье). Поскольку для решения задач диссертации применялся обширный комплекс методов, многие исследования проводились вместе с разными специалистами. Геолого-структурное картирование месторождений с привлечением геофизических данных – с А.М. Сазоновым, И.В. Кучеренко, И.Ф. Гертнером, П.А. Тишиным, Р.Ю. Гавриловым. Изучение их петрофизической неоднородности методами капшметрии (29870 измерений), гидростатического взвешивания (256 измерений), электродных потенциалов (180 измерений) – с Потехиной Е.В., Губиным И.А., Соколовым С.В., В.В. Серовым. Минералогический анализ петрофизических неоднородностей по шлифам (31 шл.) и аншлифам (12 аншл.) – с А.М. Сазоновым, И.В. Кучеренко, Л.А. Краснощековой, Т.Е. Мартыновой, химический состав – методами РФА (79 анализов), НАА (300 анализов), ICP-MS (30 анализов). Микронзондовый анализ и сканирующая электронная микроскопия с применением рентгеновской спектрометрии минеральных фаз рудных элементов (55 анализов), REE и РАЭ (62 анализа) – с А.М. Сазоновым, А.П. Зайченко, С.С. Ильенком. Оценка золотоносности (пробирный анализ: 4300 определений – данные ЗАО «ЗК Полюс») и магнитной восприимчивости сульфидных парагенезисов – с А.М. Сазоновым, С.И. Леонтьевым, В.В. Врублевским. Влияние структуры сульфидных агрегатов и ориентировки зерен пирротина (электронная микроскопия) на магнитную анизотропию пород – с С.В. Соколовым, Т.Е. Мартыновой, В.П. Меркуловым. Математическое моделирование магнитного поля от магнито-анизотропной среды – с Е.В. Гусевым, С.В. Соколовым. В диссертации использовались опубликованные данные по составу флюидных газовой-жидких включений в кварце, термобарометрии минералов и геохронологии месторождения Благодатного (А.А. Томиленко, Н.А. Гибшер, А.М. Сазонов, И.Ф. Гертнер, Е.А. Звягина, Т.В. Полева). Фактический материал получен автором при проведении работ в рамках договорного сотрудничества с ЗАО «ЗК Полюс» (2002-2003 г.), ЗАО «Тонода» (2006-2007 г.), ЗАО «Васильевский рудник» (2015 г.) и госконтракта ГК 2.435С.2009 с Федеральным агентством по образованию (2009-2010 г.).

Личный вклад автора. Автором формулировалась цель и задачи диссертационной работы. Определялся комплекс методов и выполнялись полевые геофизические и петрофизические исследования месторождений Благодатное и Чертово Корято. Принималось участие в геофизических исследованиях участка Коноваловского (Енисейский край). Составлялась петрофизическая коллекция и осуществлялось лабораторное изучение физических свойств пород и руд месторождений: магнитных (скалярных и векторных); плотностных; электрических (электродные потенциалы). Исследовалась магнитная восприимчивость сульфидных парагенезисов в связи со стехиометрическим составом ассоциирующих пиритов, магнитная анизотропия пород в связи с ориентировкой сульфидных агрегатов и зерен пирротина, составлялись петромагнитные разрезы месторождений. Выбирался комплекс аналитических методов и проводилось изучение вещественного состава пород с аномальными физическими свойствами методами РФА, НАА, ICP-MS и минеральных фаз редкоземельных и радиоактивных элементов методом сканирующей электронной микроскопии и рентгеновской спектрометрии. Анализировались описания шлифов. Давалась трактовка всех полученных результатов. В работе приводится авторская геологическая интерпретация 25 разномасштабных геофизических полей наземных и аэрогеофизических, генетическая реконструкция эволюции петрофизических характеристик золотого оруденения и прогноз перспективного участка Подголецкого в Партизанском золоторудном узле.

Обоснованность и достоверность. Природа аномалий и вещественная неоднородность продуктивных минерализованных зон изучались путем детальных геолого-петрофизических и геохимических исследований на керне 61 разведочных скважин общей протяженностью 11875 м. Построение физических полей и различных графических изображений осуществлялось с применением программы Surfer и CorelDRAW.

Особенности морфологии магнитных аномалий от пологозалегающих структур моделировались математически с использованием наблюдаемых параметров естественной остаточной намагниченности и программы Excel. Генетическая реконструкция петрофизической зональности базировалась на результатах анализа вещественного состава пород с аномальными физическими свойствами, полученных в аттестованных аналитических центрах ИГМ СО РАН (РОСС RU. 0001.510590), количественного химического анализа ядерно-физическими методами НИ ТПУ (РОСС RU. 0001.516338) и НИ ТГУ.

Научная новизна. Впервые на основании системного изучения пород с аномальными физическими свойствами обоснованы петрофизические характеристики геологических блоков с золоторудными месторождениями в протерозойских метасадочных толщах Патомского нагорья и Енисейского кряжа, отражающие условия их формирования. 1. Изучены петрофизические характеристики месторождений Чертово Корыто и Благодатного (соответственно Патомское нагорье и Енисейский кряж). 2. Осуществлена типизация пород с аномальными физическими свойствами, соотнесены их возрасты с основными рубежами развития месторождений и известными датировками продуктов тектономагматических процессов – индикаторов геодинамических режимов развития металлогенических провинций. 3. Дана детальная петрофизическая характеристика структурно-вещественных комплексов, проявленных на ключевых этапах становления месторождений. 4. Выявлены условия образования пород с аномальными физическими свойствами и факторы, определяющие петрофизическую вариативность минералообразующих систем на отдельных этапах их развития. 5. Выполнена реконструкция петрофизической эволюции продуктивных минералообразующих систем от седиментогенеза и полиметаморфической дифференциации вмещающих пород до полихронного метасоматизма рудоносных зон и концентрирования золота в рудных телах.

Теоретическая и практическая значимость исследований. По результатам исследований установлены причины появления аномальных свойств в породах полиметаморфических и гидротермально-метасоматических комплексов. Преобразования регионального метаморфизма привели к перераспределению РАЭ, развитию по аутигенным пириту и углеродистому веществу магнитного пирротина и электропроводящего графита, связыванию избыточной серы в новообразованном пирите. Локальный дислокационный метаморфизм в синколизонных структурах обусловил появление линейных зон высокоомных окварцованных пород, а также магнитных (пирротинизированных) и низкоомных (графитизированных) образований в отложениях с синосадочными пиритом и углеродистым веществом. Умеренно кислый высоко восстановленный раствор способствовал кислотному выщелачиванию и перераспределению оснований и петроплотностной дифференциации метасоматитов, реакции диспропорционирования с участием углеродных компонентов – к образованию графита и высокой поляризуемости метасоматитов. Гидро-карбонно-сульфидный состав и широкий диапазон температур раствора рудного этапа определил появление пород с чрезвычайно контрастными физическими свойствами. В условиях наиболее высоких температур подавлялись реакции образования карбонатов, породы с графитом сохраняли электродные потенциалы. При этом активно выносились РАЭ, особенно U. Снижение температуры приводило к связыванию углекислоты в карбонатах, утратам породами электродных потенциалов и зональному распределению РАЭ. Магнитная восприимчивость сульфидных руд зависит от соотношения пирита и пирротина в их составе. Максимальная доля пирротина в рудном парагенезисе и его магнитная восприимчивость достигается в условиях повышенных температур.

На материалах Партизанского рудного узла показано практическое применение установленных петрофизических характеристик золотого оруденения для прогнозной интерпретации аэрогеофизических полей, выявлен новый перспективный участок Подголецный. Методические приемы, применяемые в диссертации, эффективно

использованы для картирования щелочно-ультраосновных и -основных плутонов Маймеча-Котуйской провинции [Gertner et al., 2012] и Кузнецкого Алатау [Mustafaev et al., 2020] при поисках золото-платиноидных и нефелиновых руд.

Основные защищаемые положения

1. В Енисейском кряже и Патомском нагорье вдоль систем рифтогенных разломов в границах рудных узлов развиты радиогеохимические ореолы с двукратным и более превышением фоновых концентраций. Часто в связи с такими ореолами отмечаются вытянутые гравитационные (до + 4 мГл) и магнитные (от -200 до + 700 нТл) аномалии от фрагментов поясов даек основного состава. В случаях полифациального регионального метаморфизма пород развивались узловые петрофизические зоны: выноса и накопления радиоактивных элементов; магнитных пород с пирротинном и немагнитных – с пиритом; электрохимически активных пород низкого сопротивления с графитом и пород высокого сопротивления с неполяризующимся углеродистым веществом.
2. Геофизические аномалии от структур, вмещающих золоторудные поля и месторождения, имеют линейную форму. В Тонодском районе Патомского нагорья – естественные электрические аномалии (до -800 мВ) от зон расщепления и дробления палеопротерозойского заложения с графитовой минерализацией. В Енисейском кряже – аномалии сопротивлений (до 15000 Ом), магнитные (до 650 нТл) и естественные электрические (до -250 мВ) от зон локального динамометаморфизма коллизионных надвигов неопротерозоя; аномалии обусловлены метаморфогенным окварцеванием пород и образованием пирротина и графита по аутигенному пириту и углеродистому веществу.
3. Петрофизические характеристики коренных месторождений золота и их аномальные проявления зависят от их локального распределения. Признаки месторождений в узловых зонах с пирротинной и графитовой минерализацией включают магнитные (до 400 нТл) и естественные электрические аномалии (до -700 мВ). В зонах с пиритовой минерализацией нет магнитных аномалий, в зонах с неполяризующимся углеродистым веществом отсутствуют естественные электрические аномалии.
4. В непродуктивных блоках минерализованных зон всех изученных месторождений выявлены радиогеохимические аномалии, входящие в структуру узловых ореолов. Они создаются дорудными углеродными низкотемпературными метасоматитами регионально-метасоматического класса: кислотными глиноземистыми кварц-мусковитовыми и сопряженными с ними основными магнезиально-железистыми мусковит-хлоритовыми. Их петрофизические характеристики включают высокие электродные потенциалы на графите 344 мВ и концентрации радиоактивных элементов: U – 11,5 г/т, Th – 31,1 г/т, K – 4,5 %, Th/U – 2,7; низкие магнитные восприимчивости $15 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и удельные электрические сопротивления 100 Ом; пониженные плотности кварц-мусковитовых $2,56 \text{ г/см}^3$ и повышенные – мусковит-хлоритовых $2,78 \text{ г/см}^3$ разновидностей.
5. В продуктивных блоках минерализованных зон рудного этапа имеются образования с контрастными петрофизическими характеристиками. Среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков выражены высокими электродными потенциалами, связанными с графитом (до 312 мВ), и обеднением радиоактивными элементами, особенно ураном (U – 3,3 г/т Th – 24,1 г/т, K – 2,5 %, Th/U – 6,4). Слабоизмененные породы с рассеянной карбонатной минерализацией, вмещающие околорудные березиты и рудные тела, отражаются отсутствием электродных потенциалов, зональным распределением Th и U относительно рудных тел (Th/U от 20,6 до 0,9). Рудам свойственна аномальная магнитная восприимчивость, меняющаяся от $1500 \cdot 10^{-5}$ в корневых участках рудных тел до $70 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ на их верхних уровнях в зависимости от соотношения пирротина и пирита в рудном парагенезисе.

Апробация результатов исследования. Исходные данные и основные положения были представлены на международных и всероссийских конференциях: «Геология и полезные ископаемые Красноярского края, Прибайкалья и Забайкалья, современные методы поисков и разведки» (Красноярск, 1990, 1999, 2001, 2016; Улан-Удэ, 2010;

Иркутск, 2016); «Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях»; «Горно-геологическое образование в Сибири»; «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (Томск, 1996, 2001, 2003, 2004, 2007, 2011, 2016, 2018); «Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология» (Санкт-Петербург, 2002); «Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых», «Geochemistry of alkaline rocks» (Москва, 2005, 2010); «Международная конференция геофизиков и геологов» (Тюмень, 2007); «Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей» (Екатеринбург, 2009, 2011); конференция имени В.М. Гольдшмидта (Прага, 2011); «Теория и практика разведочной и промысловой геофизики» (Пермь, 2016).

Благодарности. Моим первым наставником по петрофизике золоторудных месторождений была Номоконова Г.Г. Автор чтит светлую память своего первого научного руководителя и консультанта Ерофеева Л.Я. Организации научных исследований во многом способствовала помощь А.К. Мазурова. Особую благодарность хочется выразить А.М. Сазонову за многолетнее сотрудничество, всестороннюю поддержку, полезные консультации и постоянное внимание.

Длительное время автор занимался научной работой совместно с С.И. Леонтьевым, Т.В. Полевой (СФУ), И.Ф. Гертнером, П.А. Тишиным, В.В. Врублевским, Красновой Т.С. (ТГУ) и считает приятным долгом выразить им искреннюю признательность. Автор благодарен А.С. Борисенко (ИГМ СО РАН) за рекомендацию к публикации основных материалов и выводов диссертации. Плодотворными были консультации и обсуждения проблемных вопросов с Ю.Г. Сафоновым, М.А. Юдовской (ИГЕМ РАН), Л.В. Ли, Э.Н. Линдом, Ф.Б. Бакштом, С.В. Кропотовым (КНИИГГиМС), В.П. Парначевым (ТГУ), А.Ю. Давыденко (ИГУ), Л.П. Рихвановым, С.И. Арбузовым (ТПУ), Ф.Д. Лазаревым (НФ ВСЕГЕИ), В.Г. Мартыненко, А.В. Верховиным (Ленская золоторудная компания), Н.Ф. Васильевым (Красноярскгеолсъемка). Отдельные этапы исследований проводились с И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гавриловым, С.В. Соколовым, Е.В. Гусевым, В.П. Меркуловым (ТПУ), С.М. Макеевым (СФУ). Помощь в пробоподготовке, обработке материалов и оформлении работы оказали Ю.Е. Зыков, А.Ю. Пинсон, З.Н. Петрова, С.В. Бикова, И.Б. Коровина и мои дети – Света, Антон, Сергей и Вика. Им и всем, кто способствовал выполнению работы, автор искренне признателен.

Автор благодарен своей жене, ныне покойной, – Елене Владимировне Потехиной – за постоянную поддержку и помощь при подготовке диссертации и посвящает ей эту работу.

ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

1. В Енисейском кряже и Патомском нагорье вдоль систем рифтогенных разломов в границах рудных узлов развиты радиогеохимические ореолы с двукратным и более превышением фоновых концентраций. Часто в связи с такими ореолами отмечаются вытянутые гравитационные (до + 4 мГл) и магнитные (от -200 до + 700 нТл) аномалии от фрагментов поясов даек основного состава. В случаях полифациального регионального метаморфизма пород развивались узловые петрофизические зоны: выноса и накопления радиоактивных элементов; магнитных пород с пирротинном и немагнитных – с пиритом; электрохимически активных пород низкого сопротивления с графитом и пород высокого сопротивления с неполяризуемым углеродистым веществом.

Кевактинский рудный узел (Тонодский район Патомского нагорья). Кевактинский рудный узел развит в центральной части Тонодского выступа фундамента. Стратифицированные образования узла и его ближайших окрестностей участвуют в строении двух структурных ярусов: нижнепротерозойского фундамента и рифейского складчатого чехла. Терригенно-осадочные породы фундамента представлены

преимущественно мелко- и среднезернистыми слабометаморфизованными песчаниками албазинской и михайловской свит кевактинской серии. Они прорываются нижнепротерозойскими гранитами чуйско-кодарского и амандракского комплексов, образующими Кевактинский и Амандракский массивы и естественные границы узла с востока, юга и юго-запада. С севера и северо-запада узел ограничен тектоническими контактами с отложениями верхнего яруса (рис. 1). В тектоническом плане рудный узел представлен серией вытянутых блоков с различной амплитудой вертикального перемещения. Межблоковые северо-восточные и внутриблоковые субмеридиональные нарушения входят в систему Хайвергино-Кевактинского разлома и являются постгранитными в отношении чуйско-кодарского и амандракского комплексов и датируются как раннерифейские [Докембрий..., 1995]. Эти долгоживущие нарушения с неоднократным подновлением образовались в связи с заложением зоны рифтинга. По ним формировались грабены, внедрялись дайки габбро-долеритов чайского и медвежевского и гранитов язовского комплекса, они контролировали ареалы полихронных метасоматитов и участвовали в построении структурных ловушек для продуктивной минерализации. Верхнерифейские гранитоиды язовского комплекса, фиксируемые в западной части Тонодского района, в Кевактинском рудном узле не были обнаружены и на существующих геологических картах узла 1:200000 и 1:50000 масштаба не отражены.

Золотое оруденение рассматривается на примере месторождения Чертово Кори́то. Согласно иерархии металлогенического районирования оно входит в состав Артемьевского рудного поля Кевактинского рудного узла Тонодского рудно-россыпного района Витимо-Патомской структурно-металлогенической зоны.

Разные предположения и инструментальные оценки приводились в отношении возраста месторождения Чертово Кори́то. В работе [Мартыненко, 2001 ф] гидротермально-метасоматические преобразования и золотую минерализацию связывают с постмагматической деятельностью раннепротерозойских гранитных интрузий. В другой работе не исключается возможность его образования в средне-, позднепалеозойскую эпоху [Кучеренко и др., 2009а] по аналогии с месторождением соседнего Бодайбинского района Сухой Лог, на котором возраст околорудных метасоматитов и прожилково-вкрапленной продуктивной минерализации составляет 447 ± 6 млн л, а золотоносных кварцевых жил – 321 ± 14 млн л [Лаверов и др., 2007]. Временной диапазон модельного возраста рудного свинца из арсенопирита и галенита на месторождении Чертово Кори́то варьирует от 1050 до 720 млн л [Чугаев и др., 2010]. По приведенным данным видно, что в решении одной из ключевых проблем генезиса месторождения – его возраста – имеется очень большая неопределенность: интервал времени между крайними датировками составляет около 1.5 млрд л. Поэтому, давая геофизическую характеристику Тонодской рудогенерирующей системе на всех уровнях ее организации, большое значение придавалось возрастной определенности аномальных образований – абсолютной и относительной среди датированных геолого-геофизических реперов геодинамического развития системы.

В аномальном поле ускорения силы тяжести (Δg) (рис. 2) (масштаб 1:200000) проявлены, главным образом, образования гранитоидного и базитового магматизма. Терригенно-осадочные слабометаморфизованные породы различного возраста характеризуются высокой степенью петроплотностной однородности: плотность пород михайловской свиты составляет 2.67–2.69 г/см³ (исследования автора); среднерифейских отложений – 2.68 г/см³ [Докембрий..., 1995]; верхнерифейских – 2.69 г/см³ [Лишневецкий, Дистлер, 2004]. В выбранном уровне аномального поля Кевактинского рудного узла им отвечают близкие к нулевым значения Δg .

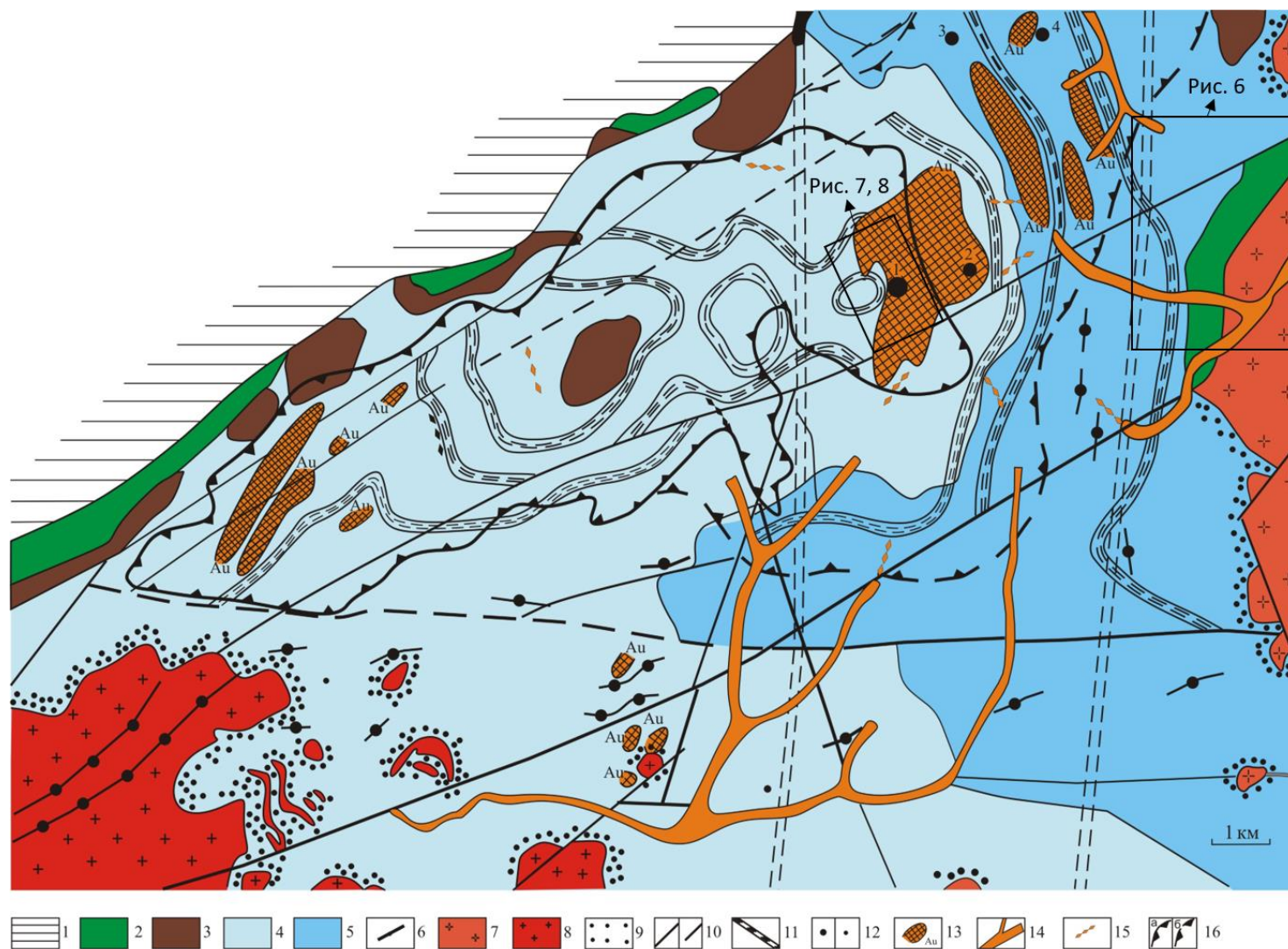
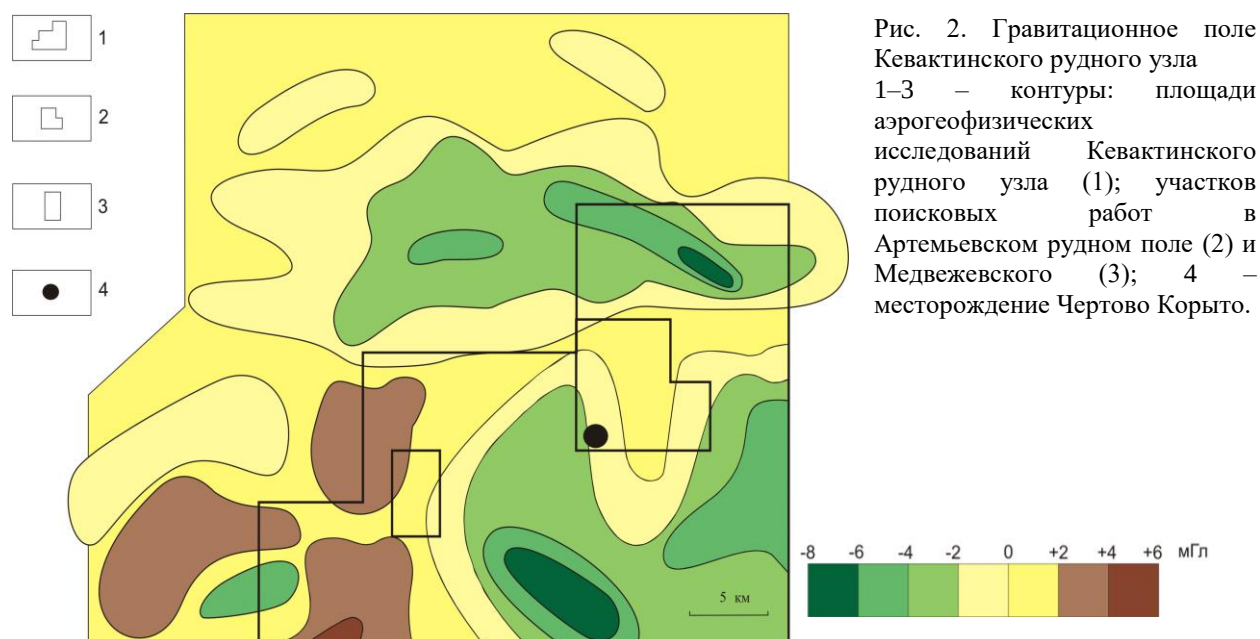


Рис. 1. Геологическая схема Кевактинского золотоносного рудно-россыпного узла (по М.М. Баженову, 1982, А.В. Верховину, 2007) с элементами радиогеохимической обстановки и положением участка детальных геофизических исследований автора месторождения Чертово Корыто.

1 – нерасчлененные отложения позднего МР; 2, 3 – отложения раннего МР: медвежевская свита (md) – конгломераты, кварц-хлоритовые сланцы, метадиабазы (2); пурпольская свита (pp) – кварциты, хлоритоидные сланцы (3); 4–5 – терригенно-осадочные образования РР: михайловская свита (mh) – метапесчаники, алевросланцы, сланцы (4); албазинская свита (al) – сланцы, алевросланцы, песчаники (5); 6–8 интрузивные образования: дайки габбро-диабазов раннего МР (6); РР граниты амандракского (7) и чуйско-кодарского (8) комплексов; 9 – роговики; 10 – разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – толщи углеродистых метапесчаников и сланцев; 12 – месторождение (а) и рудопроявления (б) золота: 1 – Чертово Корято; 2– Верхнее-Кевактинское; 3 – Верхне-Желтухтинское; 4 – Желтухтино-Михайловское; 13 – литохимические ореолы золота; 14 – россыпи золота; 15 – шлиховые потоки золота. 16 – радиогеохимический ореол сплошного (а) и фрагментарного (б) распространения.



Меньшую плотность (2.60 г/см^3) имеют только граниты нормального ряда [Письменный и др., 1984]. Эти сведения относятся к палеозойским гранитам бодайбинского синклиория, но и Кевактинскому, и Амандракскому массивам соответствуют минимумы до $-6 \div -8$ мгл. Повышением Δg до $+4 \div +6$ мгл характеризуется западная и юго-западная часть рудного узла. Этому повышению соответствуют разнополярные магнитные аномалии, которые на продолжении высокоплотных зон вырождаются в линейные. Природа высокоплотной и магнитной зоны объясняется распространением на глубине пород повышенной основности, маркирующих рифейский рифт, что подтверждается наличием здесь двух даек габбро-диабазов, пересекающих Кевактинский массив в СВ направлении (см. рис. 1). Самые интенсивные разнополярные магнитные аномалии создаются высокожелезистыми отложениями медвежевской свиты в рифтогенных грабенах.

Большой интерес в аспекте рудообразования вызывает локальный гравитационный минимум (до -4 мгл), вытянутый в СВ направлении в центре рудного узла. На его восточной периферии размещается месторождение Чертово Корято. Его форма и размеры больше всего соответствуют образованиям язовского комплекса – последние известны только в виде небольших штоков и протяженных до нескольких километров даек [Докембрий..., 1995]. Кроме того, он контролируется тем же Хайвергино-Кевактинским нарушением, что и дайки рифейских габбро-диабазов, а на западе Тонодского выступа – дайковые поля самого язовского комплекса.

Ореолы радиоактивных элементов РАЭ первого порядка отражают двухъярусное строение района Кевактинского рудного узла. Породы нижнепротерозойского фундамента отличаются от среднерифейских пород чехла большим содержанием и более дифференцированным распределением РАЭ (табл. 1).

Таблица 1. Содержание РАЭ в породах Кевактинского рудного узла (оценивалось по данным аэрогамма-спектрометрии, Копылов и др., 1981ф)

Свита или комплекс (возраст): порода	U, 10 ⁻⁴ %	Th, 10 ⁻⁴ %	K, %
бугорихтинская и хайвергинская (R ₂) свиты объединенные: метапесчаники, сланцы	2,0	7,5	1,35
хорлухтагская (R ₂) и медвежевская (R ₁) свиты объединенные: конгломераты, метапесчаники, метагравелиты, метадиабазы	1,0	4,0	1,25
пурпольская свита (R ₁), квациты, кварцевые метапесчаники	≤1,0	4,0	1,25
пурпольская свита (R ₁), хлоритоидные сланцы (высокоглиноземистые перетолженные продукты коры выветривания)	3,5	15,0	0,75
албазинская и михайловская свиты объединенные (PR ₁): метапесчаники, алевросланцы, сланцы (за пределами ореола РАЭ)	1,5	5,0	1,75
амандракский комплекс (PR ₁), граниты мусковитизированные	5,5	3,5	4,0
чуйско-кодарский комплекс (PR ₁), граниты биотитовые, порфиоровидные	3,0	9,3	3,5
породы регионального ореола накопления РАЭ	2,75	8,5	2,3

Наиболее интенсивные аномалии фундамента создаются гранитами Кевактинского и Амандракского массивов. На продолжении высокоплотных зон в осадочно-метаморфических породах фундамента развит региональный ореол накопления РАЭ. Вдоль системы рифтогенных северо-восточных и субмеридиональных нарушений он протягивается через весь Кевактинский рудный узел (см. рис. 1). Все известные месторождения, рудопроявления, точки минерализации и литогеохимические аномалии Au находятся в пределах этого ореола. Все водотоки с россыпями также берут свое начало с его территории. В целом для него характерна тесная пространственная связь между U, Th и K. Аналогичное распределение этих элементов свойственно радиогеохимическим аномалиям от дорудных углеродных метасоматитов на месторождении Чертово Корято.

Внутри ореола выделяются локальные зоны с признаками более позднего проявления, в которых обогащение пород K сопровождается заметным обеднением другими РАЭ, особенно U, – в одной из таких зон размещается месторождение Чертово Корято. Ареал их распространения совпадает с рассмотренным выше гравитационным минимумом от предполагаемых на глубине гранитов язовского комплекса. Специфической чертой локальных новообразований является аномальная концентрация Sn, K и As (они же входят в набор характеристических элементов метасоматитов рудного этапа на месторождении Чертово Корято). Обогащенность Sn является геохимической особенностью пород, формировавшихся в связи с гранитами язовского комплекса, а касситерит является типичным акцессорным минералом самих гранитов и их экзоконтактовых кварц-мусковит-карбонатных метасоматитов [Докембрий..., 1995]. Эти факты являются дополнительным подтверждением принадлежности скрытых гранитов к язовскому комплексу (730 ± 97 млн. лет), а также синхронного образования с ними локальных радиогеохимических зон и рудных метасоматитов месторождения Чертово Корято.

Теперь необходимо оценить время формирования узлового ореола повышенных концентраций РАЭ. Весь средний рифей господствовали условия пассивной континентальной окраины; в это время над рудным узлом накапливались толщи балаганахской серии. Средние содержания в породах хорлухтагской свиты сопоставимы и даже ниже содержаний в неизмененных осадочно-метаморфизованных породах албазинской и михайловской свиты за пределами рассматриваемого ореола (см. табл. 1). Но там, где они попадают в зону влияния Хайвергино-Кевактинского разлома и

захватываются радиогеохимическим ореолом, они заметно обогащены всеми радиоактивными элементами. Это указывает на то, что в среднем рифее не было аномальных поступлений РАЭ в бассейн осадконакопления, а фрагментарным обогащением хорлухтаские породы обязаны более позднему метасоматическим преобразованиям, как и нижнепротерозойские породы кевактинской серии.

Эндогенная активность возобновилась только к концу среднего рифея, она была инициирована заложением рифтингов и активным магматизмом в соседней Байкало-Витимской области. На этом этапе развития предполагаются интервалы времени, когда происходило повышенное поступление металлоносных гидротермальных флюидов в бассейн осадконакопления. В Мамско-Бодайбинском прогибе накапливались углеродистые отложения хомолхинской свиты, имеющих повышенные исходные содержания РАЭ, золота, ЭПГ и других сидеро-халькофильных элементов, и вмещающих гигантское месторождение Сухой Лог. Их возраст в работе [Лаверов и др., 2000] оценивается приблизительно в 1000 млн лет. Над Кевактинским рудным узлом в это время накапливались высокоуглеродистые породы валюхтинской свиты, являющейся стратиграфическим аналогом хомолхинской свиты. Возможно, что гидротермальные растворы, до поступления в бассейн седиментации, на уровне фундамента формировали метасоматиты, в том числе и породы регионального ореола Кевактинского рудного узла, с надфоновыми содержаниями элементов, характерных для углеродсодержащих пород гидротермально-осадочного происхождения. Периодическое накопление металлоносных углеродистых толщ в специфических условиях седиментогенеза происходило до верхнего венда включительно. Следовательно, вероятное время образования регионального ореола распространяется на огромный интервал, включающий весь верхний рифей и венд. Но, если справедливо предположение о связи локальных радиогеохимических зон с язовскими гранитами, то верхнее ограничение его возраста можно принять в 730 ± 97 млн. лет. Для месторождения Чертово Корыто, размещение которого в пределах регионального узлового ореола контролируется локальной радиогеохимической зоной общей возрастной диапазон сульфидной минерализации, проявленной на различных этапах оруденения, составляет 1050–720 млн лет. Таким образом, в геофизических полях Кевактинского рудного узла установлены признаки полихронных рифтогенных образований. Интенсивные разнополярные магнитные аномалии от высокожелезистых пород медвежьей свиты в грабенах; вытянутые гравитационные максимумы и магнитные аномалии от пояса даек основного состава, маркирующего зону растяжения; узловой радиогеохимический ореол метасоматического происхождения на продолжении дайкового пояса, охватывающий все золоторудные объекты узла. Выявлена корреляция между возрастными структурными элементами узлового радиогеохимического ореола и рубежами золотого оруденения.

Партизанский золоторудный узел (Южно-Енисейский район Енисейского края) размещается на юге Центрального металлогенического пояса Енисейского края в пределах Татарского антиклинория. В Партизанском рудном узле отчетливо выражена региональная петрофизическая зональность, заложение которой началось на седиментогенном этапе его развития с последующей эволюцией в процессах регионального метаморфизма и формирования Татарского гранитоидного массива [Колмаков, 1996, 1999].

Антиклинорий включает куполовидное поднятие и периферическую часть. Ядро куполовидного поднятия занимают гранитоиды Татарского массива, присводовый фрагмент купола выполнен палеопротерозойскими отложениями пенченгинской свиты тейской серии: кварцитами и мраморами в основании и биотит-кварцевыми сланцами в ее верхней части. В разрезе свиты встречаются пластовые тела ортоамфиболитов палеопротерозойского индыглинского комплекса. Периферия антиклинория сложена терригенными мезопротерозойскими отложениями кординской, горбилонской и удерейской свит сухопитской серии, вмещающими оруденение узла. Особенностью

рудного узла является большое разнообразие полиметаморфических комплексов в его составе. Породы основания пенченгинской свиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, отложения ее верхнего уровня – в условиях низкотемпературной ступени эпидот-амфиболитовой фации и биотитовой субфации регионального метаморфизма. Преобразования сухопитских отложений меняются от серицит-хлоритовой субфации до начальных ступеней метабазита. Все рудные поля контролируются локальными зонами дислокационного метаморфизма. Вблизи гранитоидного массива породы контактово метаморфизованы. Неопротерозойский магматизм проявился с западной стороны антиклинория в зоне Татарского глубинного разлома. В рифтогенных прогибах формировалась риолит-базальтовая вулканическая ассоциация с возрастом 717 ± 15 млн л. Зону Татарского разлома трассируют дайки субщелочных габброидов, нефелиновых и щелочных сиенитов захребетнинского комплекса (700 млн л), пластовые тела пенченгинского фенит-карбонатитового комплекса (650 ± 2 млн л), южнее – внедрился массив ийолитов и фойяитов среднетатарского комплекса (675–620 млн л). Золоторудная минерализация развилась на восточном склоне Татарского антиклинория со стороны Ишимбинского глубинного разлома. Для этапов металлогенического развития Енисейского края в целом, и для месторождений Партизанского рудного узла в частности, свойственна тесная связь с неопротерозойскими тектоно-магматическими событиями (табл. 2). Датировки рудных образований Партизанского узла приведены для месторождений Герфед и Удережское.

Региональная петрофизическая зональность рассматривается от Татарского массива в восточном направлении. Среди контактирующих с массивом пород широко распространены ортоамфиболиты индыглинского комплекса. Одним из продуктов регионального и контактового метаморфизма вулканитов была магнетитовая минерализация (рис. 3), интенсивность которой оценивалась по магнитному полю. Верхнепенченгинские и кординские сланцы проявлены в стратиформных, последовательно сменяющихся положительной и отрицательной аномалиях. Аномалии хорошо согласуются по своим размерам и морфологии при меньшей амплитуде отрицательной аномалии. Их появление интерпретируются как результат сопряженных метаморфических реакций сульфидообразования. Положительная аномалия создается зоной метаморфического замещения пирита пирротинном: магнитная восприимчивость (χ) пород $(200-400) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Малоамплитудная отрицательная аномалия отражает участки регионального проявления пиритовой минерализации с χ пород не выше $(5-10) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ как результата связывания избыточной сульфидной серы, образующейся при высокотемпературном замещении пирита пирротинном и возгоняемой на более высокие гипсометрические уровни (рис. 4). Зона региональной графитизации углеродистого вещества прослеживается в электрических полях $\rho_{\text{эф}}$ и естественных потенциалов поляризации от Татарского массива по пачке верхнепенченгинских углеродистых сланцев до контакта кординской и горбилоской свит. Примерно на уровне горбилоской свиты зона графитовой минерализации сменяется зоной с неупорядоченным органическим веществом, неполяризующимся и не проводящим электрический ток. Нарастание всех геофизических параметров, выступающих признаками метаморфических образований, происходит в северном направлении. Наиболее раннее распределение радиоактивных элементов связано с этапами седиментогенеза и регионального метаморфизма. Породам глинистого и особенно глинисто-углеродистого состава свойственны повышенные содержания радиоактивных элементов по сравнению с породами кремнистого и кремнисто-известковистого состава. Поэтому породы сухопитской серии были изначально более радиоактивны, чем подавляющее большинство пород тейской серии. Согласованность с наметившейся тенденцией увеличения степени метаморфизма пород в северном направлении наблюдается и в распределении РАЭ.

Таблица. 2 Корреляция возрастных рубежей золотого оруденения с тектономагматическими событиями неопротерозоя в Енисейском крае (последовательность месторождений в таблице отвечает их расположению с севера на юг).

Месторождения	Этапы тектономагматизма и рубежи формирования месторождений, млн лет											
	Региональный метаморфизм (1100–1000) Гранитоидные купола тейского типа (955) Гранитоиды Каламинского типа (880–860)		Надвиги, локальный динамометаморфизм и складкообразование (856–793)		Плагиоориодациит-базальтовая ассоциация (780)		Аяхтинский комплекс А- и S-I-гранитов (761; 750) Риолит-базальтовая ассоциация (753–717) Бимодальный ковригинский комплекс (750) Глушихинский комплекс А-гранитов (752–718)		Трахибазальт-трахитовая ассоциация (703±4) Захребетинский комплекс (700) Кутукасетский комплекс А-гранитов (700; 690±8)		Нефелиновые сиениты, уртиты, ийолиты среднетатарского комплекса (675–620) Карбонатиты (650) Татарский массив субщелочных гранитов А-типа (630)	
									татарский комплекс по [Верниковская и др., 2005]		Средневоротовский комплекс щелочных гранитов и сиенитов (620–625)	
Советское	Вмещающие метаморфические и безрудные метасоматические породы	890 ¹ 850 ¹	Золото-арсениопирит-кварцевый	830–820 ¹ 820,3±8,2 ¹	775,8±8,1 ¹	Золото-полисульфидный		730 ¹		Золото-арсениопиритовый ± антимонитовый		
Благодатное				785–780 ¹			754–752	698				
Эльдорадинское				795 ²								
Олимпиадинское		870±35 ²		794±15 ³								
Панимбинское		996±32,9 ⁴ 889±26,6 ⁴		817,2±5,3 ¹ 815±37,6 ⁴			762,3±33,3 ¹	744±17 ¹				
Ведугинское				805±15 ¹			770±15 ²	720±15 ² 715 ²	691 ²			
Герфед								722,5 ¹				
Удережское								711,6±3,4 ¹				
Раздольнинское								735 ²				
Попутнинское								762 ²	733 ² 717±6 ¹ 712±6 ¹		705 ²	

Примечание к таблице 2. Результаты датирования вмещающих метаморфических сланцев и безрудных метасоматических зон приведены в графе «Вмещающие метаморфические...», золотосодержащих кварцевых и серицитовых прожилков, сульфидизированных сланцев рудных интервалов – во всех остальных графах.

¹ $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ по серициту (мусковиту) проводился на месторождениях: Советское [Томиленко и др., 2006]; Ведугинское, Удережское, Попутнинское [Ножкин и др., 2011]; Панимба [Сазонов и др., 2016]; Герфед [Сазонов и др., 2015 ф].

² K – Ar по серициту проводился на месторождениях: Эльдорадо [Сазонов, 1998]; Олимпиада [Новожилов, Гаврилов, 1999]; Ведуга [Сазонов и др., 1994; Чугаев и др., 2001]; Раздольнинское, Попутнинское [Неволько, 2009].

³ Rb – Sr по фракциям кварц-серицит-карбонатных и кварц-серицитовых метасоматитов, ассоциированных соответственно с золото-арсенопиритовым (ранним) и бертьерит-антимонитовым (поздним) продуктивными комплексами на месторождении Олимпиада [Новожилов, Гаврилов, 1999], по мусковиту и биотиту динамосланцев, дорудных и рудных метасоматитов на месторождении Благодатное [Сазонов и др., 2003].

⁴ U – Pb SHRIMP II по цирконам на месторождении Панимба [Сазонов и др., 2016].

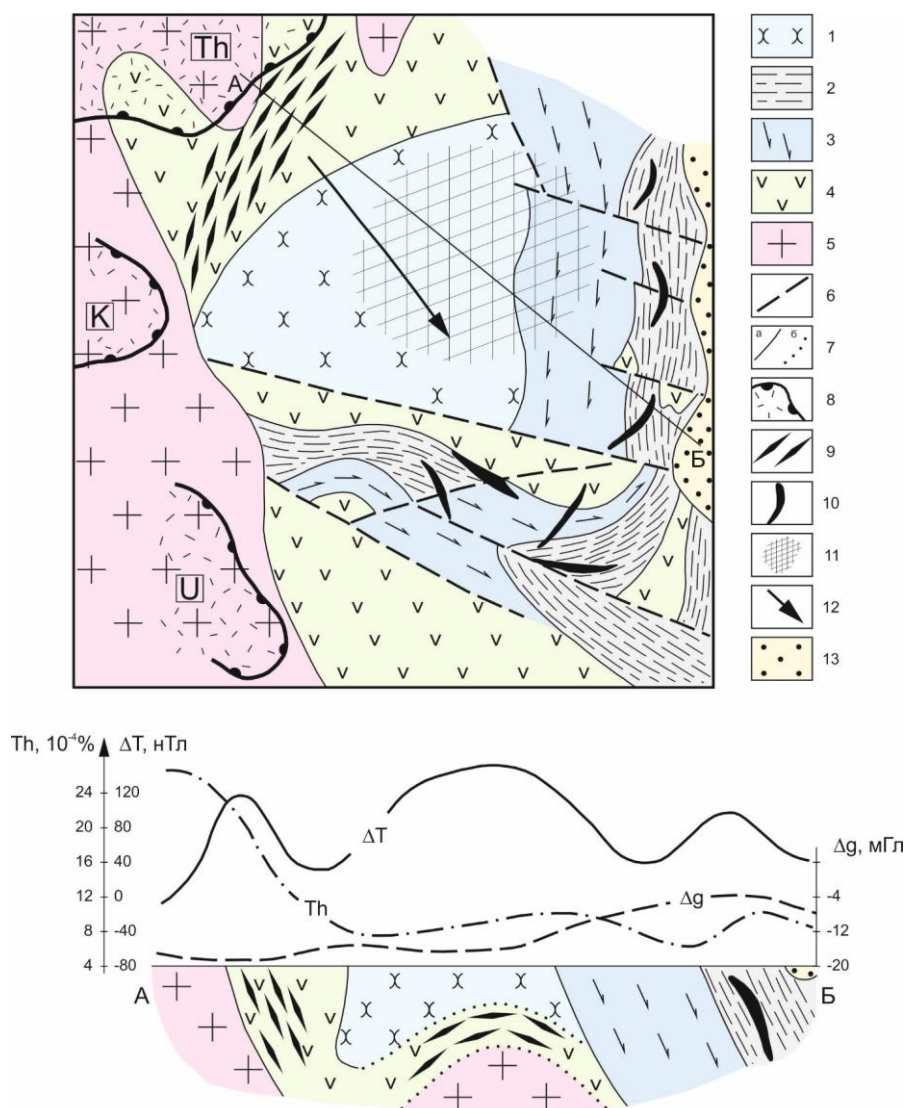


Рис. 3. Физико-геологическая схема приконтактной зоны Татарского гранитоидного массива (составлена автором).

1–2 – кварциты (1) и углеродистые сланцы (2) пенченгинской свиты; 3 – пазинитовые сланцы; 4 – ортоамфиболиты индыглинского комплекса; 5 – граниты Татарского массива; 6 – разрывные нарушения; 7 – геологические границы: достоверные (а), предполагаемые (б); 8 – области зонального распределения радиоактивных элементов в гранитах; 9,10 – ферромагнитная минерализация: магнетитовая (9); пирротиновая (10); 11 – магнитная аномалия от развитой на глубине магнетитовой минерализации; 12 – ось антиклинальной складки (стрелка в сторону погружения шарнира складки); 13 – четвертичные отложения.

Содержания U, Th и K в ортоамфиболитах на севере куполовидного поднятия (см. рис. 3) почти в два раза меньше, чем в южных ортоамфиболитах: 1,0 г/т, 2 г/т, 0,4 % и 1,7 г/т, 3,5 г/т, 0,7 % соответственно. Контрастность в распределении РАЭ на этапах регионального метаморфизма и дорудного метасоматизма мезопротерозойских пород показана на примере отложений нижнекординской подсвиты, включающей углеродистые кварц-серицитовые сланцы с сульфидами и прослоями алевритового материала и известково-глинистые сланцы (табл. 3). В северной части узла там, где они максимально приближены к ядру антиклинория и метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, их особенностью является такая истощенность РАЭ, что в радиогеохимических полях они практически не отличаются от известково-кремнистых отложений пенченгинской свиты. Накопление вынесенных РАЭ происходило в слабо метаморфизованных отложениях сухопитской серии. В частности, нижнекординские отложения, метаморфизованные в условиях серицит-хлоритовой субфации, имеют почти вдвое большие содержание U, Th и K, чем их аналоги из зоны выноса РАЭ. Максимальной обогащенности РАЭ они достигли на этапе дорудного метасоматизма (см. табл. 3).

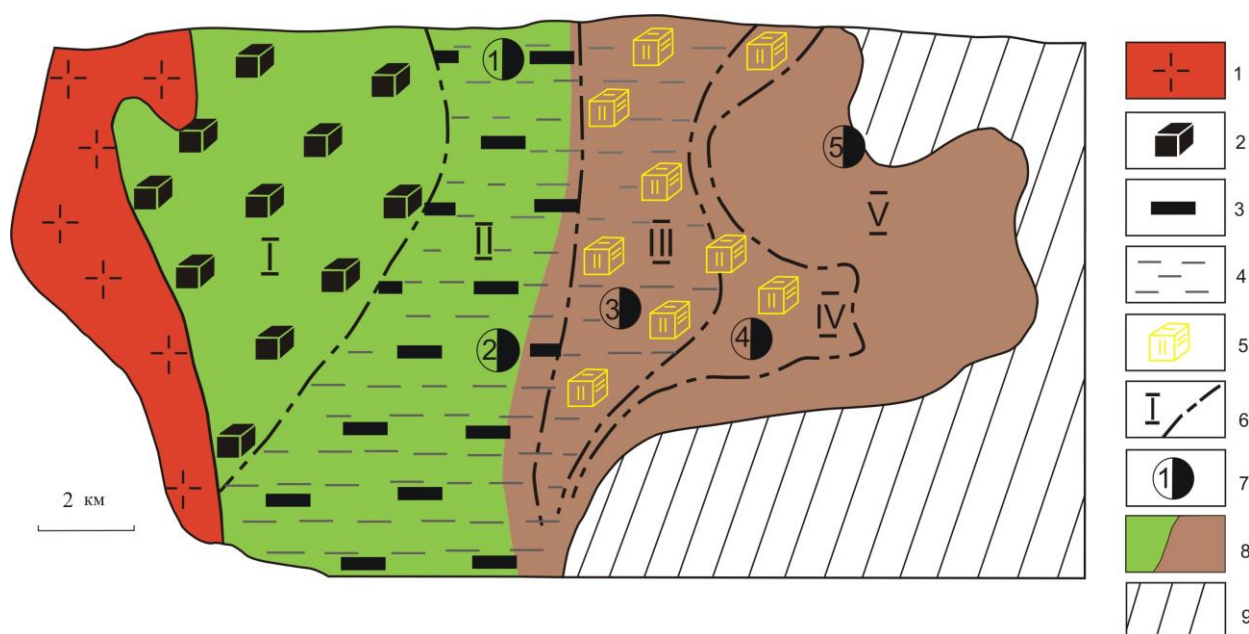


Рис. 4. Схема региональной петрофизической зональности Партизанского рудного узла (составлена автором).

1 – граниты Татарского массива; 2–5 – метаморфогенная минерализация: магнетитовая (2); пирротиновая (3); графитовая (4); пиритовая (5); 6 – границы и номера региональных петрофизических зон: I – магнетитовой минерализации и выноса РАЭ; II – пирротиновой, графитовой минерализации и выноса РАЭ; III – пиритовой, графитовой минерализации и накопления РАЭ; IV – пиритовой минерализации, неструктурированного (неполяризующегося) углеродистого вещества и накопления РАЭ; V – накопления РАЭ; 7 – золоторудные месторождения: Николаевское (1); Герфед (2); Архангельское (3); Васильевское (4); Удереи (5); 8 – метаморфогенные зоны выноса – накопления РАЭ; 9 – безаномальные породы сухопитской серии.

Таблица 3. Радиогеохимическая дифференциация нижнекординских отложений на этапах регионального метаморфизма и дорудного метасоматизма.

Этапы преобразования		U, 10^{-4} %	Th, 10^{-4} %	K, %
региональный метаморфизм	зона выноса РАЭ	1.4	4.6	0.85
	зона накопления РАЭ	2.6	8.2	1.42
дорудный метасоматизм		4.2	14.8	2.45

Таким образом, по результатам интерпретации геофизических полей Партизанского рудного узла выявлены преобразования вещественного состава пород и петрофизических характеристик на его раннем метаморфогенном этапе развития. В направлении понижения степени метаморфизма была развита серия сопряженных узловых зон: выноса и накопления радиоактивных элементов; магнитных пород с магнетитом и пирротинном и немагнитных – с пиритом; электрохимически активных пород низкого сопротивления с графитом и пород высокого сопротивления с неполяризуемым углеродистым веществом.

2. Геофизические аномалии от структур, вмещающих золоторудные поля и месторождения, имеют линейную форму. В Тонодском районе Патомского нагорья – естественные электрические аномалии (до -800 мВ) от зон расщелинчатости и дробления палеопротерозойского заложения с графитовой минерализацией. В Енисейском кряже – аномалии сопротивлений (до 15000 Ом), магнитные (до 650 нТл) и естественные электрические (до -250 мВ) от зон локального динамометаморфизма коллизионных надвигов неопротерозоя; аномалии обусловлены метаморфогенным окварцеванием пород и образованием пирротина и графита по аутигенному пириту и углеродистому веществу.

В Кевактинском рудном узле Патомского нагорья субмеридиональные дислокационные зоны интенсивного дробления и внутри- и межслоевого расщелинчатости рассматриваются как система рудовмещающих тектонических структур: месторождение Чертово Корято и все известные проявления Артемьевского рудного поля локализируются в пределах этих зон. Они протягиваются через все рудное поле и перекрываются на севере рудного поля отложениями пурпильской свиты раннего мезопротерозоя. Их заложение датируют нижним протерозоем [Баженов и др., 1981 ф], в рифее они неоднократно подновлялись и несли функцию флюидопроводников и структурных ловушек, что запечатлелось в разновозрастной гидротермальной минерализации на месторождении Чертово Корято.

Наиболее отчетливо дислокационные зоны проявлены в магнитном и естественном электрическом полях. В магнитном поле ΔZ зоны создают множество сонаправленных линейных аномалий с продольными и поперечными размерами в первые сотни и десятки метров соответственно с амплитудой в первые сотни нТл. Встречаются как положительные, так и отрицательные аномалии. Есть аномалии с дипольной структурой, также с прямой и обратной полярностью. По результатам структурного анализа магнитного поля в ходе исследований установлено, что ферромагнитная минерализация с прямой намагниченностью развивалась позже обратно намагниченной минерализации. Наряду с магнитными, дислокационным зонам свойственны и электрические аномалии до -800 мВ. При этом встречаются они только с положительными и дипольными магнитными аномалиями прямой полярности. Дислокационные зоны с обратной намагниченностью практически не создают естественных электрических аномалий. Характерно, что дислокационные зоны, проявленные в аномалиях ЕП и магнитных с прямой полярностью, распространены преимущественно в юго-западной и западной части рудного поля, где локализуется месторождение Чертово Корято и известные рудопроявления. По мере продвижения на восток и северо-восток в сторону Амандракского массива их количество сокращается настолько, что в дислокационной зоне, развитой рядом с контактовым метаморфическим ореолом ороговивания, встречаются только единичные их представители.

В Енисейском кряже в качестве рудовмещающих часто встречаются зоны локального динамометаморфизма коллизионных надвигов. Выделяют два временных интервала широкого развития надвиговых структур с сопутствующими локальными зонами кианит-силлиманитового метаморфизма умеренных давлений и складчатости: 863–849 млн. лет и 800–793 млн. лет [Лиханов и др., 2010, 2013; Лиханов, Ревердатто, 2011]. В частности, рассматриваемое в работе месторождение Благодатное и соседний участок Коноваловский

контролируются Борзцовской системой надвигов с возрастом 785 млн лет [Сазонов и др., 2003]. Воздействие стресса на породы пелитового состава выражается заменой андалузит-силлиманитового фациального типа кианит-силлиманитовым. Реакции приводят к выделению избыточного кремнезема и окварцеванию пород при минимальном изменении их петрохимического состава. Зонам окварцевания свойственно многократное увеличение удельного электрического сопротивления и снижение содержаний РАЭ. Высокоомная зона окварцевания была прослежена автором вдоль надвига на участке Коноваловском (рис. 5).

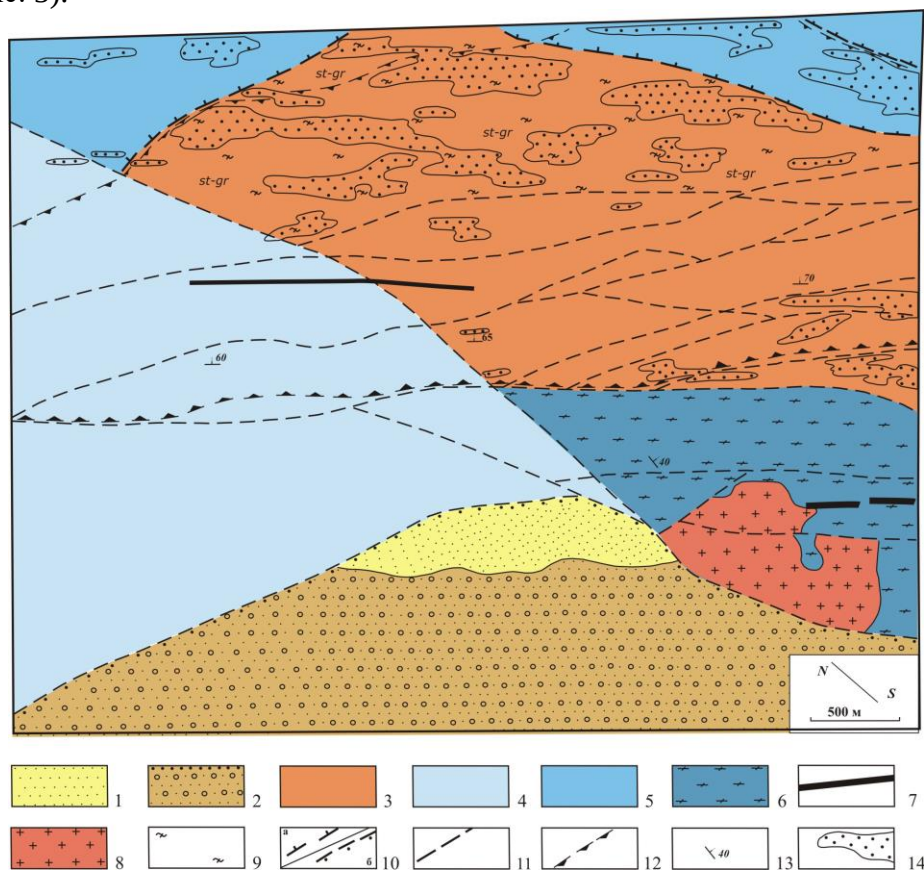


Рис. 5. Проявление зоны окварцевания, развитой вдоль надвига, в аномалиях высоких сопротивлений, участок Коноваловский Северо-Енисейского рудного района (составлено автором с использованием материалов Минеев и др., 1988).

1, 2 – чингасанская серия (поздний NP): карьерная свита – песчаники, алевролиты (1); лопатинская свита – конгломераты, песчаники (2); 3 – кординская свита (сухопитской серии, MP) – кварцево-слюдисто-хлоритовые и углеродистые сланцы; 4, 5 – тейская серия (поздний PP): пенченгинская свита – биотитовые, биотит-гранат-амфиболовые кристаллосланцы (4); свита хребта карпинского – биотит-гранатовые кристаллосланцы (5); 6 – гаревская метаморфическая серия (ранний PP?) – плагиогнейсы, кристаллосланцы, ортоамфиболиты, мраморы; 7 – захребетнинский комплекс (700 млн лет) – дайки трахидолеритов; 8 – граниты татарско-аяхтинского комплекса*; 9 – зоны локального динамотермального метаморфизма (индекс-минералы: st – ставролит; gr – гранат); 10 – границы несогласного залегания пород в зонах надвигов (а) и рифтогенных структур (б); 11 – разрывные нарушения; 12 – минерализованная зона с литогеохимическими ореолами Au, As; 13 – элементы залегания пород; 14 – высокоомные зоны кварцевой минерализации.

*татарско-аяхтинский комплекс – существующий таксон градации гранитов; по отношению к приводимой в работе градации включает татарский, кутукацкий, аяхтинский комплексы и граниты каламинского типа.

В случае развития динамометаморфических зон по породам, содержащим пирит и углеродистое вещество, активируются реакции метаморфического образования пирротина и графита, что приводит к образованию линейных магнитных и электрических аномалий вдоль надвига. Такие аномалии выявлены на северо-востоке месторождения Благодатного (см. рис. 8). В отличие от рудоносной минерализованной зоны с линейными аномалиями ΔТ, ЕП и высоких содержаний РАЭ, собственно зона надвига обеднена РАЭ.

3.Петрофизические характеристики коренных месторождений золота и их аномальные проявления зависят от их локального распределения. Признаки месторождений в узловых зонах с пирротиновой и графитовой минерализацией включают магнитные (до 400 нТл) и естественные электрические аномалии (до -700 мВ). В зонах с пиритовой минерализацией нет магнитных аномалий, в зонах с неполяризующимся углеродистым веществом отсутствуют естественные электрические аномалии.

Месторождение Чертово Корыто. Вмещающие породы – преимущественно псаммитовые и алевроитовые сланцы михайловской свиты, метаморфизованные на уровне мусковит-хлоритовой ступени. Гидротермально-метасоматические изменения представлены кварцевой, мусковитовой, хлоритовой, углеродной и карбонатной минерализациями. Рудная минерализация развита в интенсивно дислоцированной зоне, представляющей собой совокупность множества пологих разрывов, межслоевых швов и участков рассланцевания. Её заложение относится к этапу проявления самых древних раннепротерозойских нарушений, подновлявшихся на протяжении всей тектонической эволюции месторождения. Она развита в висячем блоке крутопадающего разрывного нарушения. В генетическом аспекте крутопадающее нарушение рассматривается как рудоподводящий канал. Обе структуры имеют одинаковое простирание (350°) и падение на запад-юго-запад под углами $13 \div 15^\circ$ и 60° . Нарушением широтного направления месторождение делится на два блока: северный и южный. Золото сконцентрировано в северном блоке и связано с кварцевыми жилами, прожилками и сульфидной минерализацией.

Сильно сказывается влияние рельефа на морфологии аномалий от субгоризонтальных тел – следуя выходу тела на дневную поверхность, они тянутся практически вдоль горизонталей (рис. 6). Рудовмещающая минерализованная зона проявлена в дипольной магнитной аномалии прямой полярности с максимальными амплитудами ± 400 нТл, рудоподводящий канал – в линейной положительной магнитной аномалии. По всей минерализованной зоне, но наиболее отчетливо в продуктивной части, прослеживается множество мелких линейных аномалий ΔZ , которые практически незаметны в поле ΔT . В поле ΔT несравненно хуже, чем в поле ΔZ , прослеживается структура рудоподводящего канала, амплитуда аномалии над ним не превышает 450 нТл. При этом намного выразительнее проявлена рудовмещающая минерализованная зона. Углы погружения магнитных тел определялись по изгибу осей аномалий на хребтах водоразделов или в долинах ручьев. Для рудовмещающей структуры, рудоподводящего канала и локальных линейных тел они соответственно равны 13° , 56° , $40 \div 45^\circ$, что хорошо согласуется с определениями параметров залегания этих структур по результатам бурения разведочных скважин. В интенсивных отрицательных аномалиях ЕП проявлен южный безрудный блок месторождения, а в невысоких положительных потенциалах – северный продуктивный блок. В поле мощности экспозиционной дозы МЭД эти блоки также контрастно разделяются: аномально высокие значения на юге и пониженные – на севере. В обоих полях совпадает положение и широтная направленность границы между блоками. Северный фланг месторождения также ограничен поперечной аномальной зоной, вытянутой в широтном направлении. Она проявлена в низкоамплитудных положительных аномалиях в магнитном и электрическом поле и в минимальных значениях в поле МЭД и является фрагментом локальной радиогеохимической зоны, определяющей положение месторождения Чертово Корыто внутри узлового радиогеохимического ореола (см. защищаемое положение 1).

Она пересекает субмеридиональную структуру рассланцевания и дробления так, что к ней примыкает и рудоподводящий канал, и продуктивная часть минерализованной зоны и происходит слияние аномальных эффектов от перечисленных структур во всех физических полях. Аномальная МЭД пород южной части месторождения обеспечивается

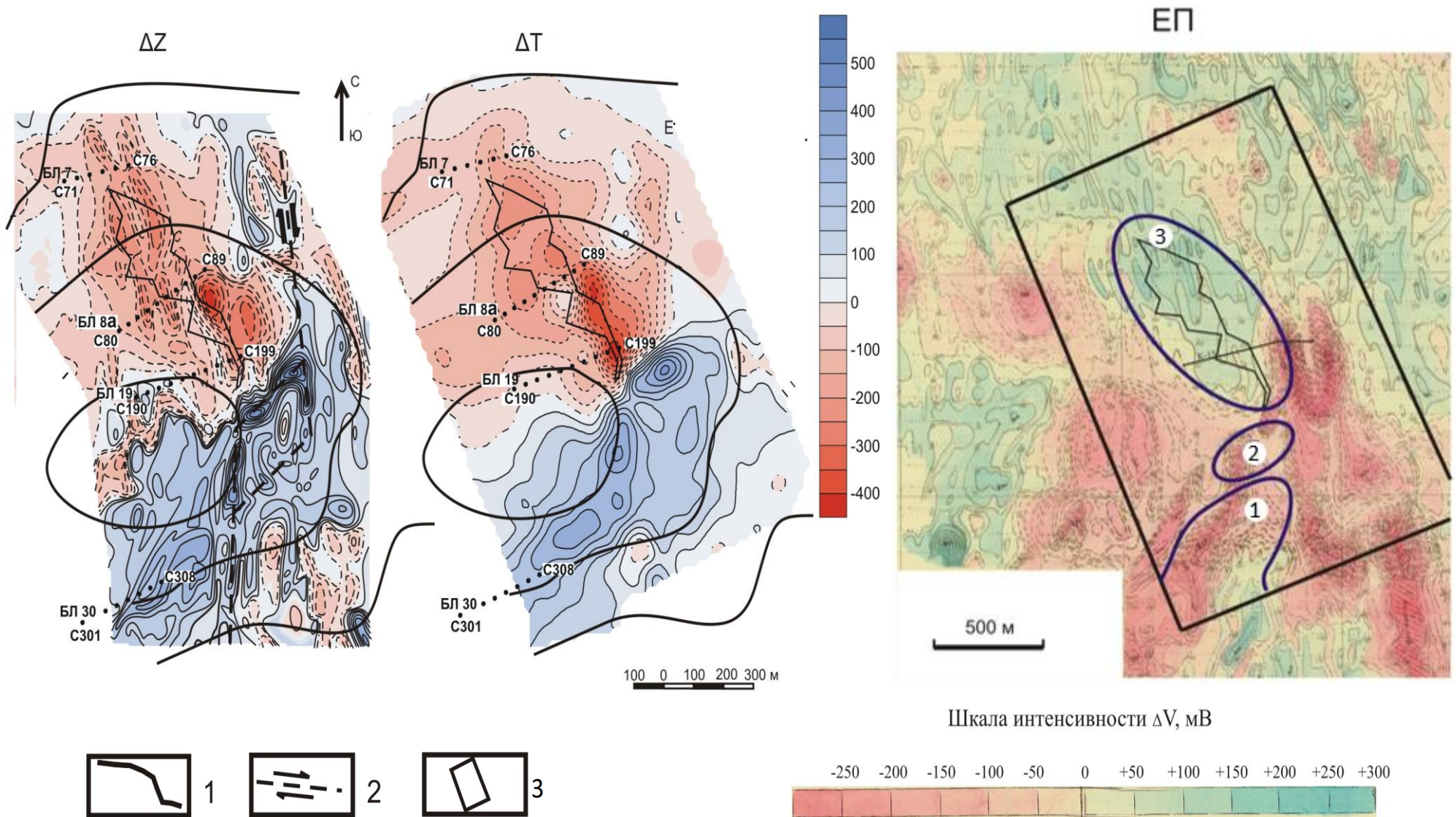


Рис. 6. Геофизические поля месторождения Чертово Корыто 1 – линии рельефа; 2 – нарушение с предполагаемой сбросо-сдвиговой кинематикой (рудоподводящий канал), стрелками показаны направления движения блоков; 3 – участок геофизических исследований автора. Остальные условные обозначения на рис. 7. Поля ΔZ и ЕП приводятся по материалам [Баженов М.М., Давыденко Н.Ю. и др., 1981ф], ΔT – по материалам автора.

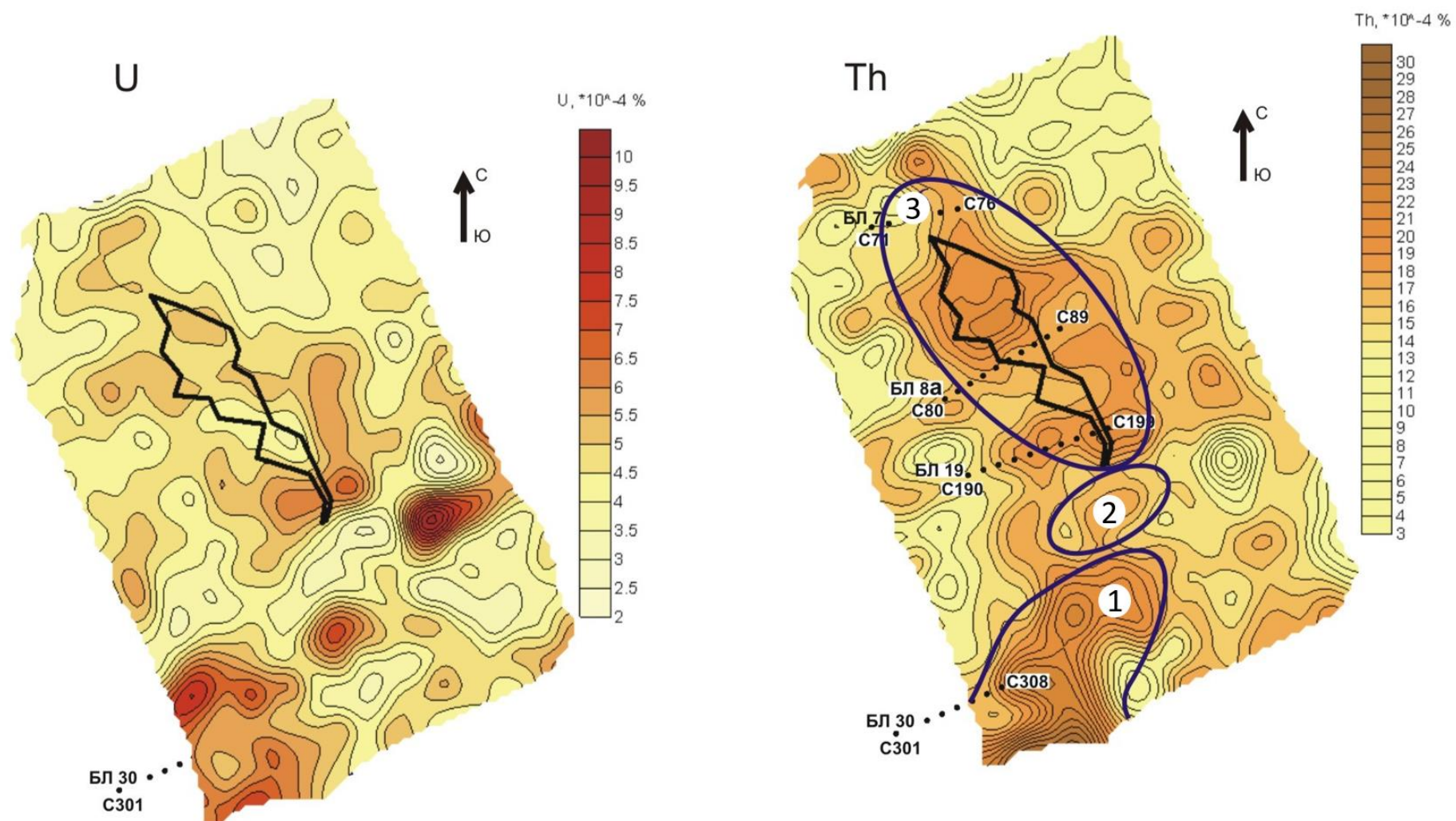
высокими содержаниями всех РАЭ в поляризующихся породах (рис. 7). При этом они очень тесно коррелируют друг с другом, особенно Th и K (коэффициент корреляции $r = 0.9$). По мере приближения к продуктивному блоку поляризующиеся породы обедняются U примерно в $2 \div 2.5$ раза. В самом продуктивном блоке резко сокращается связь между Th и K ($r = 0.38$) с полным обособлением U. Его ореол приобретает кольцевую структуру, обрамляя наиболее богатую часть рудного тела (см. рис. 7).

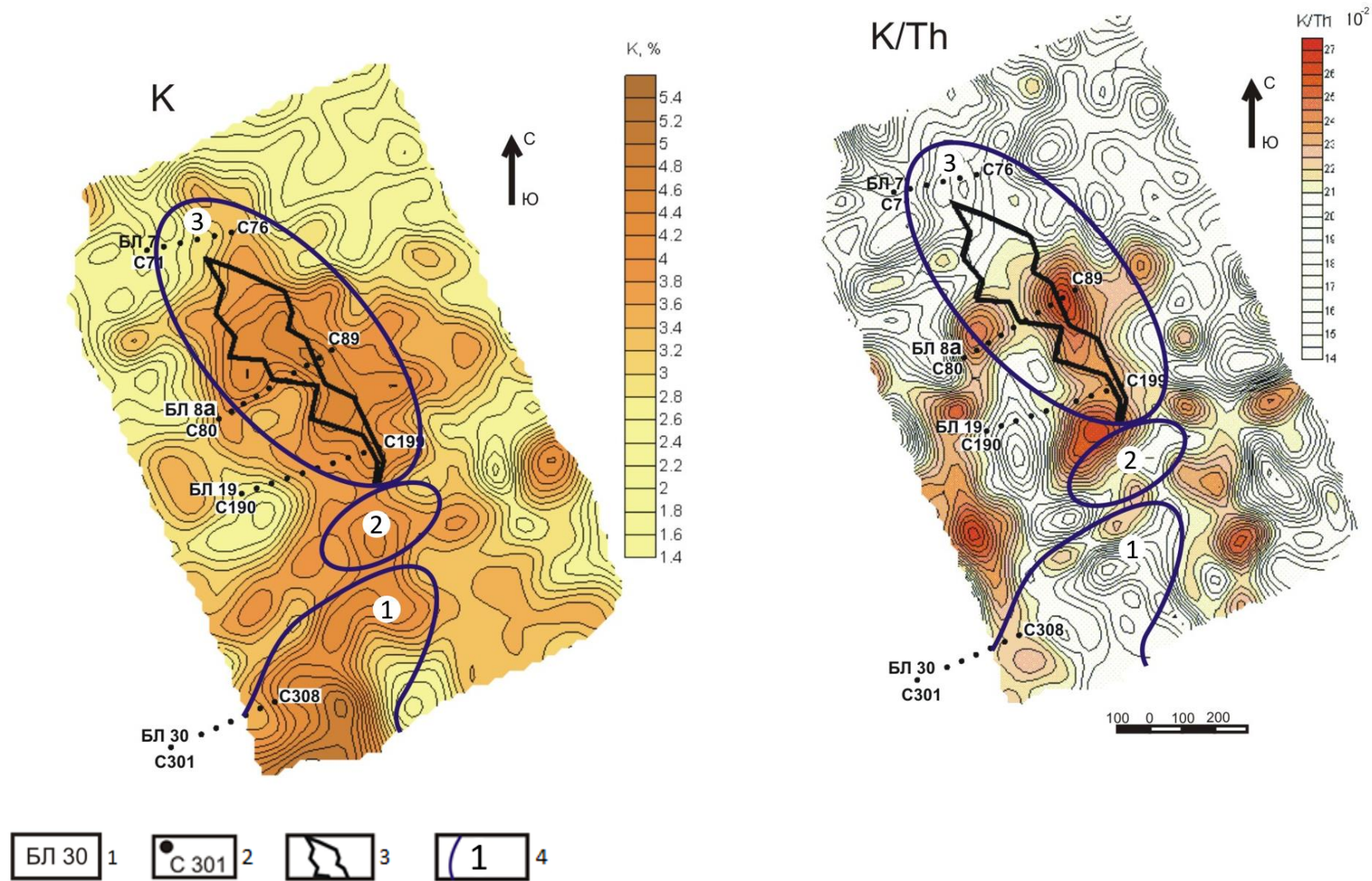
Месторождение Благодатное (Северо-Енисейский район). Золотосульфидное месторождение Благодатное находится в осевой части Центрального блока, оно сложено мезопротерозойскими кристаллосланцами кординской свиты. Осадочные толщи претерпели региональный метаморфизм на уровне эпидот-амфиболитовой ступени, локальный динамометаморфизм и гидротермально-метасоматические изменения трех этапов. Главное разрывное нарушение рудного поля – фрагмент Борзцовской системы надвигов – диагностируется по тектоническому перекрытию пород кординской свиты палеопротеройскими отложениями рязановской свиты (тейская серия, стратиграфический аналог пенченгинской свиты). Рудовмещающая минерализованная зона контролируется нарушением сбросо-сдвиговой кинематики с пологоволнистой поверхностью сместителя и представляет собой линейную зону рассеянной сульфидной минерализации с небольшим количеством кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. На позднем этапе тектонической активизации проявились субмеридиональные взбросы, разбившие минерализованную зону на серию блоков с различным уровнем эрозионного среза.

Магнитное поле месторождения включает серию линейных аномалий, отображая кулисообразное строение зон рассеянной сульфидной минерализации. Его зональность проявляется в последовательном снижении аномальных величин с 500 до 80 нТл. Максимальные значения ΔT (от 300 до 500 нТл) приходятся на северо-западное безрудное окончание минерализованной зоны, над продуктивной частью они снижаются до 160–100 нТл (рис. 8). В естественном электрическом поле ЕП месторождения проявлены аномалии различного масштаба и морфологии. Аномалия площадного характера представлена зоной повышенных градиентов потенциалов, меняющихся от +10 до -300 мВ. На этом фоне контрастно выделяются локальные линейные возмущения секущего характера с амплитудами от -250 до +30 мВ. В совокупности линейные аномалии отражают рудовмещающую минерализованную структуру. Золотое оруденение локализуется в радиогеохимической зоне 1-го порядка с высокими содержаниями всех РАЭ. По элементной специализации зона разделяется на северо-западную часть, с преимущественным накоплением Th и K, и юго-восточную, обогащенную U, граница между ними резкая, проявлена в линейных аномалиях высоких градиентов и проходит поперек главного направления минерализованной зоны. Ореолы РАЭ 2-го порядка развиты внутри аномальной зоны вдоль рудовмещающей минерализованной структуры. Их распределение зонально: непродуктивное северо-западное окончание минерализованной зоны проявлено в «отрицательном» ореоле выноса U; локальная аномалия накопления Th отвечает первому, а U – второму рудному телу, между ними находится ореол K.

Сравнительный анализ геофизических полей месторождений Благодатное и Чертово Кoryто. 1. В строении непродуктивных блоков обоих месторождений участвуют поляризующиеся породы с высокими содержаниями всех РАЭ. 2. Безрудные окончания продуктивных блоков минерализованных зон исследуемых месторождений выполняют поляризующиеся породы, особенностью которых является значительное обеднение U. 3. Рудные участки минерализованных зон выполнены магнитными породами, утратившими способность к естественной электрической поляризации, с зональным распределением U, Th и K.

Рис. 7. Радиогеохимические поля месторождения Чертово Кoryто.





Продолжение рис. 7. Радиогеохимические поля месторождения Чертово Кoryто.

1 – буровые линии; 2 – разведочные скважины; 3 – рудное тело; 4 – проявление в физических полях: дорудных метасоматитов (1); кварц-мусковитовых метасоматитов рудного этапа (2); слабоизмененных пород (3).

Геофизические локальные признаки месторождений Партизанского рудного узла. Все известные месторождения Партизанского узла проявлены на флангах локальных радиогеохимических зон с двух-, трехкратным превышением фоновых содержаний U, Th, K. По геофизическим признакам породы этих зон являются аналогами пород непродуктивных флангов месторождений Чертово Корыто и благодатное. Похожи и геофизические обстановки продуктивных блоков месторождений. Но для месторождений Партизанского узла свойственно изменение локальных признаков в зависимости от их позиции в региональной петрофизической структуре узла. Полное совпадение по признакам имеется только для месторождений, развитых в пределах ареала распространения метаморфогенного пирротина и графита (см. рис. 4). Породы их флангов высокорadioактивны и обладают естественной электрической поляризуемостью. Рудный парагенезис включает пирротин, поэтому продуктивные блоки проявляются в магнитных аномалиях. К таким месторождениям относятся Герфед и Николаевское (рис. 9). На месторождениях в региональной зоне пиритовой минерализации в составе рудного парагенезиса исчезает пирротин, а в наборе локальных признаков – магнитные аномалии (месторождения Архангельское и Васильевское). На более удаленной периферии узла, в региональной зоне начальных ступеней метагенеза с неструктурированным (не графитизированным) органическим веществом высокорadioактивные породы флангов месторождений не поляризуются и не создают аномалий ЕП (месторождение Васильевское).

4. В непродуктивных блоках минерализованных зон всех изученных месторождений выявлены радиогеохимические аномалии, входящие в структуру узловых ореолов. Они создаются дорудными углеродными низкотемпературными метасоматитами регионально-метасоматического класса: кислотными глиноземистыми кварц-мусковитовыми и сопряженными с ними основными магнезиально-железистыми мусковит-хлоритовыми. Их петрофизические характеристики включают высокие электродные потенциалы на графите 344 мВ и концентрации радиоактивных элементов: U – 11,5 г/т, Th – 31,1 г/т, K – 4,5 %, Th/U – 2,7; низкие магнитные восприимчивости $15 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и удельные электрические сопротивления 100 Ом; пониженные плотности кварц-мусковитовых 2,56 г/см³ и повышенные – мусковит-хлоритовых 2,78 г/см³ разновидностей.

На исследуемых месторождениях Енисейского края и Патомского нагорья были проявлены породные ассоциации с аналогичными геофизическими признаками. Естественно, что породам, создающим эти аномалии, было уделено самое пристальное внимание в дальнейших исследованиях. Метаосадочные породы периферийных безаномальных участков месторождений были приняты за исходные породы в качестве минералогического, геохимического и петрофизического фона. Рассматривается, как они эволюционировали под влиянием рудогенерирующих процессов, и как это сказывалось на проявлении минералообразующей системы в физических полях.

Месторождение Чертово корыто. *Исходными* являются слабометаморфизованные палеопротерозойские терригенно-осадочные породы михайловской свиты. Среди них по распространенности явно доминируют метапесчаники и метаалевролиты – в общем объеме они занимают 50% и 43%, и только 7% приходится на долю глинистых сланцев.

Метапесчаники и метаалевролиты обычно кварцевого состава, реже – полевошпат-кварцевые. Аксессуары: циркон, апатит, сфен, рудные минералы. В глинистых сланцах основная масса породы представлена серицит-хлоритовой ассоциацией с постоянным присутствием алевритовой примеси до 10-15%. Часто встречается углеродная минерализация от сотых долей до одного процента.

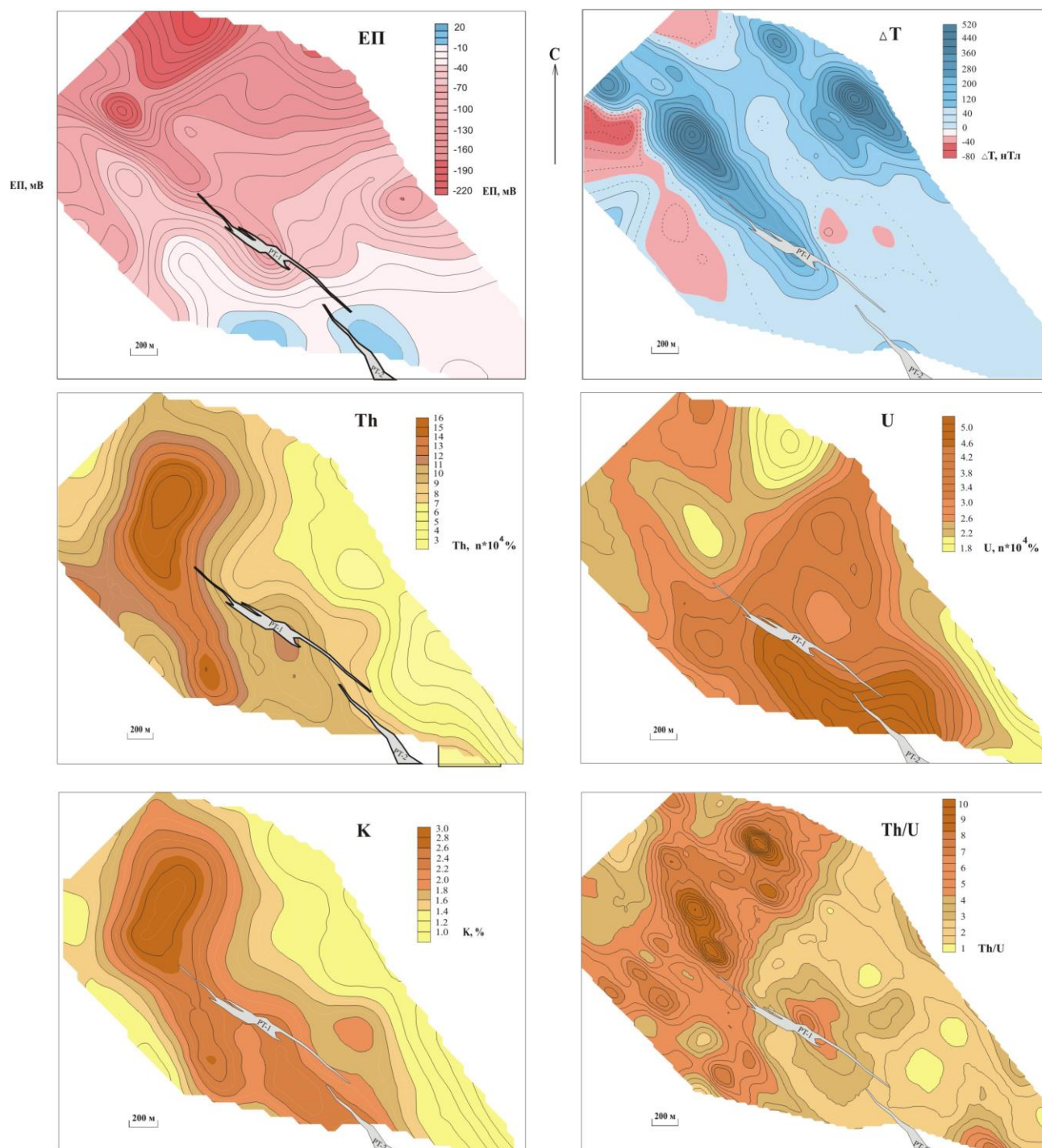


Рис. 8. Геофизические поля месторождения Благодатного.

Различные мнения высказываются в отношении углеродной минерализации. В отчетах В.Г. Мартыненко (1983, 2001) она рассматривается как аутигенная, хотя, по его же устному сообщению, попытка корреляции углеродистых слоев по данным разведочного бурения оказалась безуспешной. В работе [Кучеренко и др., 2009 б] «углеродистая зона» выделяется в составе метасоматической колонки березитов. В настоящей работе доказывается наличие самостоятельных углеродных метасоматитов, проявление которых предшествовало развитию кварц-серицит-карбонатных метасоматитов (березитов по И.В. Кучеренко и др., 2009 б), носило более широкий размах и было одним из главных событий рудогенеза.

Таблица 4. Петрохимический состав отложений михайловской свиты, масс. %

Породы	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ
песчаники	88-16.7	76.87	0.39	10.82	4.67	0.015	1.41	0.20	1.47	2.16	0.15	1.23	99.39
	88-22.9	75.50	0.38	11.69	4.78	0.025	1.78	0.16	1.98	1.94	0.18	1.03	99.45
алевролиты	86-12.9	69.22	0.44	14.40	5.66	0.039	1.87	0.55	1.92	3.54	0.11	1.63	99.38
	86-16.0	68.78	0.38	15.86	5.39	0.021	2.70	0.14	1.87	2.64	0.13	1.60	99.51
аргиллиты	81-37.1	60.47	0.44	18.95	8.08	0.039	3.40	0.11	1.47	3.99	0.14	2.50	99.59

Примечания. Fe₂O₃ – суммарное железо

Петрохимической особенностью пород михайловской свиты являются очень низкие содержания CaO и MnO (табл. 4), соответственно в десятки и 3–5 раз меньшие, чем в эталонах осадочных пород: алевропесчаниках (RPSNC), глинах (RPSC) Русской платформы, постархейских глинистых сланцах Австралии (PAAS) и Северной Америки (NASC). В 2–2.5 раза понижена титанистость в пелитовых отложениях.

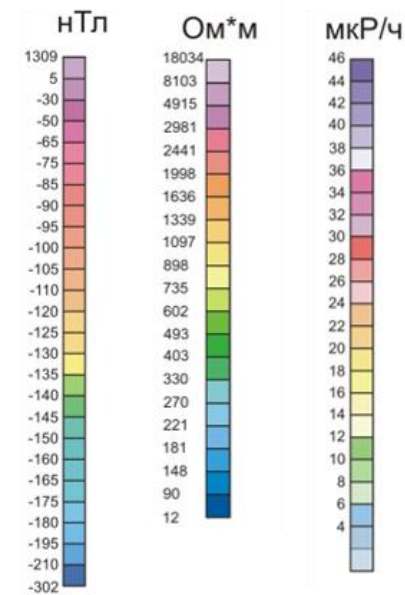
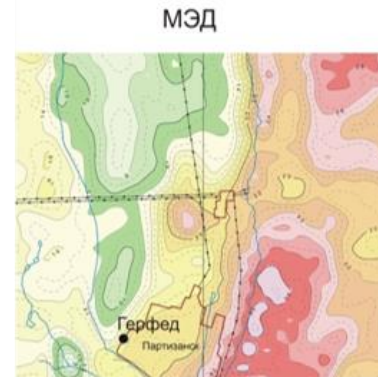
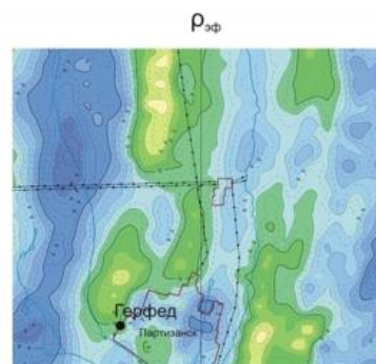
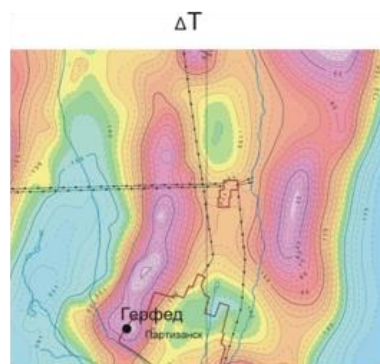
В распределении REE, по сравнению с геохимическими эталонами, следует отметить очень низкие ΣREE, меньший уровень обогащения редкими землями глинистых пород относительно алевро-песчаных, слабо выраженное фракционирование REE (табл. 5). Отчетливо выражена отрицательная аномалия Eu/Eu*, свойственная материалу верхней коры. Повышенные значения Y/Nd указывают на заметное влияние морской воды в распределении микроэлементов. В исходных аргиллитах главным концентратором REE, вероятно, является циркон, в песчаниках и алевролитах, имеющих меньший уровень химического выветривания, к циркону добавляются апатит и сфен.

Анализ петрохимических генетических модулей и элементных фациальных индикаторов позволил отнести отложения михайловской свиты к классу мелководных прибрежных с терригенным источником сноса. Терригенный материал формировался за счет эрозии кислых существенно кварцевых и полевошпат-кварцевых пород. На генетических диаграммах Бхатия [Bhatia, 1983] положение фигуративных точек метапесчаников михайловской свиты расположено обособлено по отношению ко всем полям для псаммитовых пород из различных тектонических обстановок. Эта обособленность вызвана сравнительно высокой суммарной железистостью и магниальностью михайловских метапесчаников притом, что по всем остальным классификационным показателям они больше всего отвечают образованию в условиях пассивной континентальной окраины. Невысокий уровень химического выветривания осадков и фракционирования REE указывают на интенсивное осадкообразование в обстановке быстрого прогибания дна бассейна.

Средняя плотность исходных пород практически не отличается от плотности рифейских слабометаморфизованных пород патомского нагорья, они не магнитны, не поляризуются и имеют кларковые содержания радиоактивных элементов (табл. 6), коррелирующие с количеством глинистого компонента в их составе.

На дорудном этапе формировались кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты с обильной (от нескольких до десятков объемных процентов) углеродной минерализацией и отчетливо выраженным надфоновым обогащением золотом (см. табл. 10).

Месторождение Герфед



Месторождения Архангельское и Васильевское

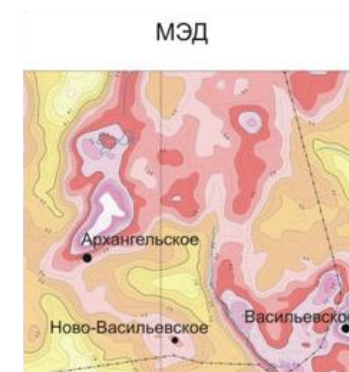
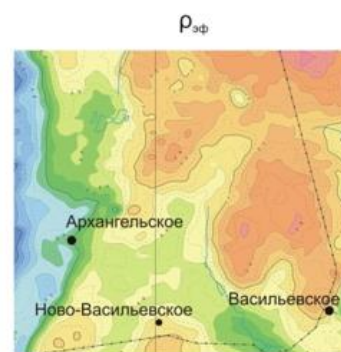
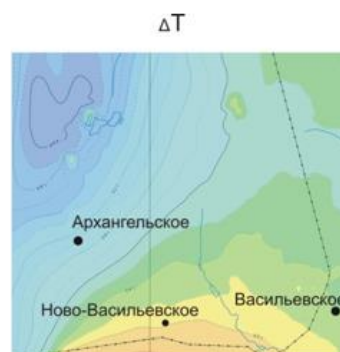


Рис. 9. Геофизические признаки локализации месторождений Партизанского рудного узла.

Таблица 5. Минеральные и геохимические характеристики исходных пород и метасоматитов

Породы		аксессуары	K ₂ O/ Na ₂ O	ΣREE, г/т	La/Yb	LREE/ HREE	Eu/Eu*	Y/Nd	As, г/т
исходные		циркон, апатит, сфен	1,68	46,44	9,22	12,14	0,71	1,14	17,9
дорудные метасоматиты		турмалин	2,93	126,48	20,31	28,80	0,51	0,43	27,5
образования рудного этапа	кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков	турмалин, лейкоксен, рутил, апатит	8,98	155,36	26,34	36,39	0,55	0,29	12528
	кварц-серицит-карбонатные метасоматиты	лейкоксен, рутил, апатит	8,42	463,8	41,91	48,01	0,94	0,29	347,2
	слабоизмененные породы	турмалин, лейкоксен, рутил, апатит	6,1	137,63	24,48	30,9	0,64	0,37	347,6

Таблица 6. Физические свойства и радиогеохимия исходных пород и метасоматитов

Породы		U 10 ⁻⁴ %	Th 10 ⁻⁴ %	K %	Th/U	ЭП мВ	σ г/см ³	χ 10 ⁻⁵ ед. СИ
исходные	песчаники	2.74	11.84	1.55	4.5	0	2.68	28
	алевролиты	3.29	12.36	2.54	3.8	0	2.69	63
дорудные метасоматиты	кварц-мусковитовые	8.02	31.06	4.58	3.9	до	2.56	11
	мусковит-хлоритовые	14.31	31.26	4.38	2.2	344	2.78	25
метасоматиты и слабоизмененные породы рудного этапа	среднетемпературные кварц-мусковитовые подрудных участков	3.73	21.97	2.46	5.76	до	2.49÷ 2.84	15
	кварц-серицит-карбонатные	3.17	6.83	2.12	2.15	0	2.89	100
	слабоизмененные породы	0.45÷ 16.41	3.71÷ 40.84	1.42÷ 6.30	0.85÷ 20.62	0	2.51÷ 2.85	1÷800

По минеральному составу выделены три разновидности: серицитовые, кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые, рассматриваемые как естественная ассоциация фациальных зон серицитовых метасоматитов. Все они содержат сульфидную минерализацию до 5-7%. Исчезают, обычные для протолитов, акцессорные апатит, циркон и сфен, но повсеместно появляется турмалин. Образование метасоматитов сопровождалось выносом кремнезема (табл. 7), за исключением кварц-серицитовой зоны, многократным увеличением содержаний летучих компонентов, перераспределением оснований: накоплением в серицит-хлоритовых разновидностях за счет выноса из серицитовых и кварц-серицитовых. Отчетливо проявилась калиевая направленность метасоматизма, отношение K₂O/Na₂O в среднем увеличилось от 1.68 в исходных породах до 2.93. Метасоматиты в 2 раза по сравнению с исходными породами обогащены REE. Согласно с калиевой направленностью метасоматизма заметно увеличивается уровень фракционирования REE (см. табл. 5, рис. 10). Корреляция между степенью разделения REE

и отношением K_2O/Na_2O связана с более эффективным фракционированием REE при калиевом метасоматозе, чем при натриевом метасоматозе.

Это может дополнительно свидетельствовать о метасоматическом происхождении углеродистых пород, потому что осадочным породам с аутигенным органическим веществом свойственна противоположная специфика распределения REE. В них La/Yb снижается до 1.4 в связи с чрезвычайно высокой сорбционной емкостью ОВ и обогащенностью морской воды тяжелыми REE [Афанасьева и др, 1997]. По отношению к исходным породам в рассматриваемых метасоматитах в полтора раза возрастает амплитуда отрицательной аномалии европия. Аномальный вынос Eu, вероятно, обусловлен его переходом в восстановительных условиях в двухвалентную форму Eu^{2+} , обладающую большей растворимостью и подвижностью в подкисленных растворах в сравнении с другими лантаноидами.

В дорудных метасоматитах обнаружены только силикатные минералы REE и Th (рис. 11), близкие по своему составу ортиты-(Ce). Торий образует и собственные минералы, отвечающие составу ферриторита. Уран входит в минералы с утяжеленным спектром REE и Y.

Таблица 7. Баланс петрогенных элементов в минеральных зонах метасоматитов

Этап проявления, характеристика метасоматитов, минеральная зона		Химические элементы											Доля перемещенного вещества Δ, масс. %	
		Si	Al	K	Na	Ca	Mg	Fe	Ti	P	Mn	O		
дорудные метасоматиты с углеродной минерализацией	Апопесчаниковые													
	Кварц-серицитовая	0.88	1.32	1.67	1.02	0.42	1.13	0.79	0.86	0.61	0.4	1,02	9.55	
	Серицит-хлоритовая	0.67	1.97	2.48	0.15	1.94	4.40	2.16	1.60	2.03	2.8	1.07	28.21	
	Апоалевролитовые													
	Кварц-серицитовая	0.96	0.97	1.10	0.95	0.22	0.79	0.67	0.81	0.81	0.29	1.02	3.4	
	Серицит-хлоритовая	0.74	1.45	1.63	0.14	1.03	3.07	1.84	2.00	2.70	2.00	1.06	21.65	
	Апоаргиллитовые													
	Кварц-серицитовая	1.10	0.78	0.85	1.22	0.69	0.53	0.46	0.75	0.69	0.22	1.01	10.21	
Серицит-хлоритовая	0.84	1.16	1.26	0.18	3.16	2.06	1.26	1.40	2.28	1.56	1.06	12.07		
УВ-метасоматиты вторичные с высоким содержанием As														
метасоматиты рудного этапа	кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков с углеродной минерализацией	Апоалевролитовые												
		0.67	1.98	2.45	0.67	0.72	2.03	0.94	2.24	2.15	1.71	1.05	25.26	
		Апоаргиллитовая												
		0.77	1.59	1.90	0.90	2.22	1.36	0.64	2.09	1.81	1.33	1.06	19.13	
	кварц-серицит-карбонатные (березиты)	Апопесчаниковые												
		Хлоритовая*	0.6	0.95	0.8	0.3	15.0	4.3	2.6	9.2	9.9	18.5	1.0	34.9
		Тыловая	0.53	1.14	1.64	0.24	49.3	4.83	3.63	13.3	11.5	16.2	1.03	42.26
		Апоалевролитовые												
		Хлоритовая*	0.8	0.7	0.7	0.3	12.8	2.0	1.7	6.4	9.4	6.6	1.01	29.7
		Тыловая	0.36	0.68	1.02	0.29	37.3	4.34	3.81	14.6	19.2	18.3	1.04	53.18
		Апоаргиллитовые												
		Тыловая	0.69	0.64	1.06	0.30	85.7	1.99	2.15	9.99	12.9	6.78	1.03	31.69
		По кварц-серицитовым углеродистым метасоматитам дорудного этапа												
		Тыловая	0.61	0.86	0.98	0.23	117	4.27	4.60	15.5	18.8	40.5	1.05	38.84
		По хлоритовым углеродистым метасоматитам дорудного этапа												
		Тыловая	0.50	0.47	0.62	2.10	36.2	1.41	2.04	9.67	7.29	9.14	1.04	41.78

Примечания. * – Взято из работы [Кучеренко, 2009 а]

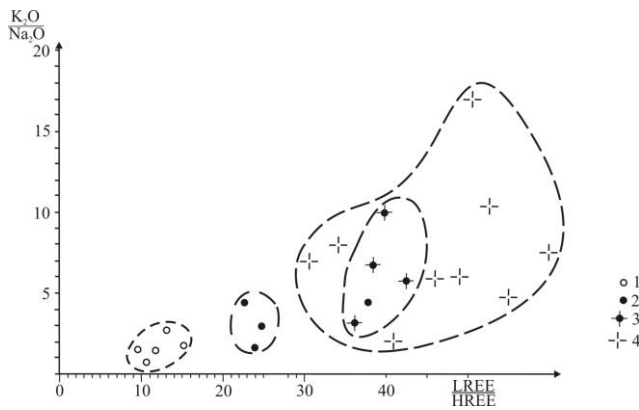


Рис. 10. Связь калиевой направленности метасоматизма со степенью фракционирования REE в гидротермально-метасоматических системах (месторождение Чертово Кoryто)

1 – исходные породы; 2 – метасоматиты: дорудные, 3 – метасоматиты рудного этапа: кварц-мусковитовые подрудных участков (3); кварц-серицит-карбонатные (4).

Характерным физическим свойством дорудных метасоматитов является наличие высоких электродных потенциалов ЭП (см. табл. 6) углеродного вещества (графита) и способность создавать интенсивные отрицательные аномалии ЕП. Их плотность, по сравнению с исходными породами, меняется в достаточно широком диапазоне. Менее плотные кварц-серицитовые метасоматиты кислотного выщелачивания, более плотные – серицит-хлоритовые как образования сопряженной зоны базификации. Они не содержат пирротин и характеризуются крайне низкой магнитной восприимчивостью. В них установлена максимальная обогащенность U, Th и K (%) с высокими коэффициентами корреляции элементов между собой (до 0,9). Их проявление в физических полях показано на рис. 6, 7.

Месторождение Благодатное. В строении месторождения участвуют метаморфизованные осадочные отложения рязановской свиты тейской серии и кординской свиты сухопитской серии соответственно палео- и мезопротерозойского возраста. Рязановская свита представлена диопсид-микроклин-флогопитовыми кальцифирами, кординская – аркозовыми метаалевролитами, кварцитовидными гранат-двуслюдяными сланцами, ставролитовыми метапсефитами и двуслюдяными сланцами.

Дорудный метасоматизм проявился в динамометаморфических зонах интенсивного рассланцевания, высокая активность калия приводила к мусковитизации пород, растворению – переотложению железомagneзиальных минералов и частичному выносу оснований. Фиксируется отчетливая обратная связь между содержаниями калия и общего железа. В результате на месте двуслюдяных кристаллосланцев формировались кварц-мусковитовые метасоматиты с неравномерной углеродизацией и турмалином (до 3 %). Железо, выносимое при мусковитизации, переотлагалось в сопряженной хлоритовой зоне.

Во вмещающих породах месторождения Благодатного не обнаружено органическое вещество осадочного происхождения, но в них развита прожилковая графитовая минерализация дорудного метасоматизма, обусловившая отрицательные аномалии ЕП.

Распределение радиоактивных элементов в исходных породах связано с вариативностью известково-кремнистой и глиноземистой составляющей (табл. 8). Самые низкие содержания свойственны кальцифирам рязановской свиты, в породах кординской свиты содержания РАЭ меняются по мере увеличения в их составе доли слюдистых минералов. Кварц-мусковитовые метасоматиты среди всех пород месторождения выделяются максимальными содержаниями всех РАЭ. По этому признаку интенсивно мусковитизированные породы диагностируются в северном непродуктивном блоке месторождения по дугообразным ореолам самых высоких содержаний Th и K (см. рис. 8). Эти ореолы совпадают с аномалией ЕП первого порядка, разобщены только их эпицентры. Результаты изучения корреляционных связей потенциалов ЕП с содержаниями РАЭ позволяют предполагать одновременное поступление углеродистого вещества и РАЭ на дорудном этапе. При этом Th ассоциировал с K, а U – с углеродной минерализацией на участках ее максимального проявления. Хлоритовые метасоматиты продуктивного блока по содержаниям РАЭ заметно уступают мусковитовым метасоматитам, но превосходят все разновидности исходных пород.

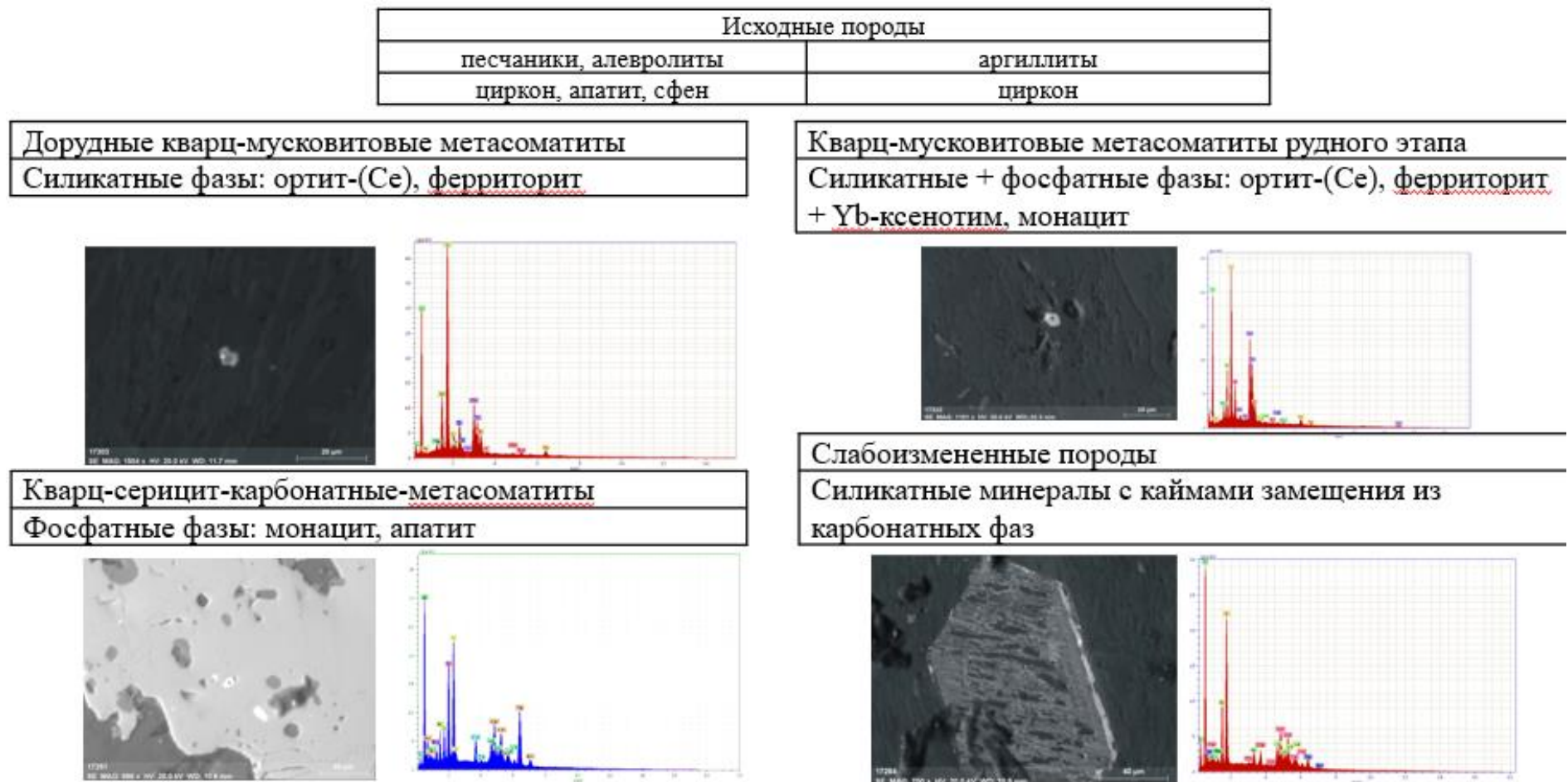


Рис. 11. Минералы REE и ПАЭ в породах месторождения Чертово Кoryто.

Таблица 8. Радиоактивные элементы в исходных породах и метасоматитах месторождения Благодатного

Породы		U, 10 ⁻⁴ %	Th, 10 ⁻⁴ %	K, %	Метод (количество определений)
исходные	кальцифиры, PR, gz	2,37	3,16	0,67	ГСМ (15)
	аркозовые метаалевролиты, кварцитовидные гранат- двуслюдяные сланцы, R ₁ , kd ₂	2,89	6,46	1,76	ГСМ (75)
	ставролитовые метапсефиты, двуслюдяные сланцы, R ₁ , kd ₃ ¹	3,01	9,18	1,66	ГСМ (47)
дорудные метасоматиты	кварц-мусковитовые	6,55	29,9	3,85	НАА (21)
	мусковит-хлоритовые	4,43	15,22	3,03	ГСМ (23)
		4,64	21,26	2,96	НАА (86)

Геофизическим признаком сопряженности мусковитовой и хлоритовой минерализации является зональное размещение однопорядковых геофизических аномалий: ореола максимального накопления Th и K в кварц-мусковитовых метасоматитах кислотного выщелачивания и локальной аномалии Δg от участка с хлоритовой минерализацией как от высокоплотной зоны базификации.

Диагностика дорудных метасоматитов и причины появления аномальных свойств. В классификации метасоматических формаций кварц-мусковитовые метасоматиты рассматриваются как формация, соседствующая в поле координат интенсивных физико-химических параметров с формацией березитов в области повышенной кислотности, температуры и низкой концентрации CO₂ [Метасоматизм..., 1998]. Согласно Петрографическому кодексу, кварц-мусковитовые метасоматиты по накоплению Al₂O₃, выносу оснований и Na₂O были отнесены к глиноземистому подотряду отряда кислотных представителей регионально-метасоматического класса. Хлоритовые метасоматиты в рамках того же класса представляют подотряд магнезиально-железистых дифференциатов отряда основных метасоматитов со слабо выраженным отложением оснований (зону базификации).

Наличие турмалина в их составе свидетельствует об условиях умеренной кислотности растворов [Зарайский, 1999 б]. Мусковитизация дорудного этапа происходила на фоне повышенной активности калия, его содержание в метасоматитах в полтора–два раза выше, чем в исходных породах месторождений Чертово Корыто и Благодатное. Процессы минералообразования можно охарактеризовать с помощью серии взаимосвязанных реакций: $3 \text{ альбит} + \text{K}^+ + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{мусковит} + 6\text{SiO}_2 + 3\text{Na}^+$ [Омельяненко, 1978]; $3 \text{ хлорит} + 2\text{K}^+ + 28\text{H}^+ \rightarrow \text{мусковит} + 3\text{SiO}_2 + 24\text{H}_2\text{O} + 15(\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+})$ [Щербань, 1996]. Замещение полевых шпатов мусковитом является главной реакцией по поставке кремнезема для гидротермального образования кварцево-жильных тел при кислотном метасоматозе [Зарайский, 1999а]. Сам кварц растворяется только щелочными растворами и практически не реагирует с кислотами. Поэтому предполагается его предварительное выделение в виде аморфного кремнезема, обладающего значительно большей растворимостью в воде, с последующей перекристаллизацией в кварц. Такая последовательность общей реакции объясняет пространственную разобщенность мусковита и кварца в процессе кислотного метасоматоза. Крайними продуктами гидротермально-метасоматического процесса являются серицитолиты. Продолжение реакции, в силу высвобождения оснований и кремнезема, разветвляется по двум направлениям: с образованием высокоплотных хлоритовых метасоматитов или высокоомных кварцево-жильных зон. Кварц-мусковитовые метасоматиты встречаются на месторождениях золото-сульфидной и золото-кварцевой формаций. Сопутствующие

процессы хлоритизации наиболее выражены на золото-сульфидных месторождениях, окварцевания – на месторождениях золото-кварцевой формации. Образование графита, отвечающего за высокие электродные потенциалы, происходит в реакциях диспропорционирования с участием углеродных компонентов и водорода в составе восстановленного флюида: $\text{H}_2 + 3\text{CH}_4 + 7\text{CO} \rightarrow 10\text{C} + 7\text{H}_2\text{O}$ [Маракушев и др., 1997, 1998].

Мобильность REE и РАЭ в гидротермальных системах регулируется реакциями образования комплексных соединений с анионами CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , PO_4^{2-} , F^- , Cl^- . В растворах с восстановительной реакцией возможны соединения U с органическими аддендами [Иванкин и др., 1984; Наумов, 1998]. Наличие в дорудных метасоматитах фторсодержащих (акцессорного турмалина и порообразующего мусковита) и углеродных минералов допускает поступление микроэлементов во фторидных комплексах и в углеродных соединениях. Образование метасоматитов сопровождалось массовым связыванием в сериците и хлорите Al – элемента, входящего в состав фторидных комплексов микроэлементов. В геофизических полях это выражается тесной корреляцией ореолов Th и U с аномалиями K и ЕП, обусловленными мусковитовой и графитовой минерализацией соответственно (см. рис. 6, 7 и 8).

Таким образом, радиогеохимические аномалии, выявленные в непродуктивных блоках минерализованных зон всех изученных месторождений и входящие в структуру узловых ореолов, обусловлены дорудными метасоматитами кварц-мусковитового и мусковит-хлоритового состава с надфоновыми содержаниями золота (14 мг/т). Метасоматизм происходил под действием умеренно кислых и высоко восстановленных растворов и приводил к кислотному выщелачиванию и перераспределению оснований, реакциям диспропорционирования углеродных компонентов и образованию графита. Дорудные метасоматиты обладают высокими электродными потенциалами (до 344 мВ) и создают интенсивные отрицательные аномалии ЕП (до -900) мВ. Для них характерны невысокие значения удельного электрического сопротивления (100 Ом) и магнитной восприимчивости ($15 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Им свойственны максимальные накопления РАЭ (U – 11,5 г/т, Th – 31,1 г/т, K – 4,5 %, Th/U – 2,7) с высокой корреляционной связью между элементами (до 0,9), пониженные плотности кварц-мусковитовых ($2,56 \text{ г/см}^3$) и повышенные – мусковит-хлоритовых ($2,78 \text{ г/см}^3$) разновидностей.

5. В продуктивных блоках минерализованных зон рудного этапа имеются образования с контрастными петрофизическими характеристиками. Среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков выражены высокими электродными потенциалами, связанными с графитом (до 312 мВ), и обеднением радиоактивными элементами, особенно ураном (U – 3,3 г/т Th – 24,1 г/т, K – 2,5 %, Th/U – 6,4). Слабоизмененные породы с рассеянной карбонатной минерализацией, вмещающие околорудные березиты и рудные тела, отражаются отсутствием электродных потенциалов, зональным распределением Th и U относительно рудных тел (Th/U от 20,6 до 0,9). Рудам свойственна аномальная магнитная восприимчивость, меняющаяся от $1500 \cdot 10^{-5}$ в корневых участках рудных тел до $70 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ на их верхних уровнях в зависимости от соотношения пирротина и пирита в рудном парагенезисе.

На месторождении Чертово Корыто в образованиях рудного этапа многократно увеличиваются содержания оснований, титана, фосфора, на 1÷2 порядка возрастают содержания мышьяка. По минеральному составу выделены кварц-мусковитовые метасоматиты, они проявлены в подрудном пространстве, кварц-серицит-карбонатные метасоматиты (березиты) и слабоизмененные породы, которыми, главным образом, выполнен продуктивный блок и которые вмещают метасоматиты рудного этапа и рудные тела (см. табл. 5, 7).

Кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков состоят, преимущественно, из кварца, мусковита с второстепенными количествами хлорита. Как и в дорудных метасоматитах, высока доля углеродной минерализации. Минералогическим отличием от них является добавление к акцессорному турмалину лейкоксена, рутила и апатита – акцессориев, свойственных всем образованиям рудного этапа. По сравнению с дорудными метасоматитами в них возрастает $\sum \text{REE}$, существенно усиливается калиевая направленность метасоматизма и степень фракционирования REE. Для минералов редкоземельных и радиоактивных элементов наряду с силикатными фазами значимыми становятся фосфатные фазы, близкие по составу с Ybg-ксенотимом (YbgPO_4) (см. рис. 11).

Физические свойства кварц-мусковитовых метасоматитов рудного этапа во многом схожи со свойствами дорудных метасоматитов (см. табл. 6). Они также немагнитны, но если в дорудных метасоматитах это связано с полным отсутствием пирротина, то в них присутствует немагнитный высокотемпературный гексагональный пирротин. Им также свойственен широкий диапазон значений плотности, но связано это не с вариациями серицита и хлорита, а с количеством рудных минералов. Неразличимы они по величинам электродных потенциалов и аномалиям ЕП. Их главное отличие по радиогеохимическим характеристикам. По сравнению с дорудными метасоматитами они существенно обеднены РАЭ, особенно U, что влечет более чем двукратное увеличение Th/U отношения. Проявление кварц-мусковитовых метасоматитов рудного этапа показано на рис. 6, 7.

Метасоматиты кварц-серицит-карбонатного состава и слабоизмененные породы. Состав тыловой зоны кварц-серицит-карбонатных метасоматитов: кварц, серицит, анкерит, Мп-карбонат, сульфиды, золото. От нее следуют альбитовая, хлоритовая, углеродистая (несоизмеримо большая, чем тыловые зоны) и внешняя (с сохранившимся метаморфогенным биотитом) зоны. Акцессории: лейкоксен, рутил, апатит. По петрохимическому составу они контрастно отличаются от исходных пород и углеродных метасоматитов. В них в разы увеличиваются содержания общего железа, MgO, летучих компонентов, на порядок возрастают содержания TiO_2 и MnO, P_2O_5 , в десятки раз – содержания CaO, выносятся SiO_2 и Al_2O_3 (см. табл. 7). Среднее значение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ практически такое же, как и кварц-мусковитовых метасоматитов подрудных участков. Они характеризуются максимальной концентрацией REE и степенью их фракционирования. Исчезает европиевая аномалия (см. табл. 5).

Слабоизмененными названы породы, несущие углеродную минерализацию дорудного этапа, но включающие в свой состав рассеянную карбонатную минерализацию рудного этапа и акцессории, свойственные метасоматитам обоих этапов. Также промежуточными между дорудными и рудными метасоматитами являются их характеристики распределения редкоземельных элементов (см. табл. 5).

В кварц-серицит-карбонатных метасоматитах фосфатная форма соединений REE и РАЭ становится доминирующей, с главными концентраторами монацитом-(Ce) – Ce_2PO_4 и апатитом. В слабоизмененных породах присутствуют те же минералы REE и РАЭ, что и в дорудных метасоматитах, но они обрастают Th-содержащими карбонатными каймами замещения (см. рис. 11).

Тела кварц-серицит-карбонатных метасоматитов, имея мощность первые десятки см (вместе с альбитовой зоной – многие десятки см), не могут создавать аномалий в геофизических полях 1:10000 масштаба. Объемы слабоизмененных пород – огромны. Преобразования их вещественного состава были не столь выразительными, но вполне достаточными для изменения физических свойств и перераспределения РАЭ, что повлекло за собой создание или разрушение аномалий в соответствующих полях.

Кварц-серицит-карбонатным метасоматитам свойственна самая высокая плотность и наибольшие концентрации REE. При этом они в максимальной мере обеднены Th (до $4.90 \cdot 10^{-4} \%$) и U (до $1.11 \cdot 10^{-4} \%$), хотя встречаются образцы с высокими содержаниями Th до $18.15 \cdot 10^{-4} \%$ и U до $8.45 \cdot 10^{-4} \%$. При достаточно высокой прямой корреляционной связи между Th и U ($r = 0.69$) наблюдается обратная связь между Th и K ($r = -0.4$). Они

слабомагнитны (см. табл. 6). Высокая плотность хорошо согласуется с повышенной основностью и высокой долей в их составе достаточно плотного анкерита. По немногочисленным пробам с большой концентрацией РАЭ можно полагать, что метасоматические растворы были обогащены не только REE, но и РАЭ. Низкие содержания последних в большинстве проб объясняются их высокой устойчивостью в растворе и выносом за пределы тыловых зон. Размеры зон выноса Th и особенно U значительно превышают размеры самих метасоматитов и уверенно фиксируются в полях 1:10000 масштаба (см. рис. 7). В гамма-спектрометрическом выражении интенсивность рудного метасоматизма может оцениваться по увеличению K/Th-отношения: чем обильнее был проявлен кварц-серицит-карбонатный парагенезис, тем активнее выносились Th и U. Уменьшение положительной корреляции между калием и торием, как признак околорудных метасоматитов, отмечается в работе [Портнов, 2020]. Зональное распределение РАЭ, с наибольшей удаленностью U, происходило в слабоизмененных породах, что сказалось на самом широком размахе Th/U-отношения в них (от 0.85 до 20.62). Кварц-серицит-карбонатные метасоматиты и слабоизмененные породы, проявленные преимущественно в продуктивном блоке месторождения, утратили способность к электрохимической поляризации и созданию отрицательных аномалий ЕП (см. рис. 6).

На месторождении Благодатном кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков развиты на северном безрудном фланге 1-го рудного тела, где проявлены в интенсивной отрицательной (до -200 мВ) аномалии ЕП, «отрицательном» (менее $2.6 \cdot 10^{-4}$ %) ореоле выноса U и высоких (до 8) значениях Th/U отношения (см. рис. 8). Распространенность кварц-серицит-карбонатных метасоматитов в рудной зоне хотя и не высока, перераспределением РАЭ она была охвачена полностью (табл. 9). Выявлена вертикальная зональность распределения РАЭ в рудных телах: верхние горизонты обогащены U, а средние и нижние – Th (рис. 12). Распределение РАЭ в вертикальных сечениях рудовмещающей структуры исследовалось с учетом неоднородности минерализованной зоны, выраженной чередованием околорудных пород с различной интенсивностью гидротермальных изменений на одних и тех же гипсометрических уровнях. При этом на месторождении выявлена отчетливая вертикальная петромагнитная зональность, которая выражается увеличением χ пород на глубину.

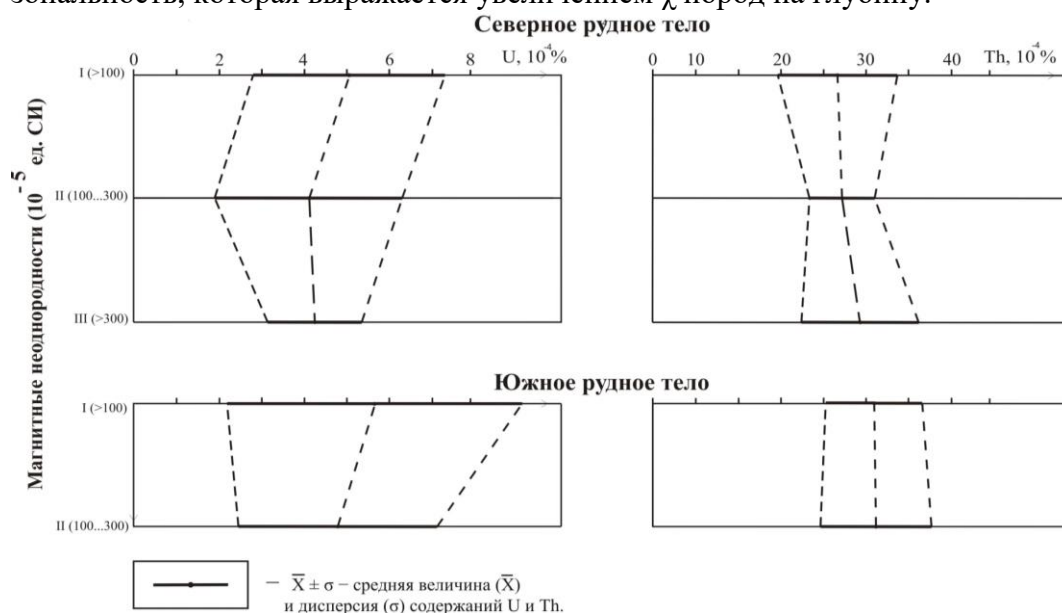


Рис. 12. Распределение U и Th в вертикальных сечениях рудных тел месторождения Благодатное

Поэтому в качестве аргумента вертикальной зональности в распределении РАЭ была принята не метрическая координата образца в разрезе, а его принадлежность к той или

иной группе петромагнитных неоднородностей. Неодинаковое проявление рудных тел в радиогеохимических полях – в локальном ореоле Th северного и в ореоле U южного рудного тела – отражает увеличение глубины эрозионного среза в северном направлении (см. рис. 8). Незначительное увеличение суммарного количества REE на южном фланге месторождения не сопровождалось разделением тяжелых и легких редких земель: отношение Ce/Lu в обоих рудных телах одинаковое (см. табл. 9). При этом проявляются противоположные взаимоотношения Th с этими элементами. В первом рудном теле Th тесно ассоциирует с Ce и в меньшей мере с Lu, а во втором, его связь с Ce полностью утрачивается, но значительно возрастает корреляция с Lu.

Диагностика метасоматитов, причины появления, разрушения и сохранности аномальных свойств. На рудном этапе функционировали растворы водно-углекислотного состава с широким диапазоном температур: $490 \div 170$ °C на месторождении Чертово Корыто и $560 \div 280$ °C на месторождении Благодатном. Они приводили дорудные метасоматиты и углеродизированные исходные породы к чрезвычайной петрофизической неоднородности. В условиях высокой активности H_2CO_3 замещались карбонатами минералы, в состав которых входят основания.

Таблица 9. Связи РАЭ и REE в исходных породах, метасоматитах и рудах месторождения Благодатного

Объект изучения (кол-во определений)		Коэффициент корреляции					Ce/Lu	Σ РЗЭ, г/т
		Th-U	Th-K	U-K	Th-Ce	Th-Lu		
Исходные породы	PR ₁ rz (15)*	-0.24	-0.25	-0.14	-	-	-	-
	R ₁ kd ₂ (75)*	-0.36	-0.07	0.21	-	-	-	-
	R ₁ kd ₃ (47)*	-0.14	0.17	0.04	-	-	-	-
Дорудные кварц-мусковитовые метасоматиты с углеродной минерализацией (51)*		-0.24	0.68	0.11	-	-	-	-
Северное рудное тело (39)**		0.04	0.17	0.05	0.66	0.47	264.8	188.3
Южное рудное тело (47)**		0.3	0.1	0.15	0.01	0.63	264.5	223.7

Примечание. * (ГСМ), ** (НАА)

Кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков формировались на протяжении двух метасоматических этапов, на каждом из которых в качестве породообразующего проявился преимущественно кварц-серицитовый парагенезис без карбонатных минералов. Хотя кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков и березиты совершенно не похожи, предполагается парагенетическая связь между ними, обусловленная воздействием одного и того же раствора, эволюционировавшего в отношении физико-химических параметров – температуры и активности вполне подвижных компонентов. В работе [Метасоматизм..., 1998] приводятся результаты определения верхней температурной границы образования березитов методом экспериментального моделирования: даже при высокой мольной доле $X_{\text{CO}_2} = 0.2$ температура не превышает 380° C. Выше этой температуры развиваются бескарбонатные среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты. На основе минерального состава метасоматитов подрудных участков и данных по температурам рудного метасоматизма, с учетом результатов экспериментального моделирования, они диагностируются как среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты.

Кварц-серицит-карбонатные метасоматиты по устойчивости парагенезиса кварца, мусковита и железомagneзиальных карбонатов отнесены к семейству или формации березитов.

Слабоизмененные породы имеют максимальное распространение среди рудных образований. Развиты они по углеродизированным исходным породам и дорудным метасоматитам и при визуальном рассмотрении не отличаются от них. Но под микроскопом в рассеянной форме в них обнаруживаются не свойственные дорудным метасоматитам минералы тыловых и промежуточных зон березитов: альбит, кальцит, анкерит, рутил, апатит. Слабоизмененные породы рассматриваются в качестве внешней зоны метасоматической колонки березитов.

Основным результатом воздействия на породы гидрокарбонатных растворов рудного этапа в петрофизическом аспекте является нарушение электродных потенциалов углеродистых пород и их способности создавать аномалии ЕП, а также характерное зональное распределение REE и РАЭ.

Тонко рассеянная карбонатная минерализация углеродистых пород приводила к изоляции между собой отдельных чешуек графита или их агрегатов, отчего породами частично или полностью утрачивалась способность к естественной электрохимической поляризации. При этом углеродистые кварц-мусковитовые метасоматиты подрудного пространства с явными признаками воздействия растворов рудного этапа сохранили высокие электродные потенциалы и электрохимическую активность. Исследования по влиянию температуры на распределение H_2CO_3 между взаимодействующим флюидом и твердой фазой проводились Б.Н. Рыженко и др. (1996). Ими было установлено, что по мере роста температуры при неизменном давлении уменьшается доля CO_2 , связываемого в карбонатах, и все большее его количество остается в равновесном растворе. При достаточно высоких температурах образование карбонатов будет подавлено даже при очень больших (десятки моль/л) концентрациях H_2CO_3 . Это значит, что в таких условиях не будут нарушаться поляризационные свойства углеродных метасоматитов. По мере снижения температуры углекислота связывалась в карбонатной в карбонатной минерализации, интенсивно проявленной в березитах и в рассеянной форме в слабоизмененных породах.

По устойчивости карбонатных комплексов Th уступает U и более сопоставим с REE, у которых устойчивость комплексов напрямую зависит от концентрации CO_2 , при этом у HREE она выше, чем у LREE [Wood, 1990]. Геохимическая близость Th и REE зависит от температуры растворов. При высоких температурах Th ассоциирует с LREE, а при низких – с HREE [Балашов, 1976]. Уран сохраняет свою мобильность даже в условиях минимальной концентрации углекислоты до 0.01–0.1 моль/кг H_2O [Барсуков и др., 2000], расходуемой на карбонаты при уравнивании раствора с твердой фазой. Так, разделение REE и РАЭ на месторождении Чертово корыто в связи со снижением температуры растворов и связыванием углекислоты в карбонатах выглядит следующим образом: LREE (тыловая кварц-серицит-анкеритовая зона) – HREE (фронтальная кварц-серицит-анкерит-альбит-хлоритовая зона) – Th – U (слабоизмененные породы). На месторождении Благодатном тесная связь Th с Ce в северном рудном теле, а в южном с Lu позволяет предполагать более высокотемпературные условия формирования руд северного тела, что хорошо согласуется с большей глубиной его эрозионного среза.

Распределение золота в исходных породах и метасоматитах. По сравнению со стандартом слюдяных сланцев Геологической службы США (1,1 мг/т) [Аношин, 1977] и осадочными породами в целом (1 мг/т) [Виноградов, 1962] для всех литотипов месторождения выявлено надкларковое обогащение Au (табл. 10). При этом во всех породах отмечается некарбонатный углерод (0,009–0,39 мас. %) и минимальное (до 10 %) количество новообразованных минералов рудного этапа. В дорудных метасоматитах увеличивается количество метасоматического некарбонатного углерода до 1,58–1,90 мас. % и почти на порядок возрастает содержание Au. Многократное увеличение содержаний

Au происходит в кварц-мусковитовых метасоматитах подрудных участков с ураганными содержаниями As, обусловленными арсенопиритовой минерализацией. Аналогичное обогащение золотом было выявлено и в тыловых зонах метасоматической колонки рудного этапа. Золото сконцентрировано среди слабоизмененных пород в маломощных кварцевых жилах и прожилках с сульфидами арсенопирит-пирит-пирротинового парагенезиса без признаков околожильного метасоматизма.

Сульфидная минерализация рудных зон: распределение, магнитные характеристики и условия образования. Сульфидная минерализация на обоих месторождениях сопровождала формирование всех метасоматитов и гидротермальных образований и была проявлена в трех последовательных парагенезисах: пирит-пирротиновом (дорудном); пирит-пирротин-арсенопиритовом (рудном) и галенит-сфалерит-халькопиритовом (заключительном). На месторождениях единственной формой соединений As является арсенопирит, а из ферромагнетиков присутствует только пирротин, поэтому ореолы As и аномалии χ в разрезах месторождения отождествлялись с ареалами этих минералов.

На месторождении *Чертово корыто* структура сульфидных включений определялась морфологией разновозрастных тектонических нарушений, вмещающих рудную минерализацию. Дорудный пирит-пирротиновый парагенезис развивался преимущественно в виде вкрапленников и гнездовых включений по субгоризонтальным плоскостям сланцеватости. Нарушения рудного этапа по своей структуре разделяются на субгоризонтальные трещины отрыва (наиболее распространенные) и наклонные трещины скола с углами падения 35–45°, в зоне рудоподводящего канала углы падения возрастают до 60°. Все они выполнены продуктивными телами с кварцем, арсенопирит-пирит-пирротиновым парагенезисом и золотом. Заключительный галенит-халькопирит-сфалеритовый парагенезис распространен чрезвычайно локально и отмечается лишь в знаковых количествах.

Таблица 10. Кларки золота и его распределение в исходных породах и метасоматитах месторождения, мг/т

Породы		Среднее геометрическое	Среднее арифметическое
Кларки золота			
стандарт слюдяных сланцев Геологической службы США ¹			1.1
осадочные породы в целом ²			1.0
Месторождение Чертово Кoryто			
исходные породы + 0.09÷0.39 масс. % УВ + до 10 % новообразованных минералов рудного этапа ³	песчаники	2.2	2.3
	алевролиты	2.9	8.2
	аргиллиты	2.6	2.9
дорудные углеродные метасоматиты (исследования автора)		8.9	14.0
кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков, рудный этап (исследования автора)		28.5	220.8
березиты ³	кварц-серицит- карбонатная зона	22.1	93.5
	хлоритовая зона	16.0	82.7

Примечания: 1 – [Аношин, 1977]; 2 – [Виноградов, 1962]; 3 – [Кучеренко и др., 2008]

Золото сконцентрировано в северном блоке минерализованной зоны (см. рис. 6, 7). на среднем и верхнем горизонтах (рис. 13) среди пород с аномальной, но не самой высокой магнитной восприимчивостью. Наиболее магнитные неоднородности сосредоточены на

нижнем горизонте минерализованной зоны. В отличие от пирротиновой, максимумы арсенопиритовой минерализации совпадают с положением рудных интервалов. Хотя по результатам исследований магнитные образования прослеживаются вдоль всей минерализованной зоны, ее продуктивный блок создает отрицательные аномалии ΔT и ΔZ , а непродуктивный – положительные. В поле ΔT отчетливее просматривается сама минерализованная зона, в поле ΔZ – рудоподводящий канал. Кроме того, наблюдается множество локальных линейных аномалий ΔZ , особенно вблизи рудного тела и в его пределах, отсутствующих в поле ΔT (см. рис. 6).

Особенности такого проявления месторождения в магнитном поле выяснялись путем детального изучения неоднородности намагничения его пород [Колмаков и др., 2009, 2010 а, 2010 б, 2011, Соколов и др., 2011]. Модуль остаточной намагненности J_n меняется от 0.12 до 11.92 А/м, коэффициент Кенигсбергера Q – от 2.0 до 50.7, имея среднюю величину 10.7. Коэффициент корреляции между $\lg \chi$ и $\lg J_n$ $r = 0.77$. Очевидно, что основное влияние на структуру поля оказывает остаточная намагненность. Наибольшее распространение имеют породы с практически горизонтальным вектором J_n – угол магнитного наклона j до 10° . Образцы с углами j $37-46^\circ$ и $58-62^\circ$ отобраны соответственно либо среди пород, создающих линейные локальные аномалии ΔZ в рудном теле, либо вблизи рудоподводящего канала (см. рис. 6). Установлено, что вектор J_n коллинеарен ориентировке сульфидных прожилков и гнездовых включений (табл. 11). Доминирование горизонтальной намагненности объясняет генерализованную структуру магнитного поля минерализованной зоны: ограниченная современными формами рельефа, она проявляется в дипольной аномалии. Близость значений углов j с углами погружения сульфидных тел в трещинах скола ($37-46^\circ$ и $35-45^\circ$ соответственно) и в рудоподводящем канале ($58-62^\circ$ и 60°) указывает на их намагничение по падению. Корректность выводов о структурных особенностях магнитного поля месторождения подтверждалась математическим моделированием аномалий (рис. 14).

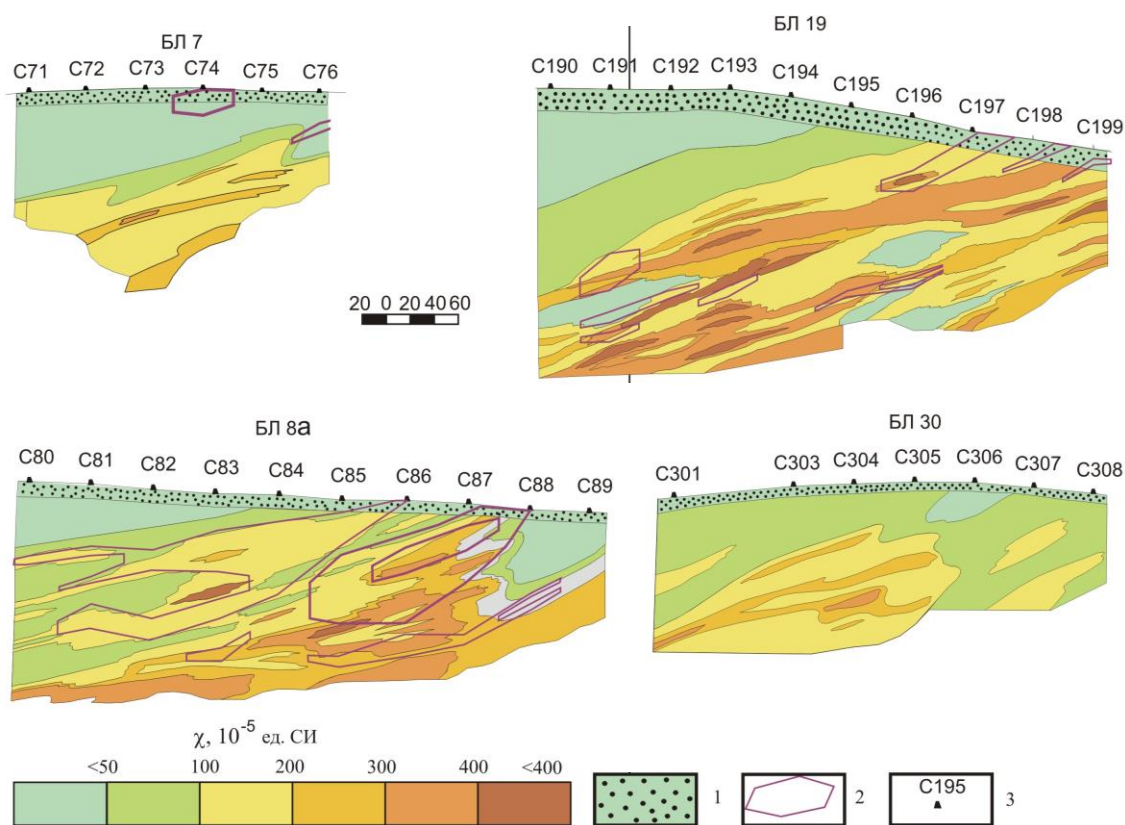


Рис. 13. Петромагнитные разрезы минерализованной зоны месторождения Чертово Кори́то (положение буровых линий показано на рис. 6)

Таблица 11. Ориентировка сульфидных агрегатов и анизотропия намагничения пород месторождения Чертово Корыто.

Сульфидные агрегаты	Углы падения сульфидных прожилков, градус	Наклонение J_n , градус
Субгоризонтальные прожилки в трещинах отрыва и линзовидные гнездовые включения	0–12	2–10
Прожилки в трещинах скола	35–45	37–46
Прожилки в трещинах рудоподводящего канала	~ 60	58–62

Судя по меридиональной ориентировке аномалий ΔZ , эти структуры имеют широтный азимут падения. Их слабое проявление в поле ΔT обусловлено малой чувствительностью ΔT -съемки к наклонным телам с широтным азимутом намагничения.

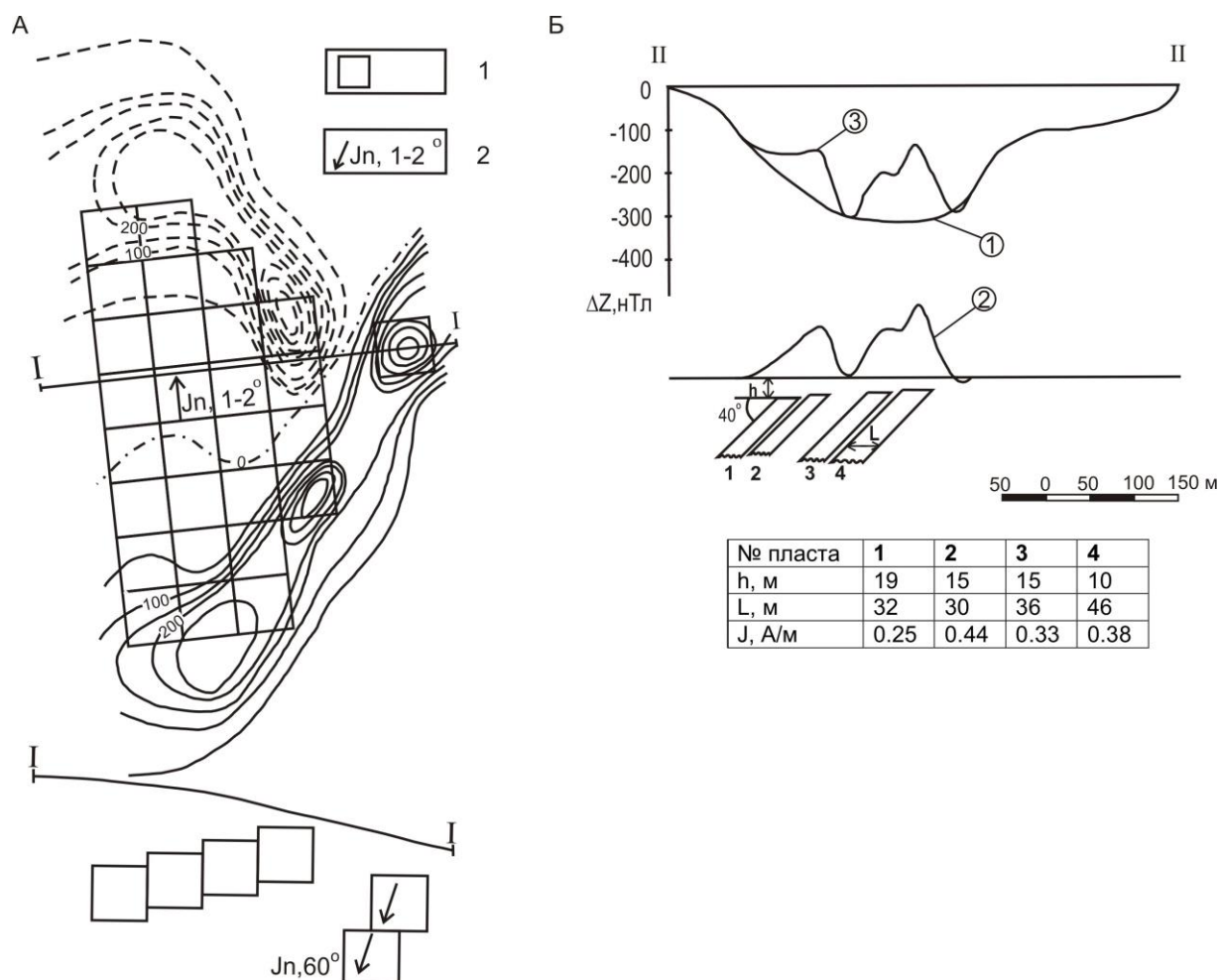


Рис. 14. Математическая модель магнитных аномалий месторождения Чертово Корыто

1 – аппроксимирующий элемент намагниченных тел; 2 – вектор намагниченности с углом наклона. Цифры в кружочках: 1 – аномалия от полого намагниченной рудовмещающей зоны; 2 – локальные аномалии от тел в трещинах скола; 3 – суммарная аномалия.

На месторождении Благодатном ареал распространения пирит-пирротин-арсенопиритовой ассоциации занимает центральное положение минерализованной зоны, в продуктивной части месторождения границы его и рудных тел практически совпадают. В краях минерализованной зоны развита пирит-пирротиновая ассоциация с постепенным

уменьшением доли пирротина до исключительно пиритовой минерализации на периферии. Полиметаллическая ассоциация представлена очень локально на фоне зонального распределения сульфидов ранних парагенезисов. Магнитные образования объединяются в два линзовидных тела, падающих под углами 65-70° в северо-восточном направлении. Их зональность выражается в увеличении χ к центру и по падению (рис. 15). Золото сконцентрировано в породах с аномальной χ , но не в самых магнитных (табл. 12). Такое распределение Au носит не только локальный характер, но и сохраняется в масштабах всего месторождения: образования северного рудного тела характеризуются наиболее высокой χ , но 4/5 запасов Au находится в южном, менее магнитном, рудном теле. Согласно выявленному увеличению χ по падению рудных тел, можно так же, как и по распределению РАЭ в них, предположить большую глубину эродированности северного блока месторождения (см. рис. 8).

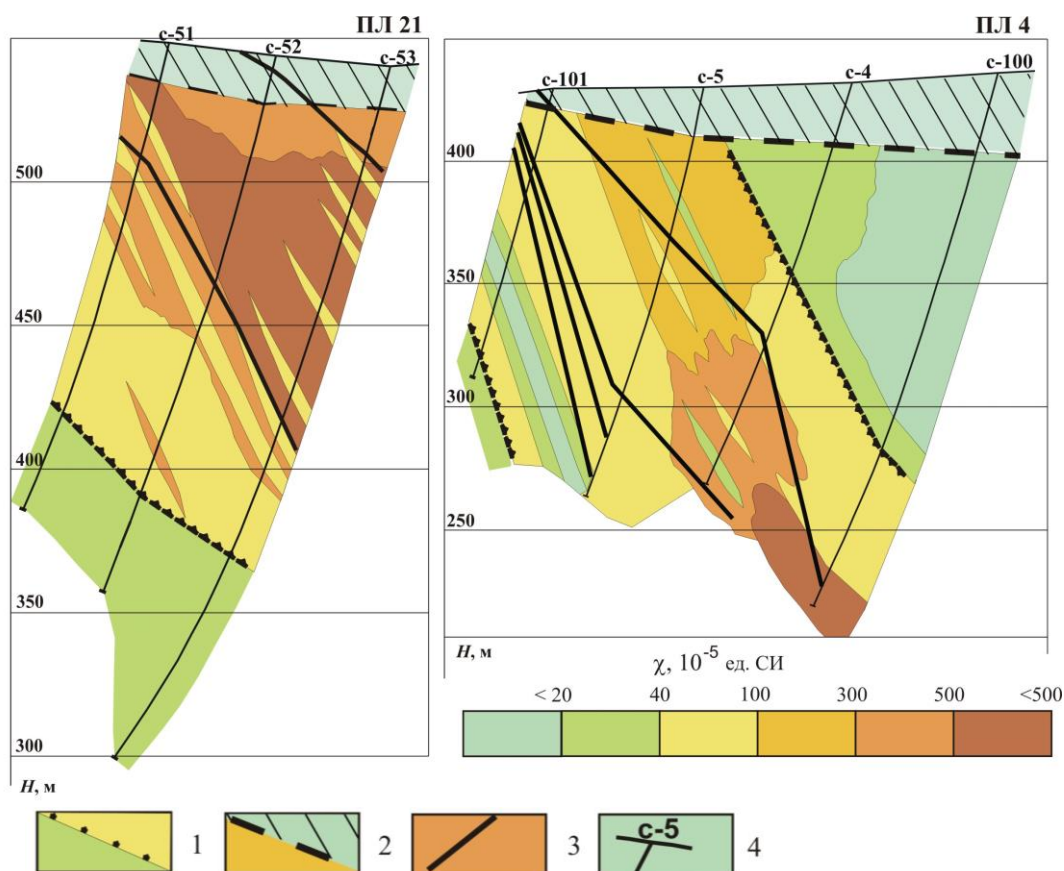


Рис. 15. Петромагнитные разрезы месторождения Благодатное
1–3 – границы: распространения аномально магнитных образований (1); зоны окисления (2); рудных тел (3);
4 – разведочные скважины.

Таблица 12. Распределение золота в магнитных неоднородностях продуктивных блоков минерализованной зоны (на основе 15870 измерений χ и 4300 определений пробирного анализа)

№ ПЛ	Средние содержания Au, г/т (распространенность, %)						Немагнитные пиритизированные породы околорудного пространства
	χ пород из аномальной магнитной области, 10 ⁻⁵ ед. СИ						
	<20	20-40	40-100	100-300	300-500	>500	
24	0,35 (20,3)	0,52 (8,6)	1,39 (17,6)	1,29 (30,3)	1,71 (14,6)	2,01 (8,6)	0,2
21	1,56 (2,5)	0,75 (10,6)	1,04 (34,0)	1,25 (24,4)	3,01 (15,6)	2,70 (12,9)	0,2
18	0,63 (2,5)	0,39 (11,2)	0,86 (29,0)	2,16 (34,1)	2,48 (20,2)	2,09 (3,0)	0,3
13	—	0,41 (14,7)	1,98 (85,3)	—	—	—	0,49

6	–	0,57 (15,0)	2,19 (74,0)	1,63 (11,0)	–	–	0,47
4	0,83 (1,3)	1,42 (13,7)	1,57 (40,1)	2,32 (40,4)	1,62 (4,5)	–	0,2
2	1,24 (3,3)	1,12 (14,6)	2,65 (32,2)	2,06 (35,1)	2,4 (13,7)	2,01 (1,1)	0,62

Ранние сульфидные ассоциации образуют последовательный по возрастанию χ ряд: пиритовая – пирит-пирротиновая – пирит-арсенопирит-пирротиновая. Локальные проявления галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации в породах любого состава приводят к их размагничиванию (табл. 13).

Таблица 13. Магнитная характеристика сульфидных парагенезисов

Название ассоциации (количество образцов)	Распространенность (об. %) магнитных неоднородностей (α , 10^{-5} ед. СИ) внутри ассоциации					
	<20	20...40	40...100	100...300	300...500	>500
Пиритовая (225)	28,44	56,03	14,20	1,33	–	–
Пирит-пирротиновая (218)	2,29	14,20	60,09	14,25	6,42	2,75
Арсенопирит-пирротиновая (438)	0,65	1,78	10,14	49,08	26,48	11,87
Арсенопирит-пирротиновая +сфалеритовая (55)	1,82	7,27	72,73	18,18	–	–

На месторождении Благодатном выявлена отчетливая взаимосвязь между количеством пирротина в рудных парагенезисах, их χ и стехиометрическим отношением S/Fe в ассоциирующих пиритах (рис. 16). В ранних разновидностях пирита наиболее высокие значения S/Fe-отношения достигаются на южном фланге месторождения Благодатного, а максимальные величины свойственны пириту завершающей галенит-сфалерит-халькопиритовой стадии образования сульфидов (рис. 17). При этом отчетливо проявляется тенденция снижения магнитной восприимчивости пород по мере возрастания количества серы в пиритах [Колмаков и др., 2010a]. Вариации состава пирита можно рассматривать в качестве показателя температуры гидротермальных растворов и фугитивности серы. Считается, что увеличение в нем S/Fe-отношения может происходить как на фоне снижения температуры, так и в результате роста фугитивности серы [Коробейников и др., 1993, Прохоров, 1977].

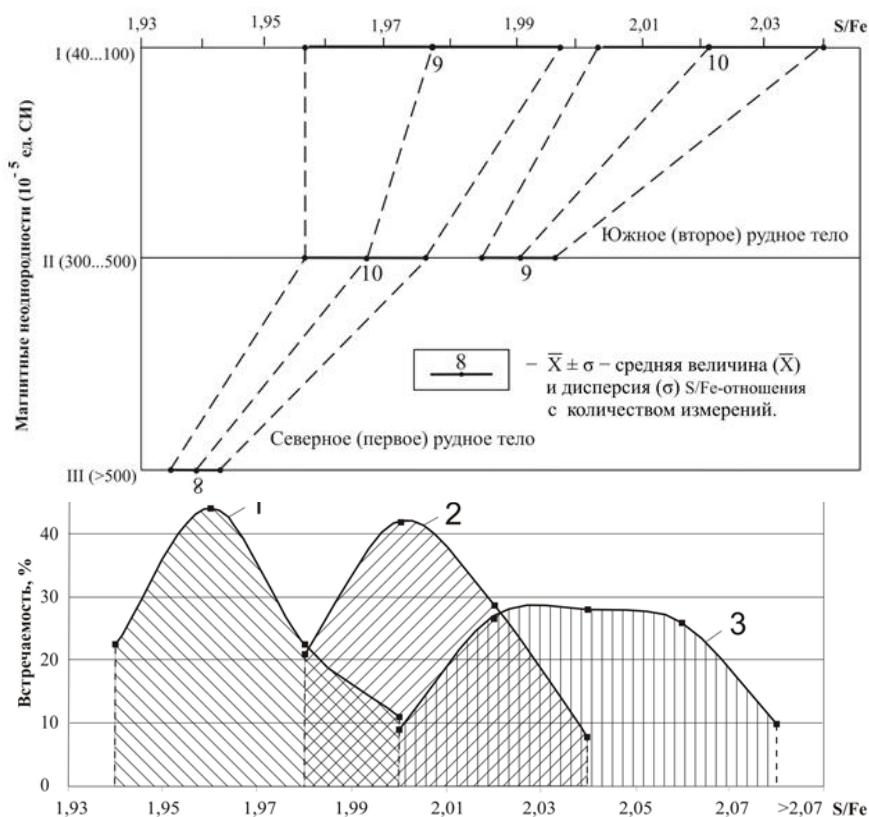


Рис. 16. Стехиометрия пиритов в магнитных неоднородностях пирит-пирротинового и пирит-пирротин-арсенопиритового парагенезисов.

Рис. 17. Вариации формульных составов пиритов. 1, 2 - пириты ранних минеральных парагенезисов: первое (1) и второе (2) рудное тело; 3 – пириты заключительной галенит-сфалеритовой ассоциации.

Физико-химическим условиям гидротермального образования пирит-пирротинового парагенезиса посвящено множество теоретических и экспериментальных исследований [Barnes, Kullerud, 1961; Гаррелс, Крайст, 1968; Бортников и др., 1996; Иванов И.П. и др., 2004]. Установлено, что фазовые равновесия зависят от температуры, фугитивностей (f) кислорода и серы или валовой концентрации серы ($m_{S\text{общ}}$). Анализ диаграмм $\lg m_{S\text{общ}} - \lg f_{O_2}$, $\lg f_{S_2} - \lg f_{O_2}$ системы Fe-S-O₂-H₂O, открытой для кислорода и серы, при P=1 кбар [Иванов и др., 2004], позволяет сделать следующие выводы. При f_{O_2} , равновесных пирит-пирротин-магнетитовому буферу, пирит-пирротинное равновесие изотермической системы полностью определяется f_S . С уменьшением m_S в растворе равновесие фаз может сохраняться только при соответствующем снижении температуры, иначе это влечет за собой преимущественное выделение пирротина. При неизменной m_S отклонения температуры в большую или меньшую сторону от равновесного состояния приводят к доминированию пирротина или пирита соответственно.

Транспортировка Au в гидротермальных растворах с сульфидной серой осуществляется в комплексах AuS⁻, AuHS⁰ и Au(HS)₂⁻ [Gibert et al., 1998; Дадзе, Каширцева, 2004, Пальянова, Колонин, 2007], а их устойчивость зависит от фугитивности серы. Для мобильности и концентрирования Au придается большое значение наличию в растворе CO₂, отмечается согласованность между содержанием CO₂ во флюиде и Au в рудах [Mernagh, Bierlein, 2008; Tomilenko et al., 2010; Гибшер и др., 2011], экспериментально выявлена повышенная активность Au в углекислых средах [Сахарова и др., 1999]. Вероятно, что высокая фугитивность HCO₃⁻ сдерживает сульфидообразование, обеспечивая тем самым сохранность анионов HS⁻, устойчивость и накопление AuHS⁰, Au(HS)₂⁻ в растворе. Возможно, этим объясняется постоянная пространственная разобщенность кварц-мусковит-карбонатных метасоматитов с золото-сульфидными прожилками. Кристаллизация пирита и арсенопирита приводит к связыванию сульфидной серы, дестабилизации гидросульфидных комплексов Au и его выделению в самородной форме в средне- и слабомагнитных рудах. Образование наиболее магнитных зон при высокотемпературном замещении пирита пирротинном сопровождалось высвобождением сульфидной серы, повышением подвижности Au и его дополнительным перераспределением, что подтверждается вырождением продуктивных интервалов среди самых магнитных пород.

Таким образом, на рудном этапе в продуктивных блоках месторождений были проявлены образования с очень контрастными петрофизическими характеристиками, что обусловлено широким диапазоном температур циркулирующих растворов водно-углекислотно-мышьяково-сернистого состава.

Кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков развивались по дорудным углеродным метасоматитам и по сравнению с ними более чем на два порядка обогащены золотом (220,8 мг/т). Диагностируются как среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты. Их формирование в условиях наиболее высоких температур рудного этапа способствовало подавлению реакции образования карбонатов, поэтому, как и дорудные метасоматиты, они обладают высокими ЭП (до 312 мВ) и создают интенсивные отрицательные аномалии ЕП. Они также дифференцированы по плотности и немагнитны. Их главным отличием от дорудных метасоматитов является существенное обеднение РАЭ, особенно U (U – 3,3 г/т, Th – 24,1 г/т, K – 2,5 %, Th/U – 6,4), мобильными в гидрокарбонатных растворах.

Снижение температуры приводило к связыванию углекислоты в карбонатах кварц-серицит-карбонатных метасоматитов и слабоизмененных пород. В петрофизическом аспекте это сказывалось на миграционной способности РАЭ и их зональном распределении и электрохимических свойствах преобразованных пород. Кварц-серицит-карбонатные метасоматиты отнесены к формации березитов, они имеют почти на

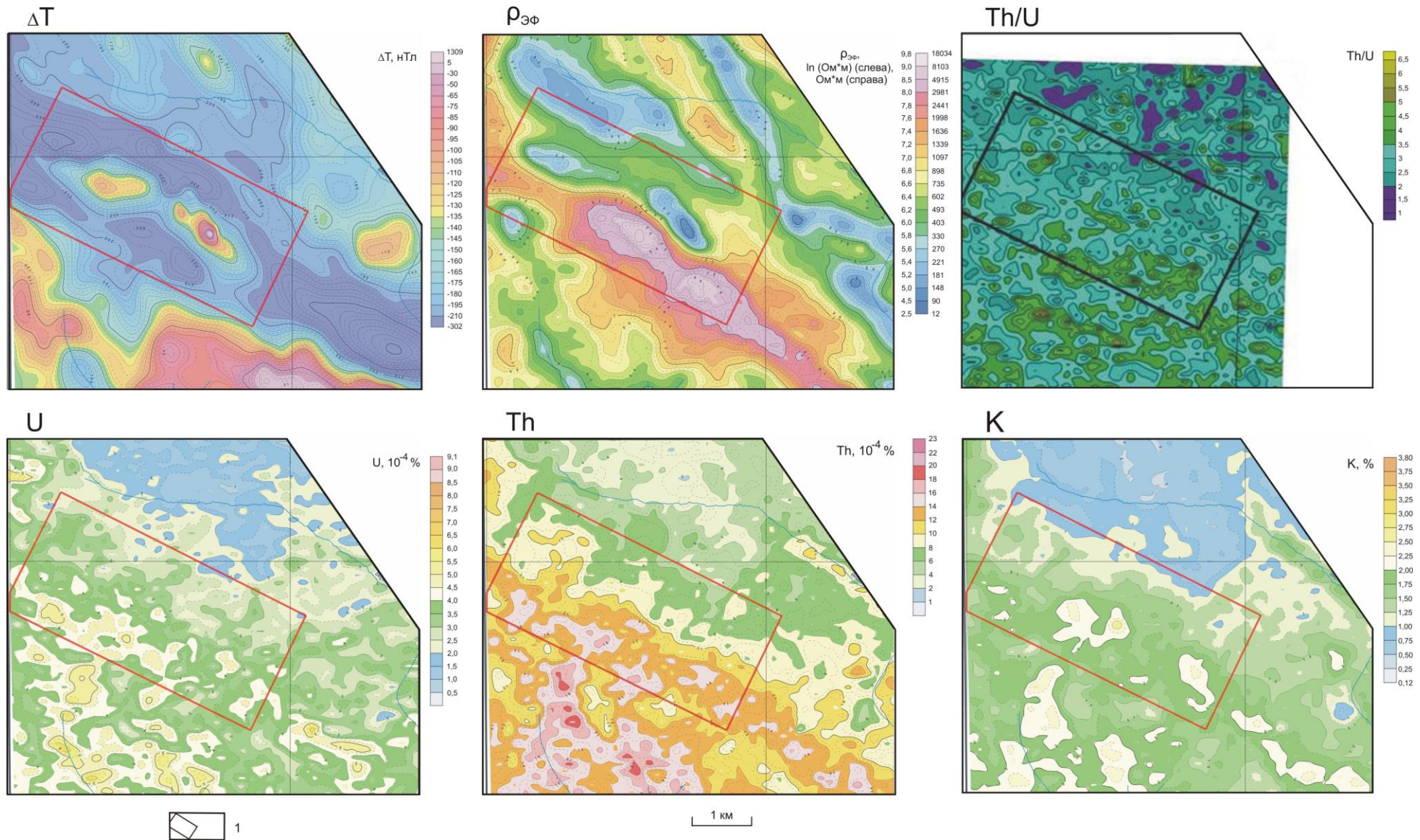


Рис. 18. Аэрогеофизические поля участка Подгольного. По материалам [Б.А. Калмыков, А.А. Трусев, 2012]. 1 – контур перспективного участка.

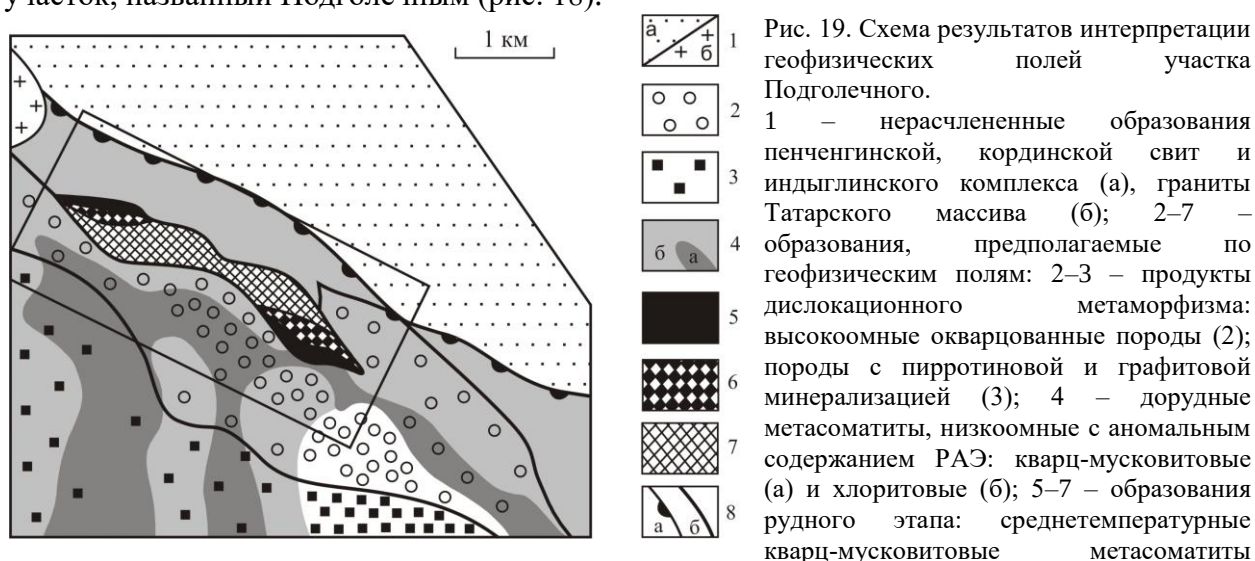
порядок большие содержания золота (93,5 мг/т), чем дорудные метасоматиты. Им характерны самые низкие содержания Th ($4.90 \cdot 10^{-4} \%$) и U ($1.11 \cdot 10^{-4} \%$), что объясняется выносом этих элементов за пределы тыловых зон. Тела березитов чрезвычайно маломощны и не проявляются в аномалиях геофизических полей 1:10000 масштаба, но создаваемые в связи с их формированием зоны выноса Th и, особенно, U значительно превышают размеры самих метасоматитов и уверенно фиксируются в полях такой детальности среди слабоизмененных пород.

Слабоизмененные породы развиты по углеродизированным породам дорудного этапа и включают в свой состав рассеянную карбонатную минерализацию, акцессории и индикаторные элементы рудного этапа. Они диагностируются как породы внешней зоны березитовой колонки. В них происходило зональное перераспределение РАЭ с наибольшей удаленностью U, что сказалось на самом широком диапазоне Th/U-отношений (от 0.85 до 20.62) в этих породах. Березиты и слабоизмененные породы, проявленные преимущественно в продуктивном блоке месторождения, утратили способность к электрохимической поляризации и созданию аномалий ЕП.

Рудные тела представляют собой скопления кварц-сульфидных прожилков среди слабоизмененных пород. Сульфиды проявлены в составе трех парагенезисов: пирит-пирротинового (дорудного); арсенопирит-пирит-пирротинового (рудного) и галенит-халькопирит-сфалеритового (заключительного). Золото связано с арсенопирит-пирит-пирротинным парагенезисом. Рудам свойственна аномальная магнитная восприимчивость, обусловленная количественными соотношениями пирита и пирротина в рудном парагенезисе. Максимальная интенсивность пирротиновой минерализации и магнитная восприимчивость руд (до $1500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) достигается в их наиболее высокотемпературных корневых участках. На верхних горизонтах в составе руд снижается доля пирротина и их магнитная восприимчивость до $70 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

ПРОГНОЗ ПЕРСПЕКТИВНЫХ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН В ПАРТИЗАНСКОМ РУДНОМ УЗЛЕ

Анализ материалов аэрогеофизической съемки (магниторазведка, электроразведка ДИП-А и гамма-спектрометрия 1:10000 масштаба) Партизанского золоторудного узла с привлечением установленных геолого-петрофизических характеристик месторождений в качестве основы прогнозной интерпретации позволил выявить новый перспективный участок, названный Подгольным (рис. 18).



подрудных участков, низкоомные немагнитные с аномально высокими значениями Th/U (5); самые магнитные породы и руды корневых участков рудных тел (6); рудные тела (7); 8 – границы: минерализованной зоны (а); петрофизических зон (б). Остальные обозначения см. на рис. 18.

В его строении задействованы, главным образом, породы кординской свиты, в северо-западной части участка они прорываются гранитоидами Татарского массива, в северо-восточной части имеют тектонический контакт с отложениями пенченгинской свиты и амфиболитами индыглинского комплекса. Критериями прогноза послужили петрофизические характеристики образований ключевых этапов развития месторождений, диагностируемые по геофизическим полям (табл. 14, рис. 19).

Таблица ... Петрофизические критерии перспективности участка Подголецного

Продукты ключевых этапов развития месторождений: их петрофизические характеристики		Объекты выявления петрофизических критериев	Признаки петрофизических критериев перспективности в аэрогеофизических полях участка Подголецного
Зоны дислокационного метаморфизма коллизионных надвигов в качестве рудовмещающих структур: линейные зоны вдоль сместителя надвига высокоомных окварцованных пород, магнитных и поляризующихся (низкоомных) пород с пирротиновой и графитовой минерализацией		Борзцовская система надвигов (Енисейский кряж): месторождение Благодатное; участок Коноваловский	Линейные аномалии $\rho_{\text{эф}}$ до 10000 Ом – зоны окварцевания; линейные аномалии высоких значений ΔT до 250 нТл и пониженных до 500 Ом значений $\rho_{\text{эф}}$ – зоны пирротиновой и графитовой минерализации
Дорудные кварц-мусковитовые метасоматиты с углеродной минерализацией в непродуктивных блоках месторождений: низкие χ и $\rho_{\text{эф}}$; высокие ЭП и содержания РАЭ		месторождение Благодатное и месторождения Партизанского рудного узла (Енисейский кряж); меторождение Чертово Кoryто (Патомское нагорье)	Низкие до 150 Ом значения $\rho_{\text{эф}}$; высокие содержания U – 6 г/т; Th – 20 г/т; K – 2,5 %; снижение уровня магнитного поля до 50 нТл там, где они развиваются по магнитным породам.
Образования рудного этапа в продуктивных блоках месторождений	Среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков: низкие χ и $\rho_{\text{эф}}$; высокие ЭП		Кулисообразные аномалии низких значений $\rho_{\text{эф}}$ до 150 и 100 Ом; высокие до 5 значения Th/U на фоне 2–2,5
	Руды: аномальная χ с максимальными значениями в корневых участках рудных тел		Кулисообразные аномалии ΔT с максимумами до 120 и 200 нТл со стороны проявления подрудных метасоматитов

ЗАКЛЮЧЕНИЕ (ВЫВОДЫ)

Геолого-петрофизические характеристики месторождений золота в протерозойских углеродистых толщах Патомского нагорья и Енисейского кряжа имеют общие черты и отличия. Они похожи для образований дорудного и рудного этапов развития месторождений при участии восстановленных и гидрокарбонатных растворов соответственно. Индивидуальные черты связаны с особенностями структурного контроля оруденения и его региональной петрофизической обстановки.

Региональные радиогеохимические зоны, контролируемые рифтогенными разломными системами, охватывают крупнообъемные металлогенические подразделения такие, как рудные узлы. Обычна (но не обязательна) их ассоциация с линейными гравитационными и магнитными аномалиями от поясов даек основного состава.

В случаях полифациального регионального метаморфизма пород развивались узловые петрофизические зоны. Локализация оруденения в различных узловых петрофизических зонах сказывается на петрофизических характеристиках формационно-родственных месторождений. В зоне региональной пиритовой минерализации, развитой в приграничных условиях зеленосланцевого метаморфизма и эпигенеза, исчезает пирротин в составе рудного парагенезиса, и он становится немагнитным. В зоне эпигенеза с

неструктурированным органическим веществом дорудные метасоматиты не создают аномалий ЕП.

Структурный контроль рудных полей и месторождений осуществлялся проницаемыми тектоническими зонами: палеопротерозойскими смятия и дробления в Патомском нагорье; динамометаморфизма и интенсивной складчатости коллизионных надвигов раннего неопротерозоя в Енисейском кряже. Наиболее важными геофизическими признаками являются линейные аномалии естественного электрического поля для первых рудоконтролирующих структур и удельного электрического сопротивления – для вторых.

Отдельные локальные ореолы, входящие в состав узловых радиоактивных зон, развиты на флангах всех известных месторождений. Они создаются дорудными метасоматитами регионально-метасоматического класса с углеродной (графитовой) минерализацией: кварц-мусковитовыми кислотного выщелачивания и мусковит-хлоритовыми со слабо выраженным накоплением оснований.

Для дорудных метасоматитов свойственна аномальная электрохимическая поляризуемость, низкие χ и $\rho_{\text{эф}}$, высокая корреляционная связь между РАЭ, пониженная плотность кварц-мусковитовых и повышенная – мусковит-хлоритовых разновидностей.

Метасоматиты рудного этапа имеют кварц-слюдисто-карбонатный состав, их становление в Енисейском кряже происходило синхронно с проявлением щелочного и карбонатитового магматизма – признанного индикатора континентального рифтогенеза. В Патомском нагорье участие мантийного вещества в формировании рудных метасоматитов распознается по повышенным содержаниям Ti, P, Mg и отсутствию европиевой аномалии. В процессе рудного метасоматизма на месторождениях развивалась закономерная петрофизическая зональность: снизу-вверх по разрезу поляризующиеся (низкоомные) немагнитные породы сменяются высокомагнитными породами, частично или полностью утратившими способность к естественной электрической поляризации. Те и другие обеднены U. Венчают эту зональность неполяризующиеся (высокоомные) породы с уменьшающейся до фоновых величин χ и максимальным накоплением U во фронтальных горизонтах минералообразующей системы.

Минерализованные зоны в пологозалегающих структурах проявляются в дипольных магнитных аномалиях, что связано с их горизонтальной намагниченностью. Наличие анизотропии проницаемости структур по горизонтальным направлениям плоскостей сланцеватости и трещин отрыва определило согласную ориентировку сульфидных агрегатов в целом и длинных осей пирротина в них – единственного направления намагничивания в пирротине.

Высокоомные окварцованные участки динамометаморфических зон появились в связи с перекристаллизацией пород и выделением избыточного кремнезема в условиях нарастающего давления.

Дорудный метасоматизм происходил под действием умеренно кислых и высоко восстановленных растворов. Кислотное выщелачивание и перераспределение оснований привели к плотностной неоднородности метасоматитов; реакции диспропорционирования углеродных компонентов – к образованию графита и аномальной поляризуемости. Невысокая температура и отсутствие анионов-конкурентов (диссоциатов угольной и мышьяковой кислоты) у сульфидной серы способствовали образованию пирита, а не пирротина. Поступление Au и РАЭ, вероятно, происходило в составе металлоорганических соединений и галоидных комплексов.

Концентрировалось Au под действием растворов водно-углекислотно-мышьяково-сернистого состава с меняющейся температурой. Основное влияние на формирование петрофизической зональности на рудном этапе оказали фугитивности CO_2 и H_2S . В условиях наиболее высоких температур подавлялось образование карбонатов и формировались среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты, сохранившие поляризационные свойства, происходило массовое замещение пирита пирротинном,

высокая концентрация CO_2 в растворе способствовала выносу U. При снижении температуры H_2CO_3 связывалась в твердой фазе: карбонатная минерализация разрушала поляризуемость пород; Th и U, имея различную прочность гидрокарбонатных комплексов, распределялись зонально. По мере расходования H_2CO_3 нарастала фугитивность H_2S : равновесие смещалось в сторону пирита с уменьшением магнитной восприимчивости пирит-пирротинового парагенезиса.

По результатам исследования рудогенерирующих систем обоснованы петрофизические характеристики продуктов ключевых этапов заложения и эволюции месторождений определены причины появления пород с аномальными физическими свойствами и вариативности их признаков. Установленные геолого-петрофизические характеристики могут быть интерпретационной основой для прогноза продуктивных минерализованных зон по материалам аэрогеофизических методов поисков, широко применяемых в труднодоступных горно-таежных регионах.

Их апробация осуществлялась для прогноза перспективных участков в Партизанском рудном узле, выполняемого по заказу горнодобывающей компании «Васильевский рудник», на материалах аэрогеофизической съемки 1:10000 масштаба. На флангах известных месторождений выявлены перспективные участки с учетом вариации их прогнозных признаков в зависимости от узловой петрофизической обстановки. На территории, где была впервые проведена аэрогеофизическая съемка, выявлен новый перспективный участок Подголецный. Прогнозным признаком послужила общая совокупность геофизических аномалий, по которым диагностируются петрофизические характеристики рудоконтролирующей структуры, непродуктивного и продуктивного блоков минерализованной зоны и рудных тел

СПИСОК ОСНОВНЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Публикации в журналах перечня ВАК:

1. **Колмаков Ю. В.**, Сазонов А.М., Пинсон А.Ю., Потехина Е.В., Гертнер И.Ф., Тишин П.А. Петромагнитная и минералогическая неоднородности и золотоносность рудной зоны месторождения Благодатного // Известия ТПУ, №2, Том 309. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – С. – 46 – 53.
2. **Колмаков Ю. В.**, Сазонов А.М., Потехина Е.В., Леонтьев С.И., Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Полева Т.В. Особенности естественной электрической поляризации пород и руд золотосульфидного месторождения Благодатное (Енисейский кряж) // Журнал СФУ, т. 1, № 2, 2008. С. 103-116.
3. Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Сазонов А.М., Краснова Т.С., **Колмаков Ю. В.**, Звягина Е.А., Тишин П.А., Войтенко Д.Н. Изотопный состав и магматические источники Крестовского вулcano-плутона, Полярная Сибирь // Доклады РАН, т. 427, № 3, 2009 г. С. 370-376.
4. Sazonov A. M., Gertner I. F., Zvyagina E. A., Tishin P. A., Poleva T. V., Leontyev S. I., **Kolmakov Yu. V.** and Krasnova T. S. Ore-forming Conditions of the Blagodat Gold Deposit in the Riphean Metamorphic Rocks of the Yenisey Ridge According to Geochemical and Isotopic Data // Журнал СФУ, т. 2, № 2, 2009. С. 203-220.
5. **Колмаков Ю.В.**, Соколов С.В., Гусев Е.В. Геодинамические условия образования месторождений золота в Патомском нагорье, Восточная Сибирь: фактор их проявления в аномалиях магнитного поля // Отечественная геология, № 4, 2010. С. 8-14.
6. **Колмаков Ю. В.**, Сазонов А.М., Врублевский В.В., Потехина Е.В., Боярко Г.Ю. Вариации фугитивности серы в рудообразующем растворе: фактор магнитной зональности золотосульфидных месторождений // Известия ТПУ, т. 317, № 1, 2010. С. 87-91.

7. Соколов С.В., **Колмаков Ю.В.**, Гусев Е.В. Тектоническая обусловленность распределения сульфидной минерализации и магнитной анизотропии пород на золоторудном месторождении Чертово Корыто, Восточная Сибирь // Разведка и охрана недр, № 12, 2011. С. 19-26.
8. Врублевский В.В., Сазонов А.М., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., **Колмаков Ю.В.** Геохронология и магматические источники щелочных пород и карбонатитов Южного Заангарья, Енисейский кряж // Известия ТПУ, т. 320, № 1, 2012. С. 63-70.
9. Сазонов А.М., Онуфриенок В.В., **Колмаков Ю.В.**, Некрасова Н.А. Пирротин золотосодержащих руд: состав, точечные дефекты, магнитные свойства, распределение золота // Журнал СФУ, т. 7, № 6, 2014. С. 717-737.
10. **Колмаков Ю.В.** Золото-сульфидное месторождение Благодатное (Енисейский кряж, Россия): природа геофизических аномалий, последовательность и причины образования петрофизической зональности // Геология и геофизика, т. 55, № 11, 2014. С. 1667-1681.

Публикации в других изданиях:

11. Колмакова О.В., **Колмаков Ю. В.**, Номоконова Г.Г. Радиоактивность рудовмещающих пород как поисковый признак месторождений золота // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края и Тувинской АССР. - Красноярск, 1990. – С. 87 – 88.
12. Номоконова Г.Г., Орехов А.Н., **Колмаков Ю. В.**, Колмакова О.В. Петрофизический контроль золотого оруденения // Геофизические методы поисков и разведки рудных месторождений. – Свердловск, 1991. – С. 86 – 90.
13. **Колмаков Ю.В.** Физико-геологические условия локализации месторождений золота (на примере Партизанского рудного района Енисейского кряжа) // Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Томск, Томский политехнический институт, 1996.
14. **Колмаков Ю. В.** Физико-геологическая модель Партизанского золоторудного узла // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. - Красноярск, 1999. – С. 231 – 235.
15. **Колмаков Ю.В.**, Потехина Е.В., Колмаков А.Ю. Геодинамические обстановки золотого оруденения Тонодского и Бодайбинского районов (Патомское нагорье, Россия) // Вопросы естествознания, 4(12), 2016. С. 73–80.

Материалы Международных и Всероссийских конференций, совещаний, симпозиумов:

16. **Колмаков Ю. В.** Физико-геологическая обстановка Партизанского золоторудного района (Енисейский кряж) // Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях. – Томск, 1996. - С. 87 – 89.
17. **Колмаков Ю. В.**, Колмакова О.В. О соотношении радиогеохимических аномалий и золотого оруденения // Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях. – Томск, 1996. - С. 94 – 95.
18. **Колмаков Ю. В.**, Пинсон А.Ю., Сазонов А.М., Губин И.А. Природа аномалий естественного электрического поля Благодатного золотопроявления (Енисейский кряж) // Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях. – Томск: ТПУ, 2003. – С. 218 – 223.
19. Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Врублевский В.В., **Колмаков Ю.В.** Внутреннее строение и тектоническая эволюция золото-сульфидных залежей в метаморфических толщах, на примере месторождения Благодатное (Енисейский кряж) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: ГЕОС, 2005.
20. **Колмаков Ю. В.**, Ерофеев Л.Я. О влиянии региональной петрофизической зональности на локальные геофизические признаки месторождений золота (на примере Партизанского рудного узла, Енисейский кряж) // Межд. конф. геофизиков и геологов. Тюмень, 2007.

21. **Колмаков Ю. В.**, Сазонов А.М., Потехина Е.В., Тишин П.А., Гертнер И.Ф. Природа аномалий естественного электрического поля руд золото-малосульфидного типа (на примере месторождения Благодатного, Енисейский край) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 6. – Томск, 2007.
22. **Колмаков Ю. В.**, Соколов С.В. О влиянии геодинамических условий образования месторождений золота на их проявление в магнитном поле // «Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича. Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей» Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 2009. С. 247-251.
23. **Колмаков Ю.В.**, Соколов С.В., Гусев Е.В. Магнито-геологическая модель месторождения Чертово Кoryто (Патомское нагорье, Россия) // «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». Улан-Удэ. Геологический институт СО РАН, 2010.
24. **Колмаков Ю.В.**, Соколов С.В., Гусев Е.В. Магнито-геологическая модель месторождения Чертово Кoryто (Патомское нагорье, Россия) // «Шестые научные чтения Ю.П. Булашевича. Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей» Институт геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 2011. С. 187-190.
25. **Колмаков Ю.В.**, Сазонов А.М., Потехина Е.В. Геофизический прогноз нового перспективного участка в Партизанском золоторудном узле (Енисейский край) // «Цветные металлы и минералы»; RUSAL, СФУ, и др., Красноярск, 2016. С. 352-353.
26. **Колмаков Ю.В.** Новый подход к петрофизическому моделированию на примере золоторудного месторождения Благодатное (Енисейский край) // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики. ПГУ. – Пермь, 2016, с. 130-134.

Публикации в международных научных журналах, индексируемых в базах цитирования Scopus и WoS:

27. Gertner I.F., Vrublevskii V.V., Sazonov A.M., Krasnova T.S., **Kolmakov Yu. V.**, Zvyagina E.A., Tishin P.A., Voitenko D.N. Isotope composition and magma sources of the Kresty volcanopluton in Polar Siberia // *Doklady Earth Sciences*, 2009, V. 427, No. 6. Pp. 961-967.
28. Gertner I. F., Tishin P. A., Vrublevsky V.V., Sazonov A. M., Zvyagina E. A., **Kolmakov Y. V.** Neoproterozoic Alkaline Igneous Rocks, Carbonatites and Gold Deposits of the Yeisei Ridge, Central Siberia: Evidence of Mantle Plume Activity and Late Collision Shear Tectonics Associated with Orogenic gold Mineralisation // *Resource Geology*, Vol. 61, № 4, 2011. p. 316-343.
29. **Kolmakov Y.V.**, Tishin P.A. REE patterns in the ore-bearing of the Chortovo Koryto gold deposit (Eastern Siberia) // *Goldschmidt Conference. Prague, Czech Republic, 2011. Mineralogical Magazine*, Vol. 5 – Issue 3 – p. 1214.
30. **Kolmakov Yu. V.** The Blagodatnoe gold-sulfide deposit (Yenisei Ridge, Russia): the nature of geophysical anomalies and the succession and causes of formation of petrophysical zoning // *Russian Geology and Geophysics*, Vol. 55, № 11, 2014. p. 1321-1332.
31. Sokolov S.V., **Kolmakov Yu. V.** Petrophysical zoning elements of Chertovo Koryto gold-ore deposit (Patom Upland, Eastern Siberia) // *PGON2015 IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 27 (2015) 012028. – URL: <http://iopscience.iop.org/1755-1315/27/1/012028>.
32. Mustafaev, A.A.; Gertner, I.F.; Ernst, R.E.; Serov, P.A.; **Kolmakov, Y.V.** The Paleozoic-Aged University Foidolite-Gabbro Pluton of the Northeastern Part of the Kuznetsk Alatau Ridge, Siberia: Geochemical Characterization, Geochronology, Petrography and Geophysical Indication of Potential High-Grade Nepheline Ore. *Minerals* 2020, 10, 1128. – <https://www.mdpi.com/2075-163X/10/12>, (DOI): <https://doi.org/10.3390/min10121128>