



ФГБУ «ВИМС»

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ДР. ТЕХНОЛОГИИ,
МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ
ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ И ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**
(преимущественно «скрытого» типа)

№ 6

Редактор-составитель: В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:	Стр.
ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ПОИСКИ СКРЫТЫХ М-НИЙ: МОДЕЛИРОВАНИЕ ДАННЫХ ИЗ НЕСКОЛЬКИХ ИСТОЧНИКОВ (на примере золота, регион Апуи Амазонка, Бразилия) [3]	5
1. Введение.....	5
2. Геологические условия и золотое оруденение.....	6
3. Материалы и методы.....	8
3.1. Наборы данных.....	9
3.2. Обработка данных.....	9
3.3. Картирование перспективности оруденения (МРМ).....	11
3.4. Инверсия вектора намагниченности (МVI).....	12
4. Результаты.....	13
4.1. Пространственные данные района Джума.....	13
4.2. Система Guida Target Gold и пространственные данные.....	15
4.3. Проверка моделей перспективности.....	18
4.4. Модели МVI.....	18
5. Корреляция результатов с буровыми данными.....	20
6. Выводы.....	22
 СЛЕДЫ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ЗОН ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ И 3D-МОДЕЛЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЮСГ (провинция Каракас, Бразилия) [5]	24
1. Введение.....	24
2. Геологическая обстановка.....	26
2.1. Месторождения ЮСГ типа.....	26
2.2. Геологические условия месторождения Фурнас.....	27
2.3. Гидротермальные изменения и минерализация.....	29
3. Материалы и методы.....	32
4. Результаты.....	34
4.1. Данные геофизической магнитометрии.....	34
4.2. Магнитная восприимчивость зон гидротермальных изменений.....	36
4.3. Интерпретация следов магнитной восприимчивости.....	45
4.4. 3D-моделирование магнитной восприимчивости.....	46
5. Выводы.....	48
 ПРИМЕНЕНИЕ ДДЗ И МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ ПОДИФОРМНЫХ (АЛЬПИНОТИПНЫХ) М-НИЙ ХРОМИТОВ (офиолитовой комплекс Сабзевар, СВ Иран) [1]	50
1. Введение.....	50
2. Геологический фон.....	51
3. Материалы и методы.....	53
3.1. Поисковая модель.....	53
3.2. Спутниковое дистанционное зондирование.....	54
3.3. Картирование с БПЛА.....	55
3.4. Полевое геологическое картирование и машинное обучение.....	57
4. Результаты.....	58
4.1. Спутниковое дистанционное зондирование.....	58

4.2. Фотограмметрия и фотогеология.....	61
4.3. Полевые работы и лабораторные исследования.....	63
4.4. SVM.....	66
5. Обсуждение.....	68
6. Выводы.....	71

ИНТЕГРАЦИИ СПЕКТРАЛЬНЫХ И ТРАДИЦИОННЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ Cu-Mo-Au ОРУДЕНЕНИЯ

<i>(м-ние Параиба, провинция Алта-Флореста, Бразилия) [4]</i>	73
1. Введение.....	73
2. Геология и характеристики м-ния Параиба.....	75
3. Материалы и методы.....	75
3.1. Пробоотбор.....	75
3.2. Спектроскопия отражения.....	76
3.3. Петрография и химия минералов.....	78
3.4. Спектроскопия изображений.....	78
4. Результаты.....	79
4.1. Гидротермальные изменения и минерализация.....	81
4.1.1. Зоны гидротермальных изменений группы 1.....	86
4.1.2. Зоны гидротермальных изменений 2-й группы.....	89
4.2. Химический состав минералов.....	90
5. Интеграция данных, обсуждение, заключение.....	95
5.1. Интеграция спектральных, минеральных химических и Au-Cu данных.....	95
5.2. Интерпретация.....	101
5.3. Совершенствование поисковой модели.....	102
6. Заключение.....	104

ЛАНТАНОИДНЫЙ "ТЕТРАДНЫЙ ЭФФЕКТ" КАК ИНСТРУМЕНТ ПОИСКОВ РУДНЫХ СИСТЕМ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ, СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТАМИ

<i>(Иберийский сегмент Варисканского орогенного пояса) [2]</i>	105
1. Введение.....	105
2. Геологическая обстановка.....	106
3. Методы отбора проб и анализа.....	109
4. Результаты.....	110
4.1. Основные и второстепенные элементы.....	110
4.2. Микроэлементы.....	114
4.3. Редкоземельные элементы.....	115
5. Обсуждение.....	117
5.1. Магматическая дифференциация и рудная специализация: корреляция с TE _{1,3}	117
5.2. TE _{1,3} как вектор поисков рудных систем, связанных с гранитами.....	120
6. Выводы.....	123

ГЕОХИМИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ПОЛИМОРФОВ TiO₂ В КАЧЕСТВЕ ПОИСКОВОГО МЕТОДА М-НИЙ ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА

<i>(регион Сегура, центральная Португалия) [6]</i>	124
1. Введение.....	124
2. Геологические условия.....	125
3. Материалы и методы.....	128
3.1. Отбор и подготовка проб тяжелых минералов.....	128
3.2. Анализ тяжелых минералов и картирование минеральных ассоциаций.....	129

3.3. Микро-рамановская спектроскопия.....	129
3.4. Электронно-зондовый микроанализ (ЕРМА).....	129
4. Результаты.....	130
4.1. Анализ аллювиальных тяжелых минералов.....	130
4.1.1. Ассоциации тяжелых минералов.....	132
4.1.2. Карты размещения аллювиальных тяжелых минералов.....	134
4.2. Микроэлементы в минералах TiO_2 — данные ЕРМА.....	135
5. Обсуждение.....	139
5.1. Контроль микроэлементного состава полиморфов TiO_2	139
5.1.1. Структура полиморфов TiO_2	139
5.1.2. Механизмы замещения микроэлементов в минералах TiO_2	141
5.1.3. Формирующие среды полиморфа TiO_2 — генезис и стабильность.....	142
5.2. Геохимия микроэлементов полиморфов TiO_2 как индикатор рудных систем и ее применение для поисков месторождений Sn и W.....	146
6. Заключительные замечания.....	152
<i>ИСТОЧНИКИ:</i>	154

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ПОИСКИ СКРЫТЫХ ИСТОРОЖДЕНИЙ (МОДЕЛИРОВАНИЕ ДАННЫХ ИЗ НЕСКОЛЬКИХ ИСТОЧНИКОВ)

(на примере золота, регион Апуи Амазонка, Бразилия) [3]

1. Введение

Поиск скрытых месторождений полезных ископаемых требует интеграции нескольких методов в различных масштабах для получения эффективных результатов. В последние десятилетия исследования, связанные с концепцией минеральной системы, предоставили ценную информацию о потенциальных скрытых месторождениях. Они расширили представления о том, как использовать несколько источников данных для получения значимой геологической информации при составлении карт перспективности, в том числе прикладных геостатистических и дистанционных материалов. Использование нескольких геофизических методов наряду с геологией и геохимией стало основополагающим при поиске месторождений в регионах с глубоким выветриванием, особенно в тропических условиях. На первых этапах разведки, методы, основанные на знаниях должны дополняться методами, основанными на данных, чтобы избежать нежелательной предвзятости. При моделировании перспективности на результат обычно чрезмерно влияют геологические характеристики известных месторождений и прогнозы, сгенерированные предыдущими подходами, основанными на данных.

Расширение геофизического охвата в регионе Апуи Амазонка позволило составить карту важных региональных структур. Сейсмологические и гравиметрические модели предполагают, что толщина земной коры здесь довольно изменчива. Определен диапазон толщины земной коры примерно в 29-56 км при средней толщине 38,2 км. Показано, что невозможно сопоставить геохронологию и толщину земной коры отдельных районов.

Регион Апуи расположен в южном штате Амазонас, Бразилия. В 2006 году открытие рудного района Гаримпо Эльдорадо ду Джума повысило поисковый интерес к району, несмотря на ограниченные геологические данные. Большинство выявленных объектов золота демонстрирует характеристики магма-гидротермальных систем, которые в некоторых случаях аналогичны месторождениям минерагенических провинций Альта Флореста и Тапахос.

На основе магма-гидротермальной модели использованы новые стратегии для решения поисковых проблем в регионе с мощным чехлом. Исследования проведены в разных масштабах, чтобы преобразовать следы минеральной системы в отображаемые критерии с использованием методов 2D и 3D. Карты перспективности, основанные на нечеткой логике, выделили благоприятные районы для неоткрытых месторождений золота в районе Джума. Модель региональной инверсии вектора намагниченности (MVI) ограничивала цели до

расчетной глубины 20 км. Эти цели определились как контакт между гранитной интрузией и вулканогенно-осадочным покровом.

2. Геологические условия и золотое оруденение.

Амазонский регион является крупнейшим докембрийским массивом на Южноамериканской платформе. Эволюция массива отмечена последовательными аккреционными событиями, от палео- до неопротерозоя. На основе геохимии изотопов U-Pb и Sm-Nd, возраст постепенно молодеет с востока на запад. Известно, что палеопротерозойские образования содержат значительные месторождения золота. Общий градиент (TG) общей магнитной напряженности (ТМН) иллюстрирует региональную непрерывность в структуре и сходные геофизические реакции в смежных геохронологических провинциях, предполагая постепенный переход между ними (рис. 1).

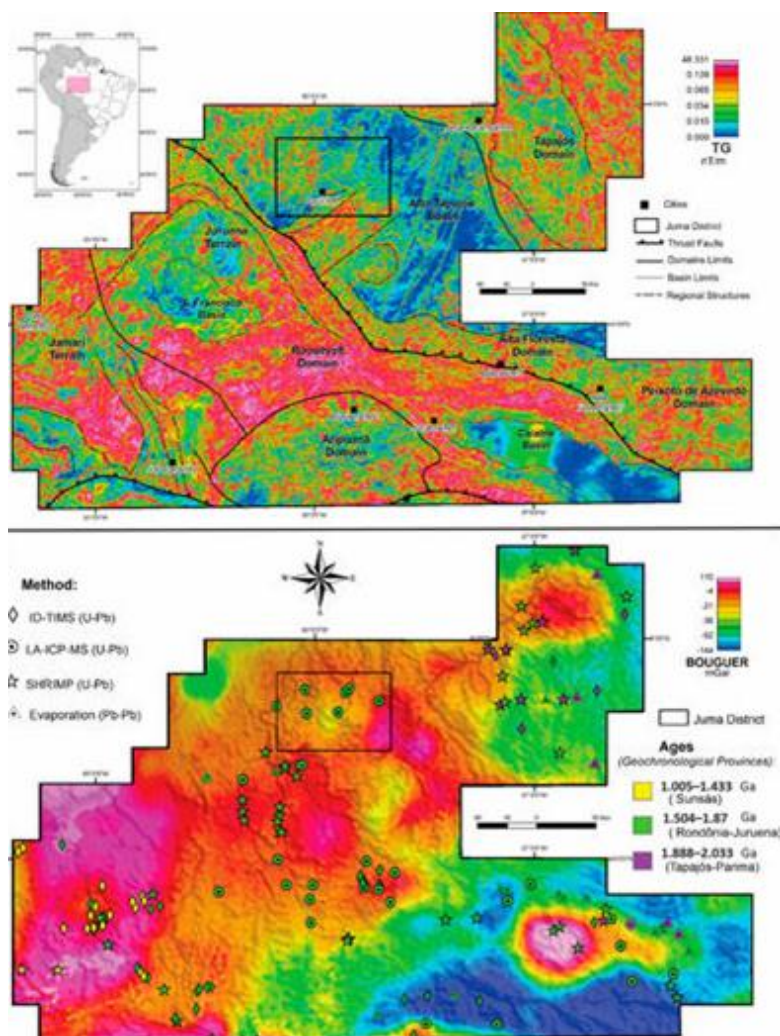


Рис. 1. Аэро-и космо- магнитные и гравиметрические карты региона Амазонки; (а) основные структуры, на градиенте (TG) и магнитной напряженности (ТМН); (б) геохронологические данные, на карте Буге.

Район Джума занимает площадь 18 000 км², на которой регистрируются геологические события от палеопротерозоя до палеозоя (рис. 2). Вулкано-осадочные толщи (1,82-1,53 млрд лет) покрывают большую часть территории. Фундамент интерпретируется как метаосадочные породы формации Абакаксис, разрезанные порфировыми гранитами Чуйм (1,85 млрд лет) и Аррайя (1,83 млрд лет). Фундамент перекрыт кремнистыми вулканическими породами (1,81-1,76 млрд лет), интерпретируемыми как бассейн рифтового типа. В основе последовательности формация - кремнистые вулканические породы, конгломераты и песчаники, перемежающиеся с базальтовыми породами. Мезопротерозойские габбро-силлы из свиты разрезают все вулканогенно-осадочные толщи.

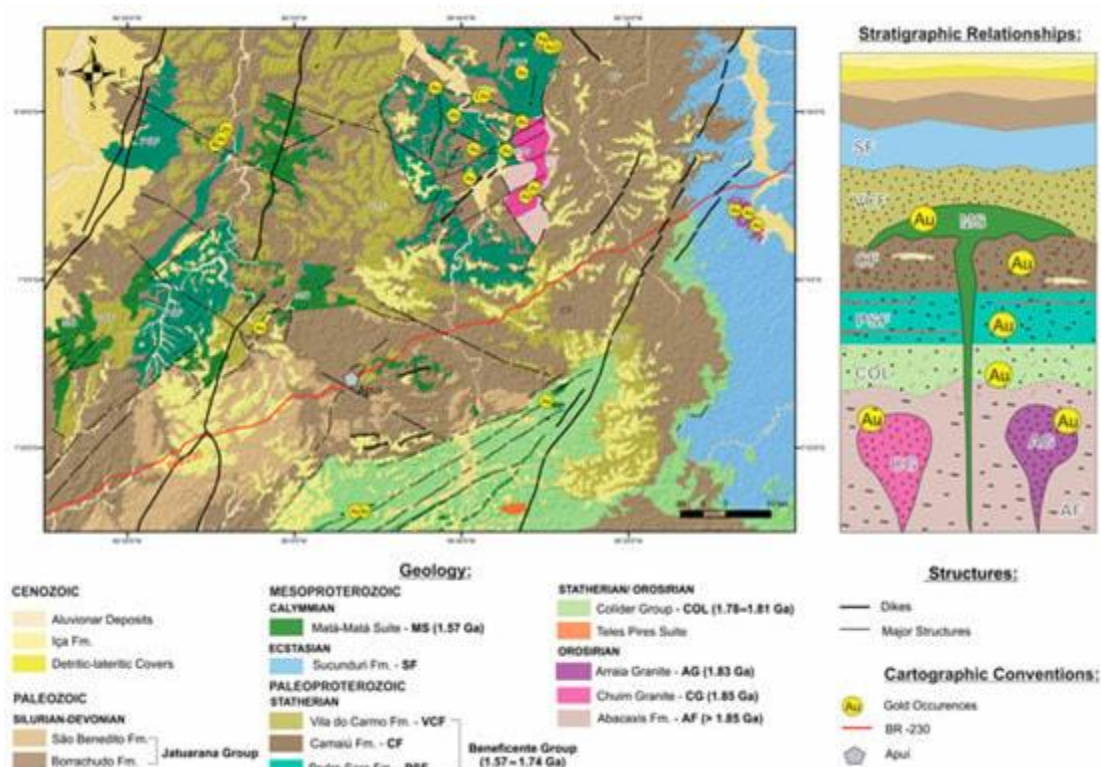


Рис. 2. Геологическая карта района Джума с указанием месторождений золота, основных региональных структур. "Стратиграфические взаимосвязи" иллюстрируют, что месторождения золота связаны с мезопротерозойскими породами (модифицировано по Meloni et al.).

В этом исследовании рассматривались 24 месторождения золота в районе Джума (рис. 2), двух типов. Первый - «гранитный», связанный с магматической дугой и преобладающим коллизионным тектоническим режимом. Второй - характеризуется сильным структурным контролем, связанным с двумя рудоформирующими событиями от палео- до мезопротерозоя.

В первом типе золото встречается в кварцевых жилах или гидротермальных брекчиях с кремнистыми матрицами, иногда проявляя друзообразные, микрокристаллические и решетчатые текстуры. Мелони и др. Описаны типичные особенности эпitherмальных систем с низким содержанием сульфидов, таких как брекчии, содержащие псевдоморфозы плакоидного

кальцита, замененные кварцем (табл. 1). О гидротермальных изменениях свидетельствуют хлоризация, карбонизация, серицитизация, кварцево-адуляровые жилы и глинистые минералы, что в целом говорит о имеющемся сходстве с порфирово–эпитептермальными системами.

Табл. 1. Основные характеристики месторождений золота в районе Джума в сравнении с «порфировым» золотом.

	Juma District	Serrinha Deposit	Tocantinzinho Deposit	Porphyry Gold Deposits
Tectonic Environment	Magmatic arc	Volcano-plutonic arc	Magmatic arc	Volcano-plutonic arc
Intrusion Age	1855.1 ± 6.4 Ma (Chuim Granite); 1837.8 ± 9.6 Ma (Arraia Granite)	1872 ± 12 Ma	1982 ± 8 Ma	Variable, predominantly Cenozoic and Mesozoic
Host rock composition	I- and S-type, peraluminous and magnesian, calc-alkaline to alkali-calcic, porphyritic monzogranite	I-type, magnetite-series, equigranular to porphyritic monzogranite cut by cogenetic rhyolitic dikes	I-type, calc-alkaline, magnetite-series, oxidized, monzogranite	I-type, magnetite-series porphyry; coeval volcanic rocks are common
Mineralization type	Quartz veins, breccias, and stockworks	Disseminated	Disseminated; in veinlets and fractures (stockwork)	Disseminated; stockwork; fractures controlled
Main metals	Au	Au	Au	Au-(Cu)
Key sulfides associated	±Pyrite	Pyrite	Pyrite	Pyrite-(chalcopyrite; bornite)
Association of hydrothermal alteration	Epidote, actinolite, chlorite, calcite, sericite, adularia, florencite	K-feldspar, albite, chlorite, sericite, pyrite, magnetite	Phyllic alteration, K-feldspar alteration (microclinization)	Biotite, K-feldspar, magnetite, sericite, anhydrite, albite, pyrite, chlorite, clay

Второй тип связан с региональными зонами разломов от пластичных до хрупких и зонами сдвига. Золото обычно содержится в лапилли-туфах и диабазах, связанных с кварцевыми жилами. Широко распространены штокверки гидротермальных каолиновых прожилков размером от миллиметра до сантиметра, которые разрезают вулканосадочные слои. Окремнение является второстепенным, кварцевые жилы встречаются редко, а аргиллизация, вероятно, гидротермального происхождения полностью изменяет полевошпатовые фенолатиты. Часто миллиметровые розетки турмалина встречаются внутри измененных кристаллов полевошпата. Проявления интерпретируются как эпигенетические на геологических контактах с габброидами. По крайней мере, два события привели к появлению золота такого типа. Первое связано с рифтогенезом, бимодальным вулканизмом и гидротермальной активностью на рубеже ~ 1,70 млрд. лет. Другое - с залежами золота в сочетании с мафитовыми породами.

3. Материалы и методы

В этом исследовании предлагается комплексная методология для картирования проявлений магматико-гидротермальной золоторудной минеральной системы в разных масштабах. Работа была разделена на четыре этапа: (1) выбор входных данных; (2) обработка данных; (3) 2D-таргетинг с использованием карт перспективности полезных ископаемых

(MPM); (4) 3D инверсия магнитных данных в воздухе и корреляция с известной геологией. На рисунке 3 показаны все этапы.

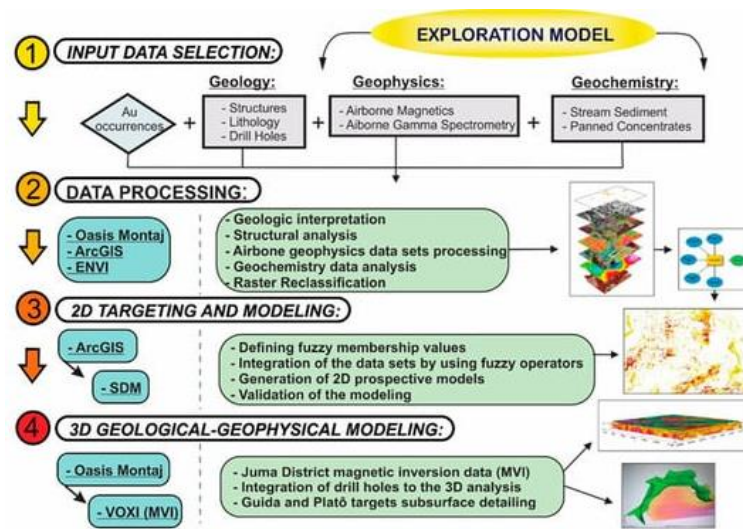


Рис. 3. Блок-схема, иллюстрирующая основные этапы и продукты.

3.1. Наборы данных

Набор данных состоит из слоев ГИС, включая схему месторождений золота, геологическую карту района Джума, аэромагнитные, гравиметрические и радиометрические съемки, минералогию собранных образцов и геохимический анализ донных отложений. Кроме того, были использованы данные шести буровых скважин, глубиной от 180 до 300 м. Отбор образцов (~500 шт.) приблизительно соответствует масштабу 1:100 000 с максимальной плотностью одного образца на каждые 10 км².

Подготовка образцов донных отложений ручья включала: (1) сушку в печи при 60 градусах; (2) просеивание фракции <80#; (3) измельчение и; (4) сбраживание царской водкой (HNO₃+3HCl). Анализы были выполнены на ICP-OES и ICP-MS для 51 элемента.

Образцы тяжелых минералов были собраны путем отсыпки 20 литров песка/гравия в том же месте, что и образцы донных отложений. Подготовка состояла из просеивания, расквартирования и разделения по плотности и магнетизму. Оставшиеся минералы были проанализированы с помощью микроскопа. Полуколичественные результаты концентратов тяжелых минералов выражены в процентах и состоял из более чем 30 минералов, включая силикаты, сульфаты, фосфаты, оксиды и др.

3.2. Обработка данных

Для аэромагнитных данных была выполнена коррекция геомагнитного опорного поля (IGRF). Затем данные были интерполированы с использованием двунаправленного метода для получения общего градиента (TG) общей магнитной напряженности (ТМН) и его продуктов. Радиометрические данные были предварительно обработаны для устранения

противоречивых и отрицательных значений. Каналы K, Th и U были интерполированы с использованием метода минимальной кривизны. Карты U и Th были выражены в виде эквивалентных значений (ppm), а K - в процентах. Основными разработанными продуктами являются соотношения радиоэлементов, тройная композиция ложных цветов RGB, коэффициент F ($F = K \times (eU / eTh)$) и аномальный.

Данные геохимии были преобразованы к нормальному распределению. Ранее данные ниже нижнего предела обнаружения (LDL) преобразовывались в значения, соответствующие $LDL \times 0,5$. Au, В, Ge и Re не показывали значения выше LDL и не использовались. Затем база данных была обработана одномерными статистическими методами для геохимических данных. Значения были классифицированы между аномалиями и фоном для каждого элемента, определенного в соответствии с классами соответствующих графиков бокса-усов. Аномальные значения рассматривались как: (1) третьего порядка, выше $Q3 + (1,5 \times Q3 - Q1)$; (2) второго порядка, выше $Q3 + (3 \times Q3 - Q1)$; и (3) первого порядка, выше $Q3 + (4,5 \times Q3 - Q1)$, где $Q3$ представляет 75% квартиль (3-й) и $Q1$ 25% квартиль (1-й). Положительные аномалии третьего порядка произошли для 24 элементов: Al, Ba, Ca, Cd, Ce, Co, Cs, Cu, Fe, Ga, Hf, K, La, Li, Mg, Mn, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Th, U и Y. Положительные аномалии второго порядка произошли для 7 элементов: Cr, In, Mo, Pb, Sb, Sn и W; и аномалии первого порядка произошли для 3 элементов: Sb, Sn и W. Пространственные распределения показаны с помощью одноэлементных карт соответствующих гидрографических бассейнов для каждого образца.

Минералометрические данные (тяжелые минералы) также были нанесены на гидрографические карты бассейна, классифицированные в соответствии с диапазонами процентного содержания, полученными в результате лабораторных анализов, за исключением золота, которое было классифицировано в соответствии с абсолютным количеством зерен. Пространственное распределение показано с помощью одноэлементных карт соответствующих гидрографических бассейнов для каждого образца (рис. 4).

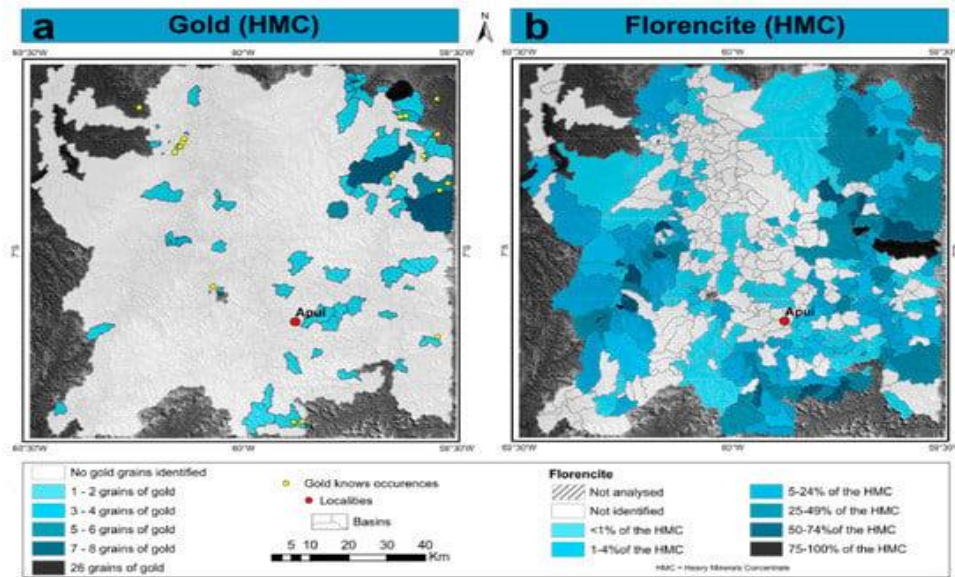


Рис. 4. Пространственное распределение концентратов тяжелых минералов (HMC); (а) золото HMC; (б) флоренцит HMC.

3.3. Картирование перспективности оруденения (МРМ).

МРМ применяет вероятностный подход к перспективности для уточнения поисковой модели. Чтобы нанести на карту следы минеральной системы, определили три основных элемента: источник, миграция и процессы осаждения. Понимание того, как действуют эти элементы, было попыткой, предпринятой в разных масштабах: 1: 250 000 для района Джума и 1: 100 000 для участка Гуида.

Была применены нечеткие системы для создания карт перспективности. Нечеткая логика - это многозначная логика, основанная на математической теории нечетких множеств. При поисках эта логика применяется к картам перспективности, обычно в моделях, основанных на знаниях. Потребовалось несколько методов геообработки, включая интерполяцию, вычисление растра, обработку изображений и классификацию. Затем этап фаззификации состоял из выбора наиболее подходящих нечетких членств для каждого слоя, то есть стандартизированного упрощения различных данных, позволяющего использовать их вместе. Использовались следующие функции соответствия: нечеткая категориальная (в которой эксперт определяет значения, которые должны быть выделены), нечеткая малая (которая выделяет наименьшие значения) и нечеткая большая (которая выделяет наибольшие значения). После этого этапа критические параметры минерализации были преобразованы в фактические карты с использованием наиболее подходящих нечетких операторов, что привело к значениям, которые варьируются от 0 (сильно отрицательные доказательства) до 1 (сильно положительные доказательства). Мы использовали операторы fuzzy AND, fuzzy OR и fuzzy Gamma. Оператор fuzzy AND - это функция пересечения, результаты которой имеют тенденцию к

консервативным значениям, в то время как нечеткий OR - это максимальный оператор, который имеет тенденцию к большим значениям. Оператор нечеткой гаммы объединяет нечеткую сумму и нечеткое произведение. На рисунках 5 и 6 показаны этапы моделирования перспективности целей в районе Джума и Гуида.

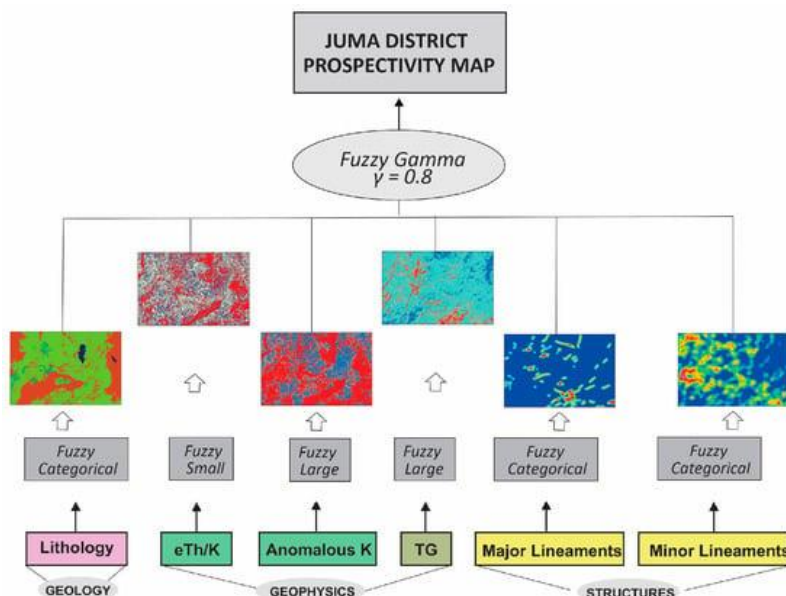


Рис. 5. Блок-схема с описанием основных этапов моделирования перспективности района Джума, включая операторы нечеткой логики и функции соответствия.

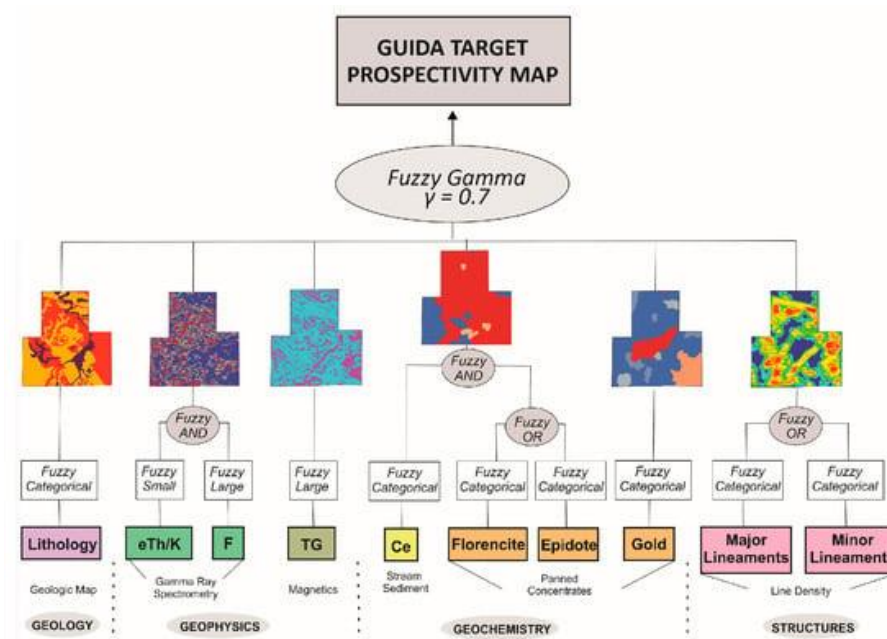


Рис. 6. Блок-схема с описанием основных этапов моделирования перспективности целей Guida, включая операторы нечеткой логики и функции соответствия.

3.4. Инверсия вектора намагниченности (MVI)

Инверсия вектора намагниченности (MVI) - это вычислительный алгоритм, предназначенный для создания 3D-моделей векторов магнитной восприимчивости и

намагниченности с учетом эффектов индуцированной и остаточной намагниченности. Математически метод MVI, основанный на регуляризации Тихонова, используют для решения обратной задачи для вектора намагниченности путем минимизации разницы между вычисленным и измеренным полем. Обычные 3D-инверсии магнитной восприимчивости предполагают, что остаточной намагниченности нет и что индуцированная намагниченность всегда направлена в том же направлении, что и магнитное поле Земли. Однако на практике это предположение не всегда верно. MVI позволяет восстанавливать направление и амплитуду намагниченности для каждого магнитного домена в районе съемки. В недавних исследованиях MVI применялся для получения трехмерного распределения под поверхностью, положения, величины намагниченности и направления магнитных объектов.

4. Результаты.

4.1. Пространственные данные района Джума.

Рудоформирующие процессы в районе Джума, были представлены в виде пространственных данных, основанных на знаниях. Шесть карт, масштаба 1: 250 000, были извлечены из геологических, структурных, аэромагнитных и радиометрических данных. Они были преобразованы в три компонента системы: источник (регион/плодородие), пути флюидов (каналы) и свидетельства гидротермально-метасоматических процессов.

Для определения источника золота геологические данные были классифицированы с учетом их веса. Наибольший получили объекты, которые показали пространственно-временную связь с известными месторождениями золота, такие как граниты и мафитовые породы (палеозойские единицы получили меньший вес, поскольку события минерализации были старше). Близость к разрывным, складчатым структурам и их пересечениям была основным пространственным показателем для картирования каналов проникновения рудоносных флюидов. Применили алгоритм плотности ядра для создания двух наглядных карт для малых и крупных структур, в которых более насыщенные площади считаются наиболее перспективными. Было решено использовать общий градиент (TG), учитывая самые высокие значения в качестве пространственных данных, поскольку геологические структуры, связанные с минерализацией, часто демонстрировали положительные магнитные сигнатуры в масштабе провинции. Также использовали бортовые магнитные устройства для поддержки картографирования линеаментов и особенностей, которые могут служить путями для флюидов. В районе Джума площади, обогащенные калием, служат индикатором рудной мобилизации. Карты Th/K и аномальных K были обработаны, чтобы выделить наибольшие значения, которые считаются показателем мобилизации и осаждения золота. В Таблица 2

представлены теоретические основы, пространственные первичные данные и карты доказательств для каждого поискового критерия (геологического, структурного и геофизического).

Табл. 2. Ключевые характеристики, пространственные первичные данные и наборы доказательств поисковых критериев для района Джума.

Exploratory Criteria	Fundamentals	Spatial Proxies	Primary Data	Evidential Maps
Geological	Gold is mainly hosted by non-metamorphic Pale-Mesoproterozoic rocks from volcano-sedimentary sequences or associated with Orosirian granites; hydrothermal alteration is common	Paleo- Mesoproterozoic igneous and volcano-sedimentary rocks; hydrothermal alteration zones	Juma District geological map; geochronological data	(1) Lithological units weighted by the prospective potential to host gold
Structural	Lineaments and faults could act as structural controls for fluids	Proximity to faults and lineament; structures intersection	Airborne magnetic data; Juma District geological map	(2) Major lineaments density (3) Minor lineaments density
Airborne magnetic	Units and structural faults that control mineralization frequently have magnetic signatures	Positive magnetic signatures	Airborne magnetic data	(4) TG anomalies
Airborne radiometric	K mobility may be an indicator of fluid remobilization and deposition	K-rich units	Airborne radiometric data	(5) eTh/K map (6) Anomalous K map

Карта перспективности района Джума.

Модель перспективности района Джума определяет границы участков с потенциалом размещения магматического-гидротермального золота и включает площадь 18 000 км² (рис. 7). Шесть доказательных слоев были объединены с использованием нечеткого гамма-оператора (установлено значение $\gamma = 0,8$). Оценки перспективности варьируются от 0 до 0,84, при этом цвета варьируются от зеленого до красного для областей средней и высокой перспективности (0,39-0,84). Более высокие значения соответствуют наиболее благоприятным районам для прогнозируемого оруденения, выделенных теплыми цветами (оранжевым или красным). Регионы, соответствующие более низким и средним показателям перспективности (0-0,39) выделены серым цветом, сократив площадь поиска до 21,7% от первоначальной (3906 км²).

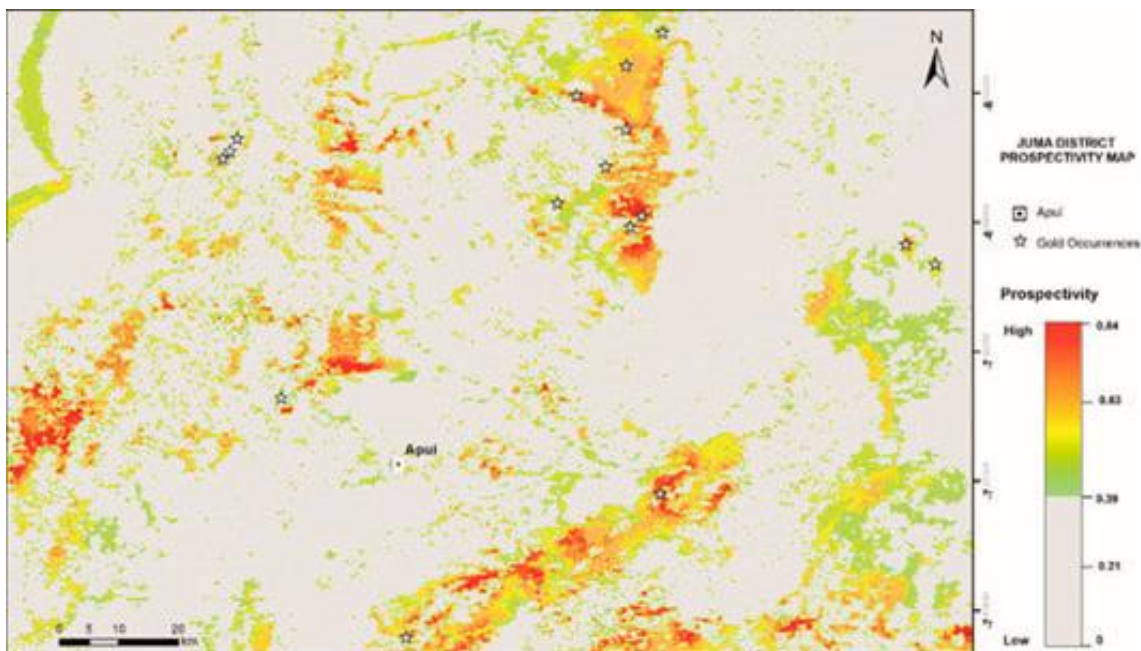


Рис. 7. Карта перспективности района Джума и известные месторождения золота.

Три перспективные площади без известных залежей золота показали пространственную непрерывность в самых высоких показателях перспективности. Они расположены в самом западном, юго-восточном и центральном районах Джума, формируя вытянутые зоны в северо-западном, юго-западном и северо-западном направлениях соответственно.

4.2. Система Guida Target Gold и пространственные данные.

На объекте Guida золото содержится в вулканических и вулкано-осадочных породах, которые подвержены гидротермальным изменениям. Считается, что тип оруденения Guida может быть связан с палеопротерозойскими порфирово-эпитемальными системами. Параметры объекта Guida были определены с учетом поисковых геохимических исследований. Рудная система была преобразована в три компонента: источник, пути транспортировки и осаждение.

Для определения источника золота использовали аномалии содержания золота в тяжелых минералах и литологические единицы, взвешенные по потенциальному содержанию золота. Палеопротерозойские магматические и вулканогенно-осадочные образования, связанные с оруденением Guida, получили более высокие веса. Учитывая, что ремобилизация флюидов и гидротермальные изменения являются решающими факторами для осаждения золота в магма-гидротермальных системах, минералометрические данные, полученные из концентратов тяжелых минералов, были использованы для выявления возможных аномальных значений минералов гидротермального происхождения. Эпидот и флоренцит тесно связаны с минерализацией золота в объекте Guida, и их аномальные концентрации в водных бассейнах считаются пространственными признаками. Слои были интегрированы оператором fuzzy OR.

Также решили использовать самые высокие значения в анализе отложений потока Се в результате его связи с золотом, что, возможно, связано с присутствием этого элемента в структуре флоренцита. Положительные аномалии Се были объединены с аномальными бассейнами флоренцита и эпидота с использованием нечеткого оператора. Чтобы составить карту миграции флюидов и процессов осаждения, предположили, что структурные неоднородности могут выступать в качестве путей для гидротермальных флюидов. В этом масштабе для изменения проницаемости вмещающих пород рассматривались локальные структуры, такие как мелкие разломы и трещины. Применили алгоритм плотности ядра для создания двух карт доказательств для малых и крупных структур, в которых более насыщенные площади считаются наиболее перспективными. Эти слои были интегрированы с использованием оператора fuzzy OR. На картах с коэффициентом F и Th/K также были выделены регионы с возможной гидротермальной ремобилизацией через мобильность K, и их слои были интегрированы с использованием оператора fuzzy AND. В этом сценарии обогащение K является ключевым ориентиром для прогнозирования, поскольку сильные радиометрические отклики пространственно связаны с областями с высокой степенью гидротермально-метасоматических изменений пород. Магнитные данные, полученные из TG, также использовались, поскольку как разломы, так и магматические единицы, как правило, имеют магнитные отклики. Теоретические основы, пространственные первичные данные и составленные карты характеризуются наличием различных поисковых критериев (табл. 3).

Табл. 3. Ключевые характеристики, описывающие теоретические основы и пространственные данные поисковых критериев объекта Guida.

Exploratory Criteria	Fundamentals	Spatial Proxy	Primary Data	Evidential Maps
Geological	Paleoproterozoic magmatic systems could be a favorable environment for gold, usually with associated hydrothermal alteration	Host rocks; alteration zones	Juma District geological map; geochronologic data; known gold occurrences	(1) Lithological units weighted by the prospective potential to host gold
Structural	Mineralization is frequently structurally controlled by lineaments, faults, fractures, and contact zones	Proximity to structures	Airborne magnetic data; Juma District geological map	(2) Major lineaments density OR Minor lineaments density
Airborne magnetic	Igneous intrusions and structures that control the mineralization usually have magnetic responses	Magnetic signatures	Airborne magnetic data	(3) TG positive anomalies
Airborne radiometric	Potassium mobility may be an indicator of fluid remobilization and ore deposition	K-rich units	Airborne radiometric data survey	(4) F factor map AND eTh/K map
Geochemistry	Gold host units are usually enriched with hydrothermal alteration minerals such as epidote and florencite	Proximity to basins with highest values for gold, florencite, and epidote; Ce positive anomalies in stream sediments	Heavy minerals concentrate and stream sediment surveys	(5) Anomalous florencite OR epidote basins AND (6) Basins with the highest values for gold (heavy mineral concentrates)

Карта перспективности объекта Guida.

Карта перспективности Guida для магма-гидротермального золота была разработана в масштабе 1:100 000 путем объединения шести фактических карт с использованием нечеткого гамма-оператора (установлено значение $\gamma = 0,7$). Карта перспективности (рис. 8) определяет площади с характеристиками, аналогичными порфирово-эпитемальным системам. Оценки перспективности варьируются от 0 до 0,85, при этом максимальные значения соответствуют более высокой перспективности, выделенной теплыми цветами (оранжевым или красным). Цвета варьируются от зеленого до красного в районах средней и высокой перспективности. Области с низким и средним баллами (0-0,37) были объединены и представлены серым цветом. Первоначальная площадь поиска в 921 км² была сокращена до 303 км² (33% от первоначальной), то есть только классы среднего и высокого уровня перспективности (3,4,5), рассматриваются в качестве приоритетных для последующих действий.

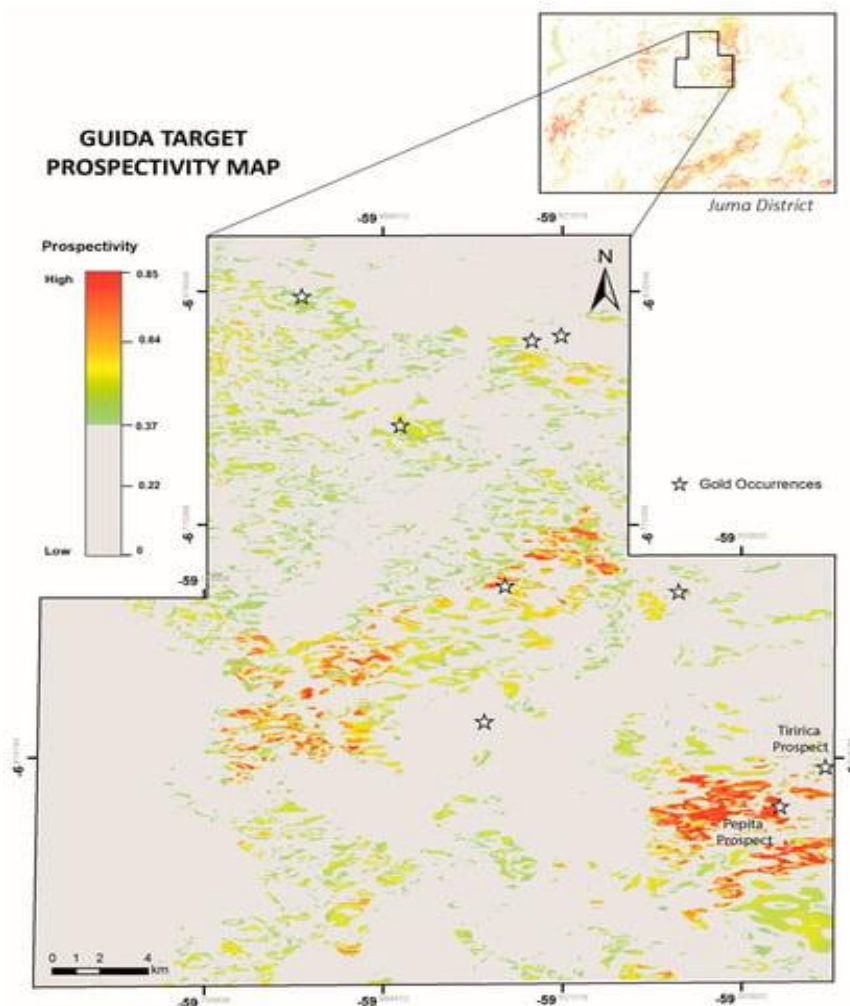


Рис. 8. Карта перспективности и месторождения золота.

Результаты показали две зоны с наибольшей перспективностью: вытянутая зона СВ простирания в центре карты протяженностью 19 км и ЮВ часть, содержащая граниты.

4.3. Проверка моделей перспективности.

Положение известных месторождений может быть использовано в качестве эмпирического теста для оценки результатов моделирования перспективности. Было рассмотрено положение 16 месторождений золота.

Эффективность измерялась путем сравнения количества проявлений золота в пределах каждого класса перспективности, определенного в соответствии с нечеткими оценками, на общей площади (рис. 9). Классы перспективности варьировались от 1 до 5. Установлено, что для района Джума 71% проявлений выявлены на 21,7% общей площади и что соответствует классам средне-высокой перспективности (3-5). Таким образом было установлено значительное сокращение зоны поиска.

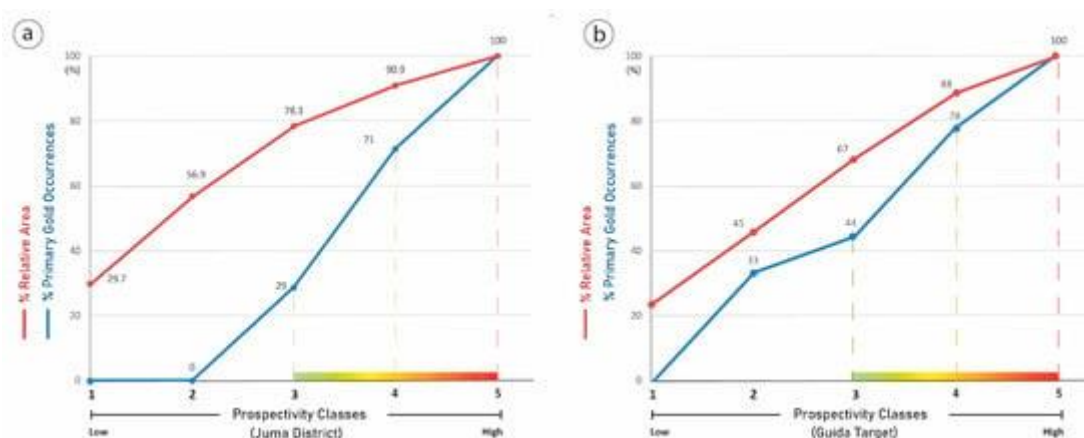


Рис. 9. Графики относительной площади и процентного содержания золота для района Джума. Совокупный процент первичных залежей золота (синяя линия) и совокупная площадь (красная линия) для каждого класса перспективности (1-5); (а) проверка перспективности района Джума; (б) проверка перспективности объекта Guida.

4.4. Модели MVI.

Первоначально была создана региональная модель намагниченности, которая охватывала площадь около 97 тыс. км², простирающуюся за пределы района Джума, чтобы облегчить визуализацию непрерывности структур и аномалий. Размеры ячеек 1350×1350×700 м позволили идентифицировать магнитные источники на предполагаемой глубине 20 км. Для района Джума была выполнена инверсия вектора намагниченности с более высоким разрешением с ячейками размером 750×750×350 м, с целью лучшей характеристики целей. Инверсии были выполнены с использованием сеток TMI, уменьшенных из IGRF, чувствительных как к намагниченности, так и к восприимчивости различных пород. Вектор намагниченности указывает степень намагниченности материала в ответ на приложенное магнитное поле. Набор данных был инвертирован для создания 3D-моделей восприимчивости с использованием системы моделирования Geosoft VOXI. Данные были инвертированы с

учетом относительной ошибки в 2,171 нТл (5% от диапазона данных). Общее поле имело приблизительную интенсивность 24 683 нТл и расчетное магнитное наклонение и склонение - 2,66 ° и -16,51 ° соответственно. Модели были созданы с использованием неограниченной инверсии. Региональная инверсия MVI была важным методом для исследования пространственной связи между магнитными откликами и геологическими структурами региона Апуи в 3D. На рисунке 10 показана региональная модель, включая район Джума, выделяя некоторые из наиболее значимых изоповерхностей (поверхностей с одинаковой магнитной восприимчивостью) для поисковых целей. Результаты показали, что цели, обозначенные MPMS, часто имеют магнитные проявления в недрах. Высокие магнитные амплитуды и глубокие источники магнитных аномалий характеризуют основную магнитную область, связанную с рудными объектами на глубине. Эта область коррелирует с изоповерхностями, выделенными на рисунке 10, с отсечкой 3D модели магнитной восприимчивости, показывающей значения больше 0.001 SI. Геологически эти регионы соответствуют скоплению рудных залежей района Джума, гранитным интрузиям и региональной зоне сдвига NE-SW, в которой находятся структурно контролируемые месторождения золота. Также выявляются магнитные тела на небольших глубинах (<1000 м), некоторые из которых были интерпретированы как дайки. Магнитная характеристика регионального сдвига NE-SW показала, что эта структура наклоняется к северо-западу под большим углом. Эта зона имеет значительный объем, расширяющийся к юго-востоку.

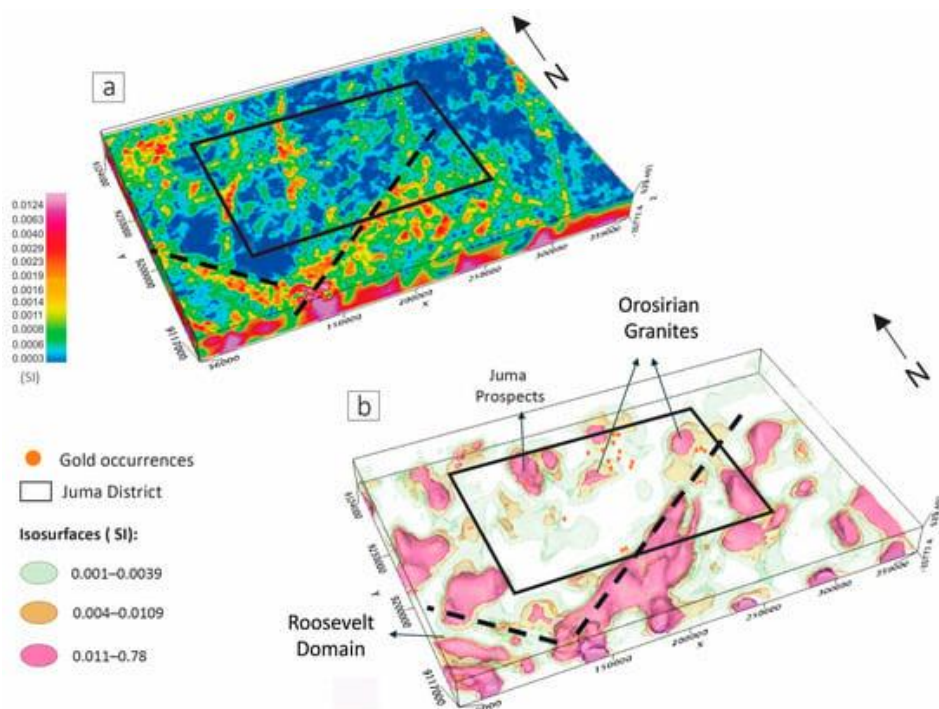


Рис. 10. Региональные модели MVI показывают: (а) непрерывность магнитной восприимчивости в 3D за пределами района Джума; (б) наиболее важные региональные изоповерхности.

Модель MVI района Джума (рис. 11) предоставила перспективную информацию в более широком масштабе для геофизико–геологической интерпретации основных целей. В модели выделены структуры и объекты, которые могут быть связаны с минерализацией на глубине. Высокоинтенсивный магнитный домен пересекает поверхность, где происходит минерализация района Джума, указывая на то, что аномалии имеют глубокие источники, а оруденение, возможно, имеет глубинное происхождение. В этой области значения магнитной восприимчивости превышают 0,0015 СИ. Результаты были подтверждены бурением.

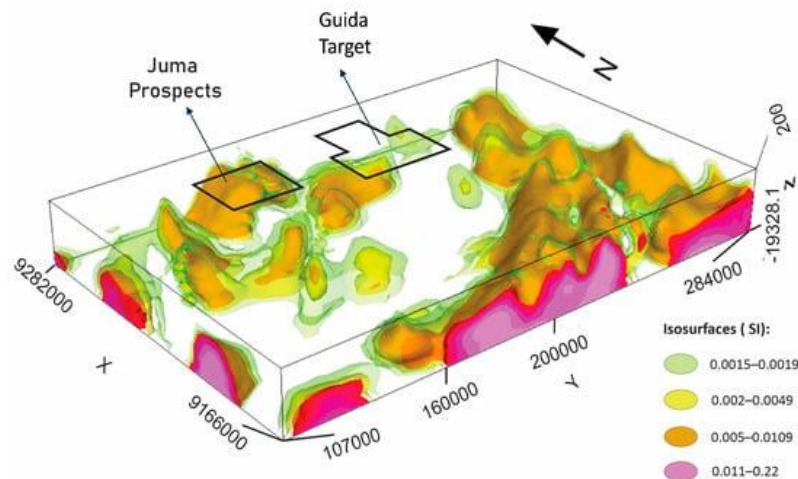


Рис. 11. Модель MVI района Джума с местоположением цели Guida и областей Juma prospects на глубине 20 км.

5. Корреляция результатов с буровыми данными.

Совместный анализ данных шести буровых скважин с инверсией MVI позволил определить ориентиры для будущих поисков в районе Guida. Буровые скважины JED-01, JED-02 и JED-03 пересекли вулкано–пластические брекчии, песчаники, туфы и базальты формаций Камайу и Педро–Сара. Эти породы подвержены повсеместным гидротермально–метасоматическим изменениям таким как серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, аргиллизация и карбонизация. Описаны также зоны интенсивного окисления. В скважине JED-01 был получен 55,25 м интервал керна с содержанием золота 42,0 г/т.

На рисунке 12 показаны керны измененных вулканогенно–осадочных пород с хлоритизацией, эпидотизацией и карбонизацией (рис. 12 а), гидротермальные брекчии с открытыми полостями, заполненными кварцевыми жилами (рис. 12 б), апофиз гранита (рис. 12 с) и гранит, частично измененный серицитом, эпидотом, биотитом и гематитом (рис. 12 d). Содержания золота в скважинах в интервалах от 4-х до 50 м составляли от 3-х до 40 г / т.



Рис. 12. (а) Сильно измененная метаграувакка с кварцевыми прожилками, согласующимися и не согласующимися с слоистостью. (б) брекчия с друзообразным кварцем и открытыми полостями. (в) Резкие контакты между гранитным апофизом и вулканом-осадочный фундаментом. (д) Гранит, частично замещенный серицитом, эпидотом, биотитом и гематитом.

Все золотые интервалы имели признаки, указывающие на магма-гидротермальное происхождение с низким содержанием сульфидов. Брекчии и кварцевые жилы с микрокристаллической, друзообразной и решетчатой текстурой влияют на некоторые минерализованные интервалы. Возможно, что в региональном контексте эти проявления могут быть связаны с дистальными порфировыми эпиптермальными системами, что однако требует дальнейших металлогенических исследований. Используя комплексный анализ нескольких разрезов MVI в сочетании с геологической интерпретацией, была определена магнитная поверхность, определяющая контакт между гранитной интрузией и вулканогенно-осадочными образованиями (рис. 13). Эта геометрия, представленная зеленой изоповерхностью, при магнитной восприимчивости 0,002 SI, имеет совместимые значения магнитной восприимчивости со средним значением для магматических единиц, связанных с минерализацией в гранитах (0,0025 SI). Основываясь на результатах бурения предположили, что гидротермальные брекчии и кварцевые жилы залегают вблизи с порфировым гранитом.

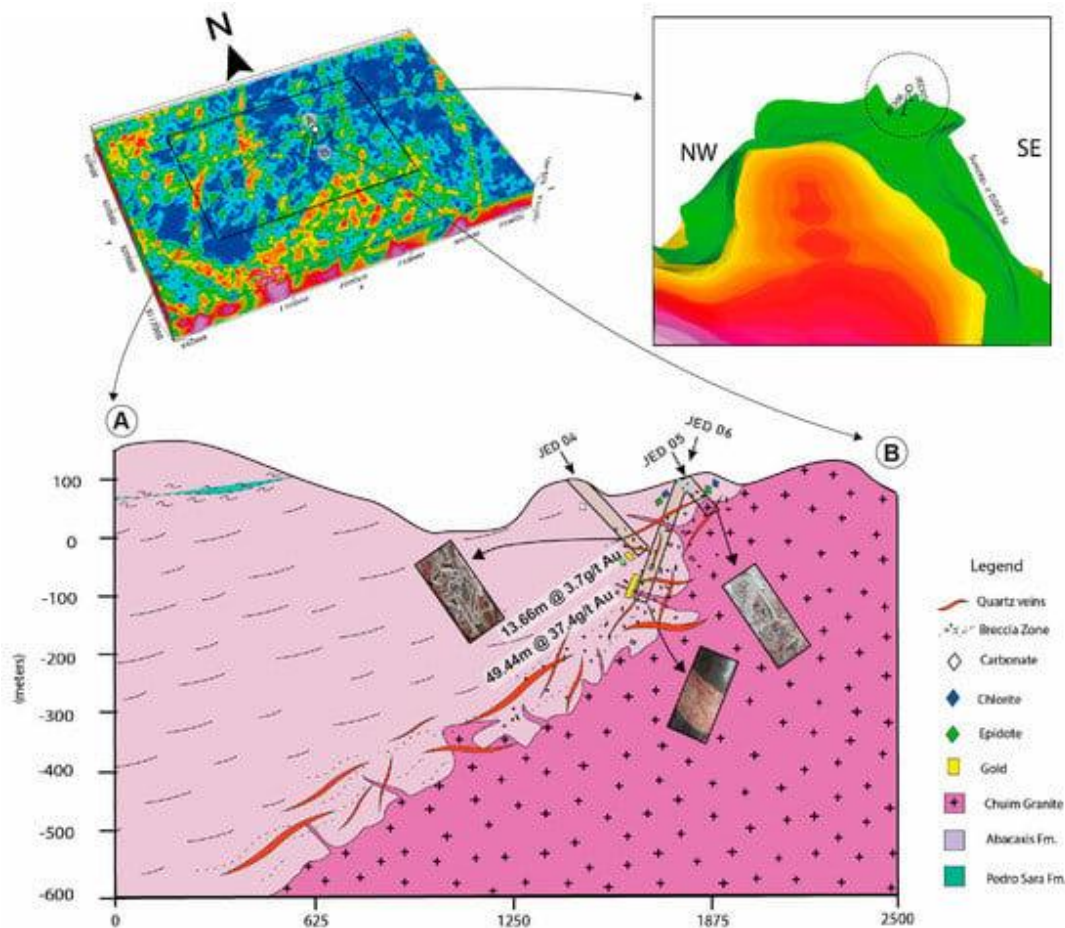


Рис. 13. (А) Комплексный разрез буровых скважин (JED–04, JED–05 и JED–06) и геофизическая модель для объекта Гуида. (В) Изоповерхность, ограниченная чувствительностью 0,002 SI, интерпретированная как возможная зона контакта между гранитом и вулканогенно-осадочной толщей.

6. Выводы

Исследование из нескольких источников с использованием методов 2D и 3D привело к созданию карт перспективности на золото и моделей MVI для района Джума и объекта Гуида. Использование моделей нечеткой логики и магнитной инверсии данных выявило ключевые геологические, геофизические, геохимические и структурные факторы для прогнозирования скрытых месторождений золота.

Учитывая следы магма–гидротермальной минеральной системы, определили стратегические поисковые цели. Результатом стали следующие основные выводы в отношении потенциала разведки золота в регионе Апуи:

Карта перспективности района Джума выявила пять геологически согласованных целей, в северо–западном, юго–западном и северо–западном сегментах региона. Основная цель была охарактеризована в 3D как магнитная область, которая простирается на юго-восток и погружается на северо-запад.

Карта перспективности объекта Guida определила две основные цели. Первая - в юго-восточной части, содержащей граниты. Другая линейная зона вытянута на северо-восток в центральной части.

Используя комплексный анализ нескольких разрезов MVI и геологическую интерпретацию кернов, мы охарактеризовали поверхность, определяемую как зона контакта, между гранитной интрузией и вулканогенно-осадочной толщей, которая считается благоприятной для залегания новых рудных тел на глубине;

Результаты, представленные в этой работе, указывают на неисследованный потенциал для магма-гидротермальных месторождений золота в регионе Апуи. Новые подходы к поискам рудных месторождений «скрытого типа» могут быть использованы в качестве руководства для других районов в региональном контексте.

СЛЕДЫ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ЗОН ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ И 3D-МОДЕЛЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ IOCG (провинция Карахас, Бразилия) [5]

1. Введение

Целевая разведка в районах с выявленными месторождениями увеличивает вероятность обнаружения новых рудных тел из-за расширения возможно рудоносной среды. Петрофизические измерения кернов многочисленных пробуренных скважин могут способствовать моделированию месторождений и при ведении глубокой разведки.

Применение магнитных данных для разведки полезных ископаемых, петрофизики, петрологии и геологической интерпретации широко рассматривается в литературе. Существует общее описание геофизических характеристик месторождений железо-оксидного типа (IOCG). Даны также подробные описания физических свойств, петрологии и геофизики для IOCG. В последнее время было проведено много петрофизических исследований, направленных на устранение трудностей, возникающих при моделировании магнитных данных, таких как остаточные свойства, размагничивание и влияние низких магнитных широт. Использовано моделирование петрофизических данных о месторождениях IOCG в Австралии. Рассмотрены магнитное воздействие гидротермальных изменений на системы порфировой меди и IOCG, интегрированные геофизические, геохимические и спектральные методы для картирования системы IOCG Пунт-Хилл, инвертированные геофизические данные с петрофизическими ограничениями. Применили значения физических свойств к геофизическим инверсиям, чтобы получить 3D геологическую характеристику и дифференциацию месторождения оксида железа Кристалино в Карахасе, Бразилия. Использовали методы машинного обучения в прогнозных целях в районе Карахас-Чинценти.

Тем не менее, не хватает петрофизических исследований, которые характеризуют множественные зоны гидротермальных изменений минерализации IOCG для выполнения 3D-моделирования. Кроме того, существует мало подробных исследований, которые сопоставляют статистические характеристики измерений магнитной восприимчивости с образцами керна и описанием геологии.

На месторождении Фурнас, которое является системой IOCG, изученном в этом исследовании, множественные изменения связаны с сигмоидальными зонами сдвига, которые оставляют изменения магнитных свойств пород внутри и вокруг месторождения. Структурная линия растяжения контролирует основные рудные тела. Минерализация представлена сульфидами меди и золотом, которые пространственно и генетически связаны с оксидом железа. Медно-золотая минерализация образовалась в результате гидротермальных изменений

биотит-гранат-грюнерит-магнетита в парагенезисе с высокосортными рудами халькопирита и борнита.

Сложность и пространственная изменчивость гидротермальных изменений и минерализации затрудняют определение простой модели геологических и геофизических исследований. Таким образом, из-за различных гидротермальных изменений и типов, влияющих на минерализацию и вмещающие породы, сильная намагниченность и содержание магнетита указывают на одно из наиболее важных физических свойств месторождения в качестве возможного инструмента для создания модели геофизических исследований — магнитную восприимчивость.

Для доступа к данным о многих геологических объектах, составляющих месторождение Фурнас, была разработана тщательная процедура, которая включает пять этапов. Эти этапы определяют порядок, в котором она представлена.

Первый этап представляет собой краткий обзор месторождений IOCG, описание геологической обстановки Карахаса, а также гидротермальных изменений и минерализации изучаемого месторождения.

Второй этап заключается в разработке магнитной модели месторождения и тестировании инверсии индуцированной намагниченности.

На третьем этапе проводятся обширные измерения магнитной восприимчивости образцов керна из месторождения с использованием портативного измерителя магнитной восприимчивости.

Четвертый этап посвящен обширному статистическому анализу этих измерений. Цель состоит в том, чтобы охарактеризовать следы магнитной восприимчивости для перспективы медно-золотых месторождений, особенно исследуя взаимосвязь между минерализацией высокого качества и содержанием магнетита и различая различные следы магнитной восприимчивости зон гидротермальных изменений.

На пятом этапе предпринята попытка определить геологическое соответствие результатов и то, как они могут помочь понять пространственное распределение и поведение геологических образований в этом месторождении. 3D-модель этих измерений отделила пространственное распределение магнитной восприимчивости, связанное с минерализацией гидротермальных изменений магнетита (Fe), от других различных типов гидротермальных изменений и вмещающих пород.

В заключение измерения и статистический анализ определили следы гидротермальных изменений магнитной восприимчивости с последующим их тщательным размещением в пространстве при 3D-моделировании. Цель состояла в том, чтобы создать наилучшую

возможную пространственную модель, отражающую изменение этого физического свойства, и определить модель восприимчивости к локальной минерализации ЮСГ и ее гидротермальным изменениям.

Следовательно, имея набор рудных буровых скважин с минералами, сходными с исследуемой буровой скважиной и образцами керна, этот подход является простым и недорогим способом тщательного изучения магнитных следов этих геологических образований с помощью измерений, пространственного позиционирования и моделирования. Это, безусловно, может улучшить поиски, а также помочь в инверсии и моделировании магнитных данных в качестве предварительных информационных ограничений при разработке новых месторождений и описании магнитных геологических кернов для оценки месторождений.

2. Геологическая обстановка

2.1. Месторождения ЮСГ типа.

Все основные месторождения ЮСГ богаты оксидами меди, золота и железа и первоначально были определены как уникальный тип месторождений после открытия и изучения м-ния Олимпик Дам в кратоне Гоулер, Южная Австралия. С экономической точки зрения, наиболее значительными являются месторождения ЮСГ в прибрежном поясе батолитов в Чили и Перу (юрско-меловая протяженная континентальная окраинная дуга); в пределах кратона Гоулер и районов Клонкарри в Австралии (от позднего палеопротерозоя до мезопротерозоя, обсуждаемые внутрикратонные или дистальные условия, связанные с субдукцией); и в Карахасепровинция в Бразилии (Архей, Амазонский кратон). Описаны м-ния ЮСГ на протяжении всей истории Земли, последствия для происхождения и литосферной обстановки, а также отличие от других эпигенетических отложений оксида железа. Рассмотрена комплексная петрологическая и геохимическая характеристики систем ЮСГ (Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co). Обсуждена взаимосвязь между ЮСГ и месторождениями оксида железа-апатита (ЮА) со спорной классификацией. Новая структура классификации ЮСГ предложена на основе тектонических и геологических условий, минералогии оксидно-сульфидных залежей и геохимических свойств руды.

При классификации ЮСГ эпигенетических месторождений меди в провинции Карахас описывают пространственное и временное зонирование гидротермальных изменений и минерализации на месторождении Сосего, новое понимание месторождений Салобо и Алемао в отношении минерализации магнетита и меди. Последние модели гидротермальных изменений для минерализации ЮСГ представляют собой щелочно-кальциевых (ЮАА)

характеристики, связанные с системами оксида железа. Понимание поведения магнитной восприимчивости может улучшить знания об основных типах м-ний ЮСГ.

2.2. Геологические условия месторождения Фурнас.

Карахас известен как экономически важная металлогеническая провинция, где были обнаружены многочисленные типы месторождений полезных ископаемых. В дополнение к оруденению ЮСГ, существует много типов месторождений, таких как полосчатые железистые формации, золото, марганец, мафито-ультрамафитовые слоистые интрузии, содержащие элементы платиновой группы, латерит никеля и месторождения сульфида никеля. В геотектонических терминах провинция Карахас расположена в пределах Центрально-Бразильского щита в юго-восточной части Центрально-Амазонской провинции. Трансамазонская провинция (Марони-Итакайунас) граничит с ней на севере, а пояс Арагуайя граничит с ней на востоке.

Литостратиграфия в минергенической провинции Карахас сложна. Она состоит в основном из докембрийских пород, которые перекрыты более молодыми образованиями (рис. 1).

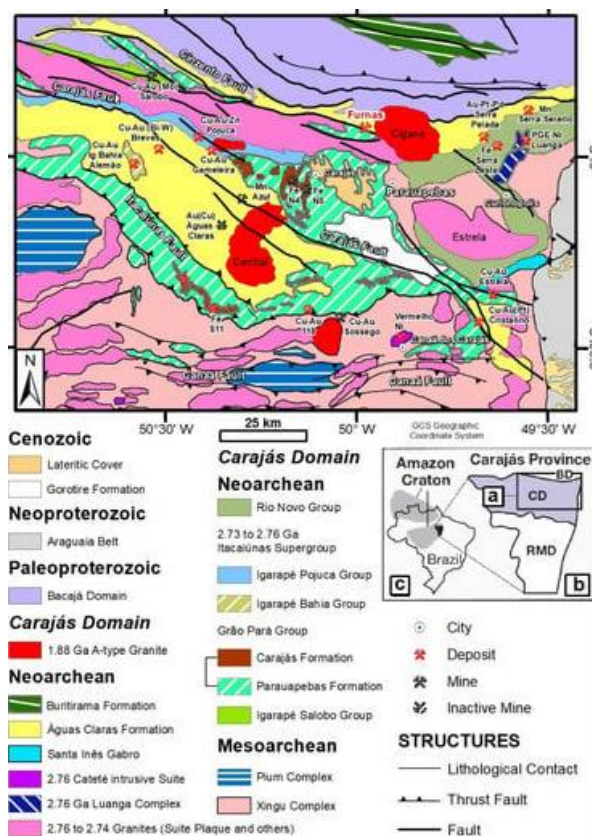


Рис. 1. Геологическая карта провинции Карахас с расположением месторождения Фурнас и основных месторождений Cu, Au, Fe, Mn, Ni и элементов группы Pt (PGE). (а) Расположение геологической карты Карахаса в региональных условиях. (б) Карта провинции Карахас с доменом Карахас (CD) и доменом Рио-Мария (RMD). Домен Бакая (BD) расположен к северу от домена Карахас. (с) Карта Бразилии с расположением провинции Карахас (черным цветом) и кратона Амазонки (серым цветом)

Месторождение Фурнас расположено вдоль западно-северо-западной системы структур Чинценти, протяженностью около 200 км. Линеамент Чинценти можно наблюдать на карте общей магнитной интенсивности (ТМІ) (рис. 2) ; магнитные данные обсуждаются далее). Можно наблюдать несколько аномалий вдоль линеамента Чинценти, которые позволяют использовать магнитный метод как источник физических свойств в качестве инструмента картирования.

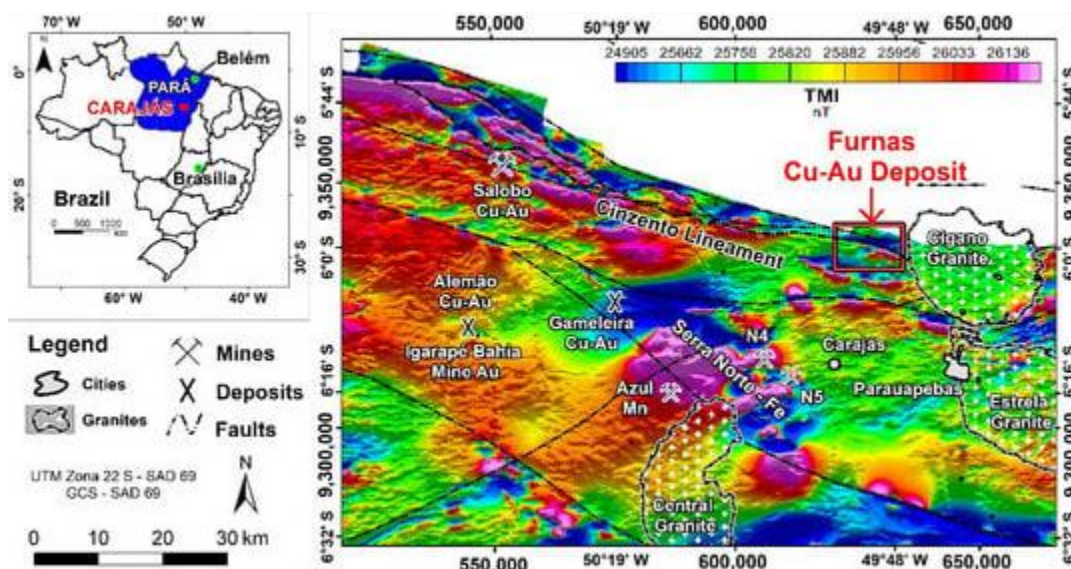


Рис. 2. Общая магнитная интенсивность провинции Каракас с расположением месторождения Фурнас вдоль линеамента Чинценти.

Месторождение находится в метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах группы Гран-Пара (2,76 млрд лет) (рис. 3). Интерпретация протолитовых пород затруднена из-за интенсивных метасоматических изменений, которые, как правило, прогрессируют от высоких до низких температур.

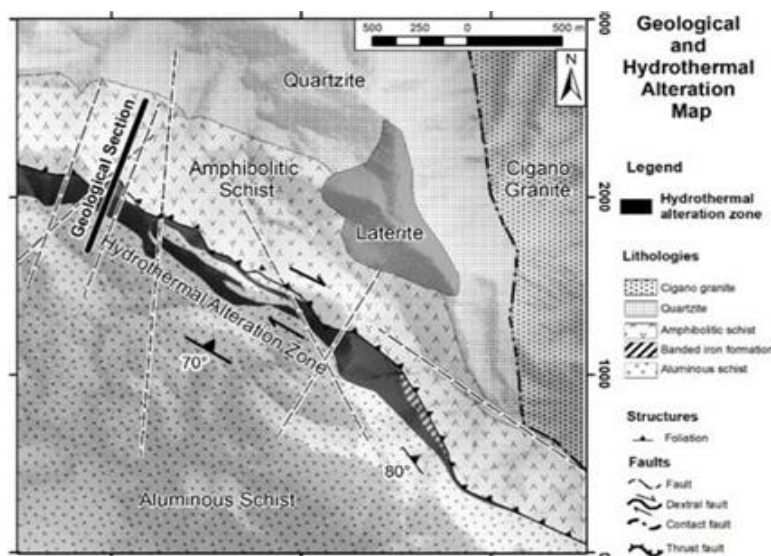


Рис. 3. Карта гидротермальных зон изменений м-ния Фурнас

На месторождении Фурнас минерализация расположена вдоль зоны сдвига, которая определяет контакт между амфиболитовым сланцем (метавулканическими милонитовыми породами) на севере (висячая стена) и глиноземистым сланцем (метаосадочные милонитовые породы) на юге (рис. 4). Регион претерпел метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации и имеет глубокий профиль латеритного выветривания.

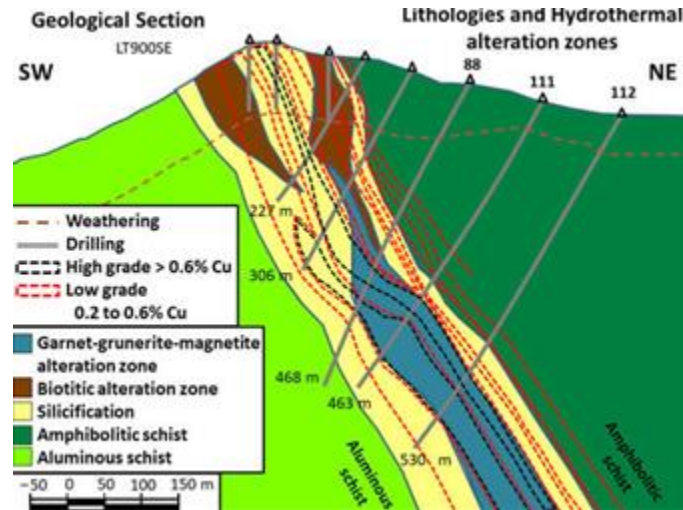


Рис. 4. Геологический разрез с вмещающими породами, зонами гидротермальных изменений и минерализованными зонами. Высококачественные рудные тела со значениями выше 0,6% меди

2.3. Гидротермальные изменения и минерализация.

Зоны гидротермальных изменений имеют линзовидную форму мощностью от 20 до 600 м. Месторождение подвержено глубокому латеритному выветриванию мощностью около 60 м, что усиливает важность использования геофизических методов из-за отсутствия обнажений.

Медно-золотая вкрапленная минерализация на месторождении имеет биотит (К)-гранат (Са)-амфибол (Na-Ca)-магнетит (Fe) гидротермальный комплекс изменений. Хотя тип и интенсивность гидротермальных изменений и минерализации различаются по всем рудным телам, можно идентифицировать последовательно сильную парагенетическую последовательность изменений и минерализации.

Гидротермальный комплекс биотит-гранат-амфибол-магнетит демонстрирует высокотемпературное изменение, тогда как последующее низкотемпературное изменение показывает биотит-хлорит-турмалин-карбонат-кварц-эпидот-альбит-гематит-магнетитовый комплекс. Сама высокосортная минерализация связана с жилами и брекчиями поздней стадии, богатыми магнетитом, халькопиритом (рис. 5 а) и борнитом (рис. 5 б), парагенетически эквивалентными высокотемпературному комплексу. Протяженность зон гидротермальных изменений составляет примерно 9 км вдоль всего месторождения. Преобладают высокотемпературные изменения с обильным присутствием ферримагнитного поведения из-за

большого количества магнетита, что позволяет использовать магнитную восприимчивость в качестве инструмента разведки.

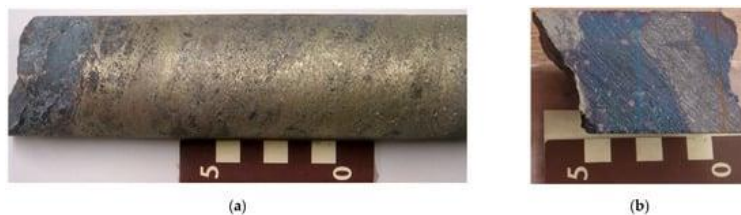


Рис. 5. Фотографии образцов руды. Масштаб в см. (а) халькопирит и (б) борнитовые доминирующие жилы и брекчии с гидротермальной ассоциацией амфибол-магнетит.

Натриевые (Na), кремниевые (Si), калиевые (K), кальциевые (Ca), натриево-кальциевые (Na-Ca) и массивные магнетитовые (Fe) изменения содержат минерализацию с доминирующими минералами и текстурами изменений, описанными ниже.

Натриевые (Na) изменения являются самым ранним типом изменений из наблюдаемых изменений. Натриевые (Na) изменения связаны с альбитовыми жилами. Это изменение лучше всего наблюдается за пределами исследуемой территории, где вмещающие породы состоят из гранитов.

Тип кремниевых изменений (Si) широко распространен по площади месторождения и может полностью трансформировать вмещающую породу. Насыщенность кремнеземом необычна в отложениях Карахас IOCG и, вероятно, связана с интенсивным гидротермальным изменением деформированных осадочных пород (кварцитов). Богатые кремнеземом изменения образуют линзовидные зоны. Узкие полосы серицита и кварца характеризуют тип кремниевых изменений. Изменения могут также содержать халькопирит и редко борнит. Важно отметить, что магнетит отсутствует. Этот тип изменений имеет диамагнитный отклик.

Калиевый (K) тип изменения распространен вблизи хрупко-пластичных и хрупко деформированных пород. Минерализованные тела обычно связаны с калийными зонами, которые в основном состоят из биотита со сланцевой текстурой и локально в тектоно-гидротермальных брекчиях, сцементированных биотитом. Кроме того, калийная зона имеет значительную связь с гранатом, магнетитом и кремнеземом. Несмотря на парамагнитное преобладание, ожидаются ферромагнитные реакции из-за присутствия магнетита.

Кальциевый (Ca) тип изменения одновременно или после калийного. Кальциевые изменения проявляются крупнозернистым кальциевым гранатом, расположенным ближе к минерализованным зонам, а мелкозернистые кальциевые гранаты находятся более дистально. Обычно он перекрывает изменение калия. Минеральный комплекс включает кальциевый гранат-грюнерит. Изменение происходит в сочетании с полосами кремниевых изменений. Гранат-грюнерит-кальциевые изменения варьируют от изотропных до анизотропных текстур и

от пластичных до хрупко-пластичных деформаций. Это изменение также может происходить в связи с присутствием магнетита. Предполагается, что кальциевое изменение является преимущественно парамагнитным из-за реакций граната и грюнерита, но оно изменило ферромагнитное поведение в магнетитовой ассоциации (Ca-Fe). Это изменение связано с высоким содержанием Cu-Au.

Присутствие магнетита напрямую связано с минерализацией высококачественной меди и золота. На этой стадии метасоматоза с высоким содержанием железа образуется массивный магнетит - поток богатой железом жидкости структурно контролировался. Тип изменения магнетита накладывает отпечаток на натриево-кальциевый тип изменения и образует полосы с гранатово-грюнерит-магнетитовой ассоциацией. Существует также сильная связь с брекчированным кремнеземом. Присутствует сильный ферромагнитный отклик на массивное изменение магнетита.

В натриево-кальциевом типе изменений преобладают амфиболы (актинолит) и различное количество кварца, турмалина и альбита. Присутствует парамагнитный отклик из-за преобладания силикатов в этой зоне изменений. Халькопирит и борнит встречаются локально. Этот тип изменений часто происходит после кремниевых, калиевых и магнетитовых. Тем не менее, инфильтрации магнетита появляются с ожидаемым ферромагнитным откликом в натриево-кальциевом изменении, в котором преобладают амфиболы. В целом, сульфидирование происходит в сочетании с этими амфибол-магнетитовыми комплексами.

Впоследствии происходят некоторые типы изменений. Первый - это новый процесс изменения калия с биотизацией, за которым следует процесс сильной хлоризации, который частично или полностью изменяет породы, затрагивая локальные участки гидротермальных брекчий с минерализованным хлоритом-гематитом-магнетитом. Другие поздние изменения связаны с карбонизацией и силицированием. Кальцит встречается в сочетании с кварц-гематит-магнетит-пирит-халькопирит-эпидот-альбит-биотит-турмалиновыми прожилками.

Знание минералов, присутствующих в зонах гидротермальных изменений, имеет решающее значение для определения корреляции между измеренной магнитной восприимчивостью и диамагнитными, парамагнитными и ферромагнитными свойствами минералов. При этом преобладающее минералогическое описание в этом разделе является ключом к правильной интерпретации следов магнитной восприимчивости минерализации.

3. Материалы и методы

В качестве косвенного метода магнитометрия зависит от размера источника, геометрии, глубины, широтного положения, остаточного состояния, саморазмагничивания и анизотропии. Чтобы показать ограничения использования косвенных методов, выполнили обработку и инверсию магнитных данных в воздухе. Магнитные данные были получены с помощью вертолета, пролетевшего над пересеченной местностью исследуемого района. Для сбора данных использовался датчик, установленный на стреле. Полеты проводились на номинальной высоте 80 м над землей. Расстояние между линиями съемки составляло 200 м, а направление линии проводилось на 30° северной широты. Окружающее поле имеет наклон $-7,3^\circ$, склонение $-20,1^\circ$ и напряженность поля 25 300 нТл.

В этом контексте ограничения косвенных методов, использование прямых методов для измерения магнитной восприимчивости может быть более надежным. Было выполнено почти восемнадцать тысяч (17 789) измерений магнитной восприимчивости вдоль кернов из 69 буровых скважин (рис. 6).

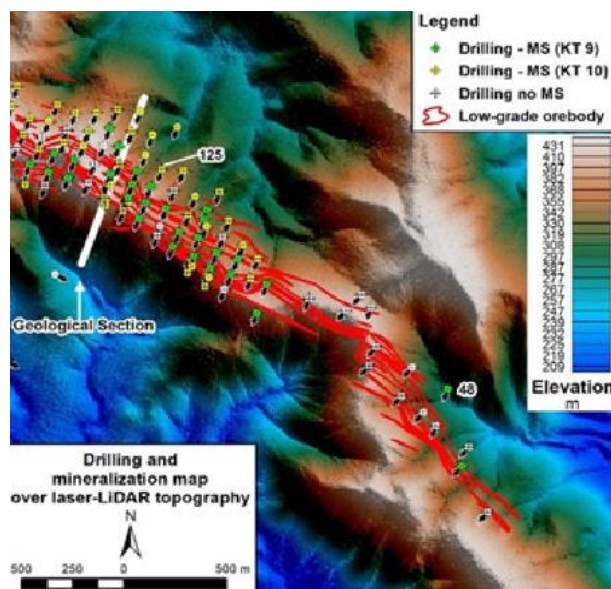


Рис. 6. Карта расположения буровых скважин. Схемы измерения магнитной восприимчивости (МС) с низкой чувствительностью (КТ-9) выделены зеленым цветом; измерения МС с высокой чувствительностью (КТ-10) выделены желтым цветом; без измерений МС выделены белым цветом; и проекции рудных тел низкого качества на высоте 190 м выделены красным цветом

Все измерения проводились на разрезах кернов толщиной не менее 40 мм, чтобы обеспечить хорошую площадь контакта с датчиком. Для подтверждения значения в каждой точке образцов керна было выполнено не менее двух измерений. Использовали данные с помощью измерителя восприимчивости КТ-10 с чувствительностью 1×10^{-6} СИ и диапазоном от $-0,999 \times 10^{-3}$ до 9999×10^{-3} СИ, для статистического анализа и моделирования. Данные, измеренные с помощью измерителя восприимчивости КТ-9 с чувствительностью 1×10^{-5} СИ и

диапазоном от $9,9 \times 10^{-3}$ до $999,9 \times 10^{-3}$ СИ, использовались отдельно и только для моделирования.

Была установлена процедура контроля качества для всех измерений магнитной восприимчивости, выполняемых с помощью ручных инструментов. Использовали статистический контроль качества для подтверждения повторных измерений в каждой точке; удаления бессмысленных и экстремальных значений; оценки выбросов и устранения шумов и всплесков. Из-за больших различий между чувствительностью и пределами обнаружения двух измерителей чувствительности (КТ9 и КТ10) отдельно проанализировали и интерпретировали их конкретные базы данных. Это было сделано потому, что объединенные базы данных показывают средние значения и гистограммы, которые не представляют литотипы и зоны гидротермальных изменений.

Статистический анализ состоял из частотных диаграмм значений магнитной восприимчивости в однородных классах и, таким образом, характеризовал следы восприимчивости для каждого литотипа и для каждой зоны гидротермальных изменений. Они указали на распределение данных, плотности, симметрии и дисперсии.

Геохимические анализы железа, меди и золота кернов были выполнены в образцах, собранных через каждые 1 м. Аналитические методы включали огневой анализ на золото (в г/т) и мультикислотный/ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой) для железа и меди (в процентах).

В блок-схеме этапов на рисунке 7 приведены методы и материалы, использованные в этом исследовании.

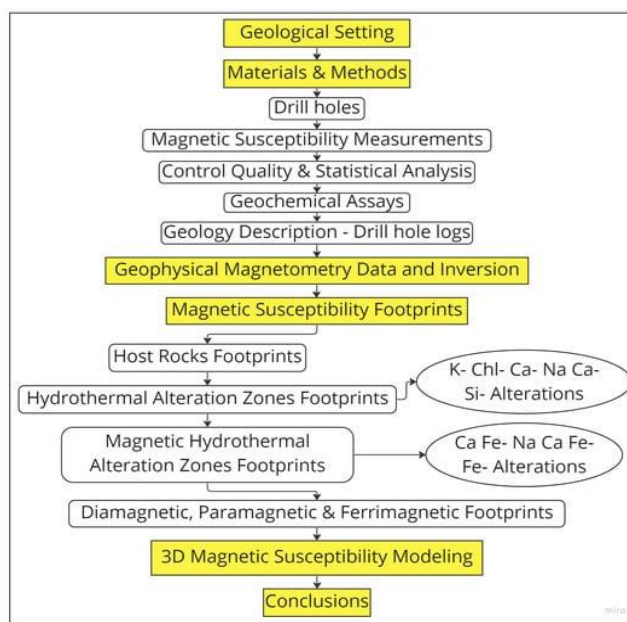


Рис. 7. Блок-схема этапов, методов и материалов, использованные в этом исследовании.

4. Результаты

4.1. Данные геофизической магнитометрии.

Магнетит локально распространен в зоне гидротермальных изменений и имеет сильную намагниченность, которая формирует высокий отклик на магнитные аномалии при магнитных исследованиях. Магнитные данные с высоким разрешением были использованы для составления карты области минерализации.

Магнитная аномалия

Данные ТМІ показывают высокую магнитную аномалию с северо-западно-юго-восточным направлением (рис. 8 а). Магнитные данные очерчивают два основных рудных тела в северо-западной и юго-восточной частях исследуемой области (рис. 8b). Северо-западная аномалия рудного тела напоминает типичную аномалию средней северной магнитной широты: положительные значения в ее южной части и большие отрицательные значения в ее северной части. Напротив, юго-восточное рудное тело напоминает ожидаемую магнитную аномалию, типичную для магнитных экваториальных областей, отмеченную отрицательными значениями в его центральной части и низкими положительными значениями как в южной, так и в северной частях (рис. 8 а). Преобладание поведения в средних широтах связано с сильной остаточной намагниченностью и саморазмагничиванием. Данное исследование сосредоточено на северо-западной аномалии.

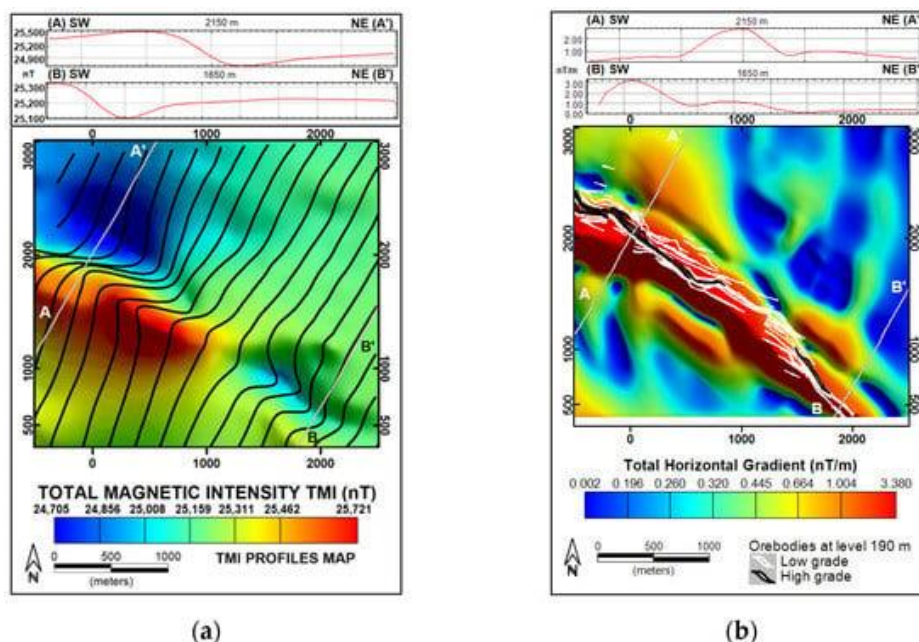


Рис. 8. (а) Наблюдаемые магнитные данные полного поля месторождения Фурнас. Общие профили магнитной интенсивности показаны над каждой линией полета черными линиями. Единицы в нТ. (б) Корреляция высокосортных > 0,6% меди (черные линии) и низкосортных от 0,2 до 0,6% меди (белые линии) рудных тел с общим горизонтальным градиентом аномального магнитного поля. Единицы измерения в нТ / м.

Частные производные первого и второго порядка данных ТМІ в направлениях X, Y и Z могут быть объединены несколькими способами для дальнейшего анализа магнитных данных. Современные методы обнаружения границ и оценки глубины до источника основаны на горизонтальных и вертикальных производных. Общий горизонтальный градиент показывает боковые границы источников аномалий и является одним из продуктов, который наилучшим образом очерчивает рудные тела, связанные с магнитным полем (рис. 8b).

Инверсия индуцированной намагниченности.

Была выполнена 3D-инверсия магнитных данных Furnas Southeast с помощью алгоритма, чтобы оценить эффективность индуцированной намагниченности в отсутствие геологических ограничений, специфичных для конкретного участка, и, таким образом, понять проблемы этого подхода. Этот алгоритм не учитывает проблему смещения магнитного отклика из областей источника, подверженных сильному остаточному намагничиванию и саморазмагничиванию.

Метод восстанавливает трехмерное распределение магнитной восприимчивости. Для выполнения инверсии использовали сетку с ячейками шириной 25 м в направлениях x и y и толщиной от 12,5 м у поверхности до 25 м в вертикальном направлении до глубины 780 м. Чтобы учесть любой региональный компонент, который может присутствовать в данных, были собраны ячейки заполнения, чтобы расширить сетку за пределы области данных во всех направлениях. Использовали 15 573 данных станций, чтобы получить в общей сложности 261 919 ячеек в окончательной модели.

Результаты инверсии данных были сопоставлены с моделью высокой магнитной восприимчивости (рис. 9). Результаты показывают небольшое совпадение в северо-западной глубокой части области, очень низкий отклик в центре и несовпадающий смещенный отклик в юго-западной части месторождения. Тем не менее, результаты частично коррелируют с известным магнитным телом. Отсутствие и несоответствие между восстановленной 3D-моделью эффективной восприимчивости и известным источником, связанным с магнетитом, подтверждает обсуждаемые ограничения использования индуцированной намагниченности 3D обратного моделирования физических свойств для месторождения.

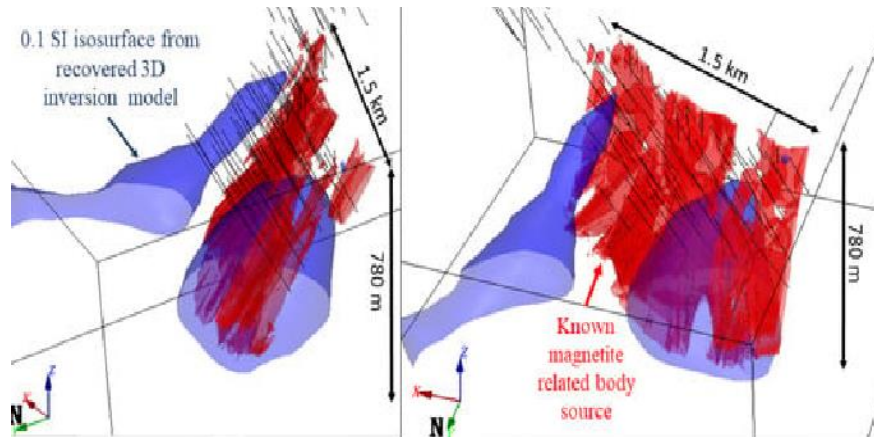


Рис. 9. Корреляция между изоповерхностью 0,1 SI из восстановленной 3D-модели инверсии намагниченности, выделенной синим цветом, и известным источником, связанным с магнетитом, из модели высокой магнитной восприимчивости.

Значительная остаточность и саморазмагничивание, присутствующие на месторождении и результирующее отклонение направления намагничивания серьезно ограничивают использование обычного процесса и процедур магнитной интерпретации, которые предполагают, что намагниченность в месте интерпретации имеет то же направление и значение, что и поле, вызывающее ток. Другое неверное предположение состоит в том, что намагниченность постоянна (по крайней мере, частично). Таким образом, методы инверсии магнитных данных, даже при локализованных и изолированных магнитных аномалиях, представляют большую проблему с точки зрения ее реального геологического значения.

4.2. Магнитная восприимчивость зон гидротермальных изменений.

Гидротермальные изменения структурно контролируются. Таким образом, месторождение состоит из нескольких тел сигмоидальной формы. Гидротермальные импульсные инъекции флюидов формируют зоны изменения магнетита в результате метасоматизма с несколькими магнитными источниками, которые приобрели остаточную намагниченность в разное время и имеют разные направления намагничивания.

Измерения магнитной восприимчивости были использованы для характеристики магнитного следа месторождения из-за наименьшего влияния остаточной намагниченности. Статистический анализ измеренных данных коррелирует с наблюдениями за литотипами керна. Две буровые скважины (48 и 125) были выбраны для отображения характерных следов магнитной восприимчивости, поскольку они наилучшим образом отражают литотипы и их минерализацию. Их отдельные керны (рис. 10 и 11) использовались для корреляции магнитной восприимчивости с литотипами и зонами гидротермальных изменений.

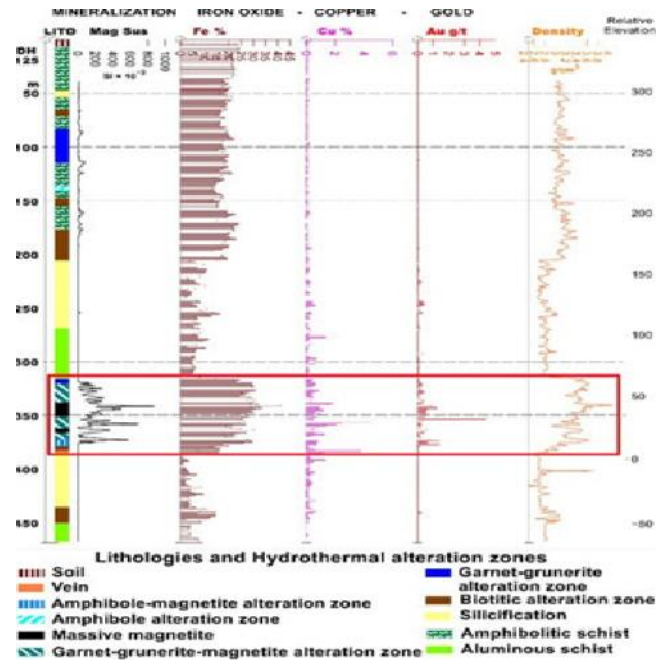


Рис. 10. Опробование скважины 125 со следами минерализации ЮСГ: гидротермальные изменения, магнитная восприимчивость в $\text{СИ} \times 10^{-3}$, геохимические анализы на содержание железа в процентах, содержание меди в процентах, золото в граммах на тонну и плотность в граммах на кубический сантиметр. Красный прямоугольник показывает корреляцию между минерализацией и магнитной восприимчивостью.

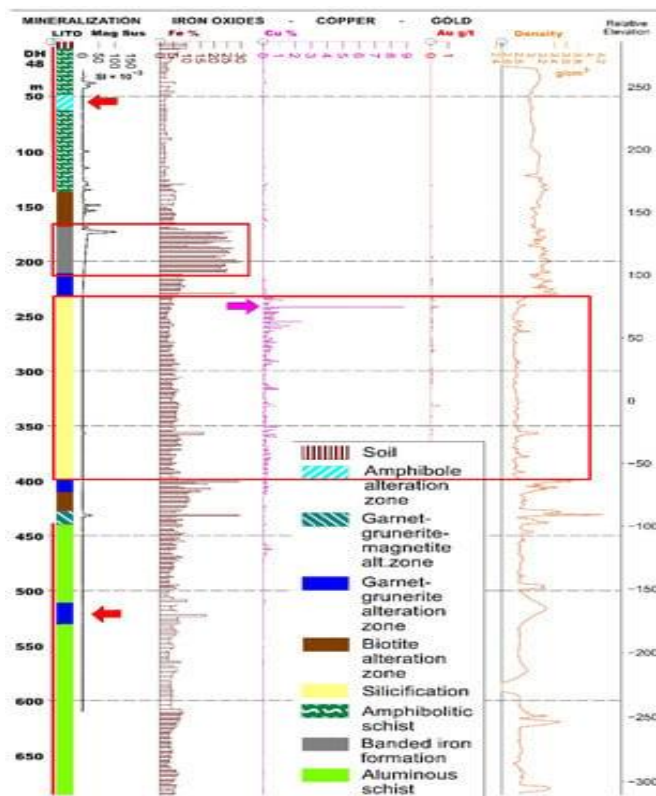


Рис. 11. Опробование скважины 48 с амфиболитовым сланцем сверху и глиноземистым сланцем у основания (красные полосы), в которых находится минерализованная зона. Маленький красный прямоугольник: глубина от 169 м до 211 м, следы полосчатого железного пласта с низкой магнитной восприимчивостью и высоким содержанием железа. Большой красный прямоугольник: глубина от 230 до 400 м, минерализованная зона с преобладанием окремнения. Красные стрелки: немагнитные зоны гидротермальных изменений, разрезающие вмещающие породы. Пурпурная стрелка: минерализация типа жилы с высоким содержанием кремния (9% меди).

Образцы из буровой скважины 125 показывают сильную корреляцию между литотипами, изменениями и магнитной восприимчивостью (рис. 10). Магнитные зоны с высокой минерализацией четко определены на глубине от 310 м до 380 м благодаря их высоким значениям магнитной восприимчивости (красная рамка на рис. 10). Этот магнитный след является основной зоной минерализации высокого качества на месторождении. Над этой зоной магнетита между глубинами 205 м и 270 м находится зона без магнитной восприимчивости, которая соответствует кремнисто-измененным породам с содержанием меди и Au, связанным с сульфидными жилами. Такое поведение можно наблюдать в диапазоне глубин от 380 до 440 м в другой минерализованной зоне окремнения с Cu (рис. 10).

Аналогичное поведение без магнитного отклика в кремниевой зоне было также обнаружено в данных для буровой скважины 48 с глубин от 230 м до 400 м (рис. 11, большой красный прямоугольник). Локально в этой зоне окремнения находится высокосортная (9% меди) минерализация жильного типа, показанная на глубине 240 м и выделенная пурпурной стрелкой. Красные стрелки показывают немагнитные зоны гидротермальных изменений, разрезающие вмещающие породы. На глубинах от 169 м до 211 м следы низкой магнитной восприимчивости и железа вмещающей породы полосчатого железного пласта показаны в маленьких красных квадратах. Вмещающие породы, амфиболитовый сланец (верх) и глиноземистый сланец (низ) показаны красными полосами (рис. 11).

Понимание основных минерализованных следов магнитной восприимчивости может помочь магнитным исследованиям в достижении успешной цели разведки.

Вмещающие породы

Медианами магнитной восприимчивости основных литотипов вмещающих пород являются глиноземистые сланцы ($1,8 \times 10^{-3}$ SI; рис. 12), амфиболитовые сланцы (8×10^{-3} SI), образование полосчатого железа (25×10^{-3} SI; рис. 13), монцогранит ($0,8 \times 10^{-3}$ SI) и кварцита ($0,6 \times 10^{-3}$ SI).



Рис. 12. Глиноземистый сланец. (а) Статистика и гистограммы измерений магнитной восприимчивости. (б) Изображение образцов керна.

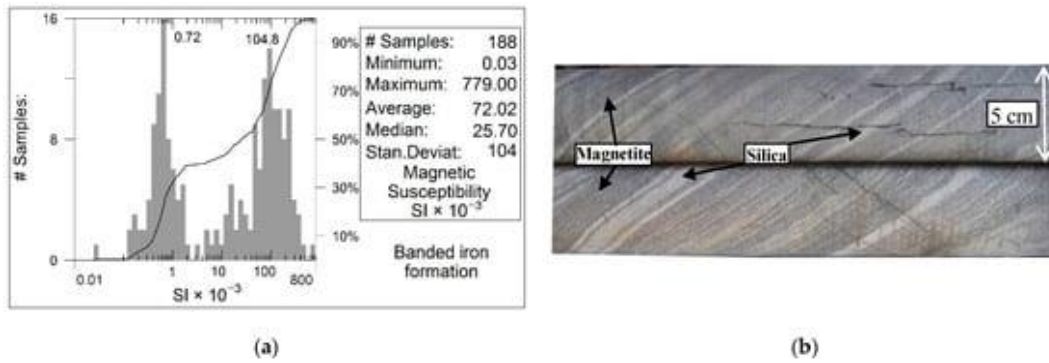


Рис. 13. Образование полосчатого железа. (а) Статистика и гистограмма измерений магнитной восприимчивости. (б) Изображение образцов керна.

На гистограмме восприимчивости вмещающих пород сланца мы можем видеть, что распределение является логарифмически нормальным распределением (рис. 12). Наблюдаемое среднее значение $1,8 \times 10^{-3}$ SI для глиноземистых сланцев хорошо коррелирует с типичными значениями магнитной восприимчивости для сланцев, которые составляют около $1,5 \times 10^{-3}$ SI. Буровая скважина 48 показывает амфиболитовый сланец в верхней части и глиноземистый сланец в основании минерализованной зоны (рис. 11).

Полосчатые железистые образования в основном встречаются в юго-восточной части исследуемой области. Статистический анализ измерений магнитной восприимчивости для этих пород представляет бимодальное распределение с высокими значениями, отражающими ферромагнитное поведение полос с магнетитом, пик которого составляет $104,8 \times 10^{-3}$ SI, тогда как более низкие значения отражают диамагнитное поведение полос кремнезема, пик которого составляет $0,72 \times 10^{-3}$ SI (рис. 13).

На буровой скважине 48 между глубинами 169 и 211 м можно наблюдать следы неминерализованной полосчатой железистой формации с преобладающим содержанием гематита и высокими значениями геохимии железа (рис. 11 в маленькой красной рамке). В начале этого интервала можно наблюдать реакцию восприимчивости, связанную с точечным присутствием магнетита (рис. 11).

Следы зон гидротермальных изменений.

Гранат, амфибол, биотит и хлорит являются основными фазами изменения силиката. Эти минералы обладают парамагнитным поведением, вызванным присутствием Fe^{2+} , Fe^{3+} или Mn^{3+} . В целом, преобладание этих парамагнитных минералов в зонах гидротермальных изменений сохраняет средние значения восприимчивости между 4×10^{-3} SI и 7×10^{-3} SI, а среднее значение между 23×10^{-3} SI и 77×10^{-3} SI. Немагнитные гидротермальные изменения разделены на пять зон: гранат-грюнерит со средним значением $7,07 \times 10^{-3}$ SI (рис. 14), амфибол со средним

значением $4,64 \times 10^{-3}$ SI, калий со средним значением $4,99 \times 10^{-3}$ SI (рис. 15), хлоризация со средним значением $5,23 \times 10^{-3}$ SI и окремнение со средним значением $0,60 \times 10^{-3}$ SI (рис. 16).

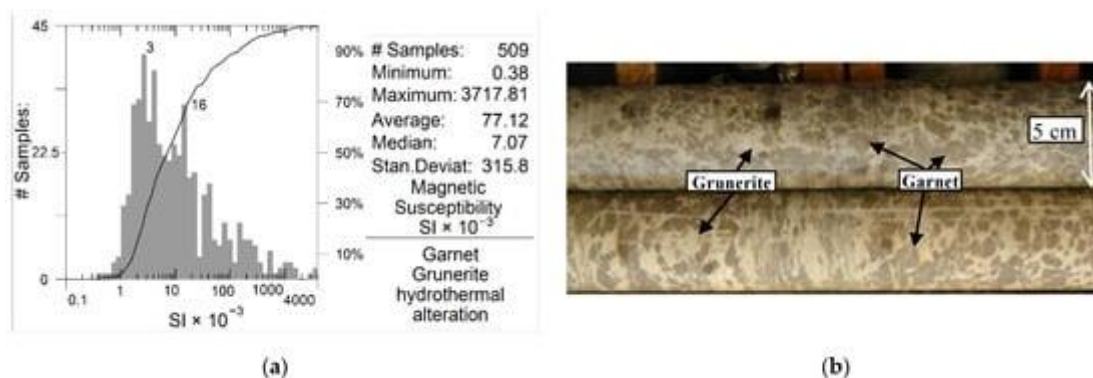


Рис. 14. Зона гидротермальных изменений граната-грюнерита. (а) Статистика и гистограммы измерений магнитной восприимчивости. (б) Изображение образцов керна.

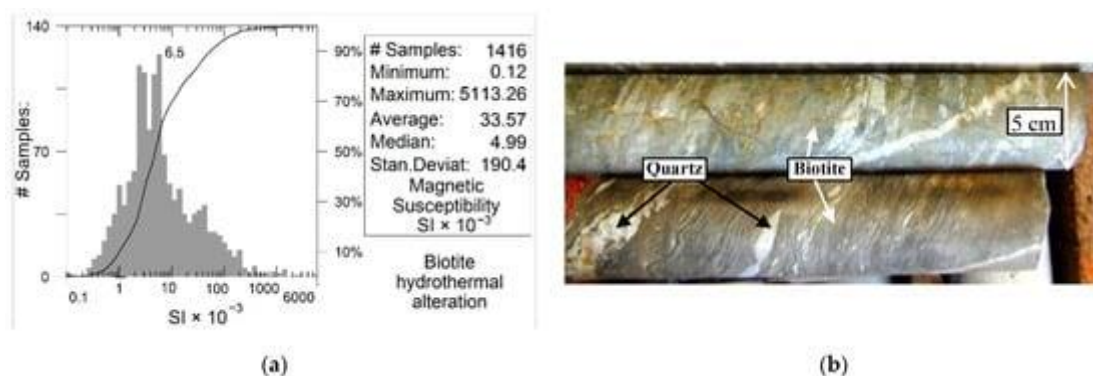


Рис. 15. Зона гидротермальных изменений калия. (а) Статистика и гистограммы измерений магнитной восприимчивости. (б) Изображение образцов керна.

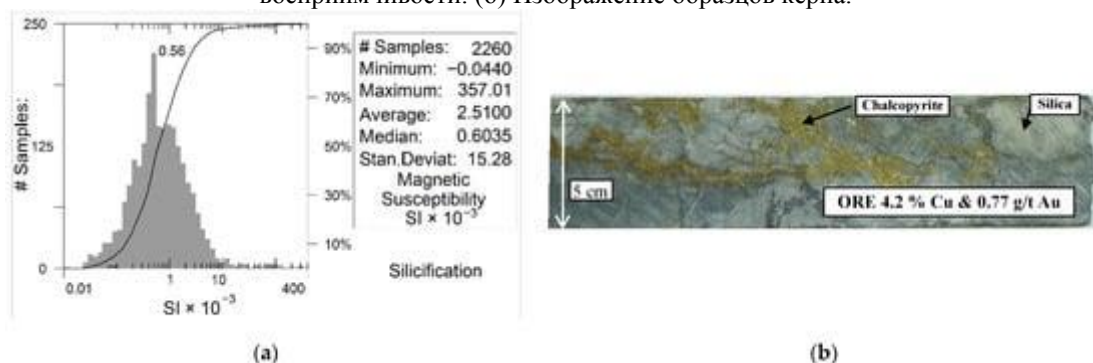


Рис. 16. Зона окремнения. (а) Статистика и гистограмма измерений магнитной восприимчивости. (б) Изображение образца керна.

Однако в пределах зон гидротермальных изменений наблюдается тенденция к более высоким значениям восприимчивости по сравнению с вмещающими породами, особенно в гранат-грюнеритовых и калиевых зонах. В их пределах максимальные значения достигают 3717×10^{-3} SI и 5113×10^{-3} SI соответственно и, вероятно, отражают магнетит, осажденный во время гидротермальных Ca-Fe- и K-Fe-типичных изменений систем ЮАА (рис. 14 и 15). Единственным исключением является изменение кремния. Некоторые силикаты могут выглядеть как ферромагнитные из-за примесей, таких как магнетит. В сложных

гидротермальных средах эти примеси являются обычным явлением. Эти минералы начинают проявлять остаточную активность и проявляют гистерезис. Биотит может быть как парамагнитным (если не изменен), так и ферромагнитным (если изменен). Кроме того, магнетит обычно встречается между плоскими пустотами биотитового и хлоритового слоев (рис. 15), а также в трещинах, связанных с этим типом изменений. Вместе эти явления объясняют более высокую наблюдаемую восприимчивость в измененных породах.

Зоны гидротермальных изменений гранат-грюнерит и амфибол имеют тесную связь с минерализованными зонами с низким и средним содержанием минералов. Это можно увидеть в буровой скважине 125, между глубинами от 83 м до 115 м (гранат-грюнерит), от 137 м до 142 м (амфибол) и от 316 м до 320 м (гранат-грюнерит) (рис. 10). Это также можно увидеть в буровой скважине 48, между глубинами от 211 м до 231 м и от 400 м до 411 м (гранат-грюнерит) (рис. 11). Магнитный след минерализованных гранат-грюнеритовых и амфиболовых зон гидротермальных изменений показывает низкие значения восприимчивости. В буровой скважине 48, между глубинами от 49 м до 63 м и от 510 м до 530 м (рис. 11, выделено красными стрелками), можем наблюдать немагнитные зоны гидротермальных изменений амфибола и гранат-грюнерита, разрезающие вмещающие породы, соответственно (рис. 11).

Следы зон гидротермальных изменений калия и хлоризации - это присутствие биотита и хлорита соответственно, которые могут быть или не быть связаны с минерализацией. В буровой скважине 125 (рис. 10) можем видеть, что на глубинах от 70 м до 75 м калийная зона не имеет минерализации, а на глубинах от 435 м до 449 м минерализация средней и высокой степени.

Единственным исключением поведения магнитной восприимчивости в зонах гидротермальных изменений является тип окремнения. Силицирование - это наложение, не связанное с основной стадией минерализации магнетита, связанной с Cu-Au. Это необычное поведение ЮСГ Карахаса, вероятно, связано с гидротермальными изменениями вмещающих пород кварцита в зонах сдвига. Поскольку кварц диамагнитен, ожидается, что он будет иметь отрицательные значения, как и наблюдалось, с минимальным значением $-0,04 \times 10^{-3}$ СИ. Гистограмма для типа кремниевых изменений показывает типичное логарифмически нормальное распределение со средним значением $0,6 \times 10^{-3}$ СИ, среднее значение $2,51 \times 10^{-3}$ СИ и максимальное значение 357×10^{-3} СИ (рис. 16).

Наличие парамагнитных минералов и инструментальные ограничения для измерения отрицательных значений оправдывают низкие значения положительной восприимчивости. Обилие окремнения в буровых ядрах тесно связано с минерализацией от низкой до высокой степени (рис. 10 и 11). Однако во многих местах это также может быть связано с чрезвычайно

высокой минерализацией с содержанием меди до 9% (на рис. 11 пурпурной стрелкой выделена глубина 241 м) из-за наличия жил и брекчий (см. рис. 16).

Следы магнитных зон гидротермальных изменений.

Магнетит является наиболее распространенным ферромагнитным минералом в зонах гидротермальных изменений и имеет высокие значения восприимчивости. Средние значения магнитной восприимчивости уменьшаются от массивной зоны изменений магнетита с 855×10^{-3} SI (рис. 17 ab) до зоны изменений граната-грюнерита-магнетита с 395×10^{-3} SI (рис. 17 cd) и амфибол-магнетита зона изменений с 269×10^{-3} SI (рис. 17 ef). Среди зон, богатых магнетитом, средние значения восприимчивости составляют 1896×10^{-3} для массивной зоны магнетита (рис. 17 a), 1446×10^{-3} для зоны амфибол-магнетит (рис. 17 e) и 1280×10^{-3} для зоны гранат-грюнерит-магнетит (рис. 17 c). Как медиана, так и среднее значение согласуются с наблюдениями за образцами керна, которые показывают, что массивная зона гидротермальных изменений магнетита имеет более высокое содержание магнетита, чем зоны гранат-грюнерит-магнетит и амфибол-магнетит (рис. 10).

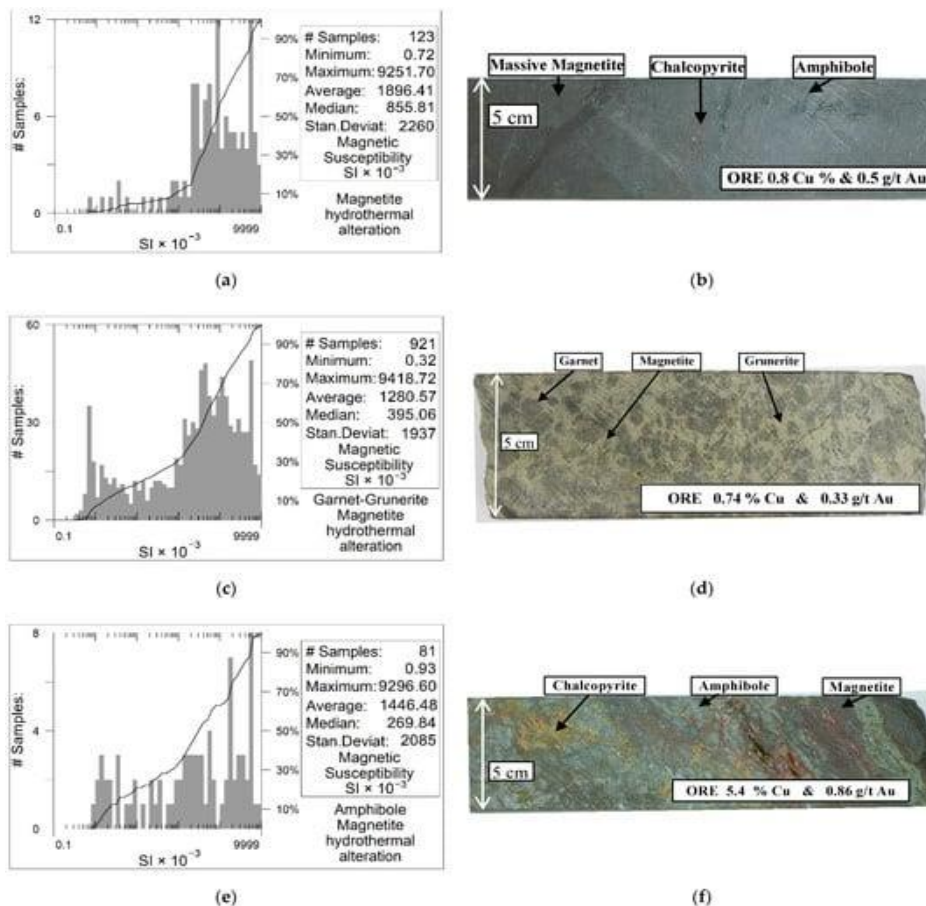


Рис. 17. (a, c, e) Статистика и гистограммы измерений магнитной восприимчивости для типов с богатыми изменениями магнетита. (b, d, f) Изображения образцов керна с богатыми типами изменений магнетита. (a, b) Массивная зона гидротермальных изменений магнетита. (c, d) Зона гидротермальных изменений гранат-грюнерит-магнетит. (e, f) Зона гидротермальных изменений амфибол-магнетит.

На гистограмме массивной зоны изменения магнетита наблюдается концентрация восприимчивости с высокими значениями около 800×10^{-3} SI, что близко к медиане 855×10^{-3} SI и отражает преобладание магнетита (рис. 17 а).

На гистограмме зоны изменений гранат-грюнерит-магнетит распределение становится более сложным. Он показывает две популяции значений восприимчивости. Наиболее ценная популяция представляет собой массивный след магнетита. Население с низким значением имеет значительную концентрацию парамагнитных минералов, таких как грюнерит и гранат (рис. 17 с).

Гистограмма зоны изменений амфибол-магнетит показывает, что значения очень широко распределены, что является результатом большего присутствия минералов амфиболового типа и высоких значений, связанных с присутствием магнетита (рис. 17 е).

Это изменение от высоких до средних и низких значений наблюдалось в ядрах буровых скважин, где зоны гранат-грюнеритовых и амфиболовых изменений постоянно изменяются из-за поступления магнетита, что приводит к большим колебаниям в измерениях восприимчивости (рис. 10).

Изменение гранат-грюнерит-магнетит встречается с большим обилием по сравнению с зонами изменения амфибол-магнетит. Кроме того, изменение гранат-грюнерит-магнетит имеет более высокую корреляцию с массивной зоной магнетита (рис. 10).

Описательно, отличить образования полосчатого железа от зоны гидротермальных изменений магнетита в ядре становится сложнее, когда присутствуют магнетитовые и кремниевые полосы. Однако при сравнении значений восприимчивости эта разница легко заметна. Между глубинами от 310 м до 380 м в буровой скважине 125 (рис. 10), зона гидротермальных изменений магнетита характеризуется значительным увеличением значений магнитной восприимчивости, железа, меди, золота и плотности по сравнению с полосчатым железистым пластом в скважине 48 между глубинами от 169 м до 211 м (рис. 11). Полосчатые железистые образования не минерализованы и обычно имеют низкие значения восприимчивости, содержания железа и плотности по сравнению с зоной гидротермальных изменений магнетита. Это различие можно наблюдать, если посмотреть на средние значения, которые составляют 182×10^{-3} СИ для образования полосчатого железа (рис. 13) и 855×10^{-3} SI для массивной зоны гидротермальных изменений магнетита (рис. 17 а). Среднее значение образования полосчатого железа низкое, даже по сравнению с медианами гранат-грюнерит-магнетита (395×10^{-3} SI; рис. 17 с) и амфибол-магнетита (269×10^{-3} SI; рис. 17 е) зоны гидротермальных изменений.

Множественные зоны гидротермальных изменений, следы магнитной восприимчивости.

В таблице 1 приведены значения магнитной восприимчивости, коррелирующие с литотипами и их минералогией. Высокие средние значения (от 25 до 855×10^{-3} СИ) относятся к литотипам, содержащим ферромагнитные минералы; в данном случае магнетит. Самые высокие значения связаны с массивным магнетитом в зонах гидротермальных изменений (855×10^{-3} СИ). Наблюдаются дополнительные высокие значения в гранат-грюнерит-магнетитовых и амфибол-магнетитовых измененных породах (395 и 269×10^{-3} СИ соответственно). Высокие значения наблюдаются в некоторых неизмененных породах, таких как полосчатые железистые образования (25×10^{-3} СИ). Промежуточные средние значения (от 1,8 до $8,8 \times 10^{-3}$ СИ) являются репрезентативными для зон гидротермальных изменений гранат-грюнерит, амфибол, хлорит и биотит, вероятно, из-за более парамагнитного присутствия минералов, в отличие от ферромагнитного магнетита. Кроме того, литотипы амфиболитовых и глиноземистых сланцев (вмещающие породы) также имеют промежуточные значения. Самые низкие средние значения (от 0,6 до $0,8 \times 10^{-3}$ СИ), отрицательные минимальные значения ($-0,04 \times 10^{-3}$ СИ), коррелируют с литотипами гранита и кварцита, а также с типом изменений кремния. Это было интерпретировано как вызванное обилием парамагнитных и диамагнитных минералов (табл. 1).

Табл. 1. Статистика магнитной восприимчивости ($SI \times 10^{-3}$), связанная с минералогией, литотипами и зонами гидротермальных изменений. Преобладающие сопутствующие минералы имеют тот же цвет, что и классы магнитных минералов, и их репрезентативные значения магнитной восприимчивости.
Med: медиана, Min: минимум, Max: максимум.

	Lithotypes	Alteration Type	Mineralogy (Petrography)	Med	Min	Max
Ferrimagnetic	Massive magnetite hydrothermal alteration	Magnetite (Fe)	Magnetite \pm amphibole (grunerite, actinolite, hornblende = hastingsite) \pm quartz	855	0.72	9251
	Garnet-grunerite-magnetite hydrothermal alteration	Calcic-magnetite (Ca-Fe)	Garnet (almandine), amphibole (grunerite), magnetite \pm biotite \pm chlorite	395	0.32	9418
	Amphibole-magnetite hydrothermal alteration	Sodic-calcic-magnetite (Na-Ca-Fe)	Amphibole (actinolite), magnetite \pm garnet \pm quartz \pm biotite \pm chlorite	269	0.93	9296
	Banded iron formation	Host rock	Magnetite, silica	25.7	0.03	779
Paramagnetic	Garnet-grunerite hydrothermal alteration	Calcic (Ca)	Garnet (almandine), amphibole (grunerite) \pm quartz \pm chlorite \pm biotite	7	0.38	3717
	Amphibole hydrothermal alteration	Sodic-calcic (Na-Ca)	Amphibole (actinolite) \pm quartz \pm biotite \pm chlorite	4.64	0.51	1618
	Chlorite alteration	Chloritization (Chl)	Chlorite	5.23	0.61	1488
	Biotite hydrothermal alteration	Potassic (K)	Biotite, quartz, plagioclase, phengite \pm garnet	4.9	0.12	5113
	Amphibolitic schist	Host rock	Amphibole (grunerite), quartz \pm hornblende = hastingsite	8.84	0.27	4026
	Aluminous schist	Host rock	Quartz, biotite, sericite, andalusite, staurolite, silimanite \pm garnet \pm chlorite	1.8	-0.003	155
Diamagnetic	Monzogranite	Host rock	Quartz, plagioclase, microcline, biotite, chlorite (\pm pegmatites, granophyres)	0.83	0.19	99
	Quartzite	Host rock	Quartz \pm sericite	0.6	-0.03	2.9
	Silicification	Silicic (Si)	Silica, sericite	0.6	-0.04	357

4.3. Интерпретация следов магнитной восприимчивости.

Сложность месторождений ЮСГ в регионе Карахас создает проблему для создания геофизической модели поисков из-за структурного контроля, множественных зон гидротермальных изменений, текстуры руд, глубины формирования, остаточного содержания, размагничивания и низкой магнитной широты.

Наличие обширных буровых кернов из программы геологической оценки стимулировало попытки найти другую модель для этого месторождения ЮСГ, основанную исключительно на прямых измерениях магнитной восприимчивости и их следах.

Таким образом, был разработан альтернативный подход к получению геологической 3D-модели физических свойств для месторождения Фурнас. Во-первых, был разработан эффективный метод обширных измерений, Во-вторых, статистические анализы, предоставили все основы для пространственной характеристики месторождения, основанной исключительно на этом свойстве.

С учетом преобладающего содержания минералов с измерениями магнитной восприимчивости, сравнили все литотипы и зоны гидротермальных изменений с магнитной восприимчивостью на прямоугольном графике, чтобы определить три основных ферромагнитных, парамагнитных и диамагнитных следов. Синтез показывает поведение магнитной восприимчивости различных пород и типов изменений (рис. 18).

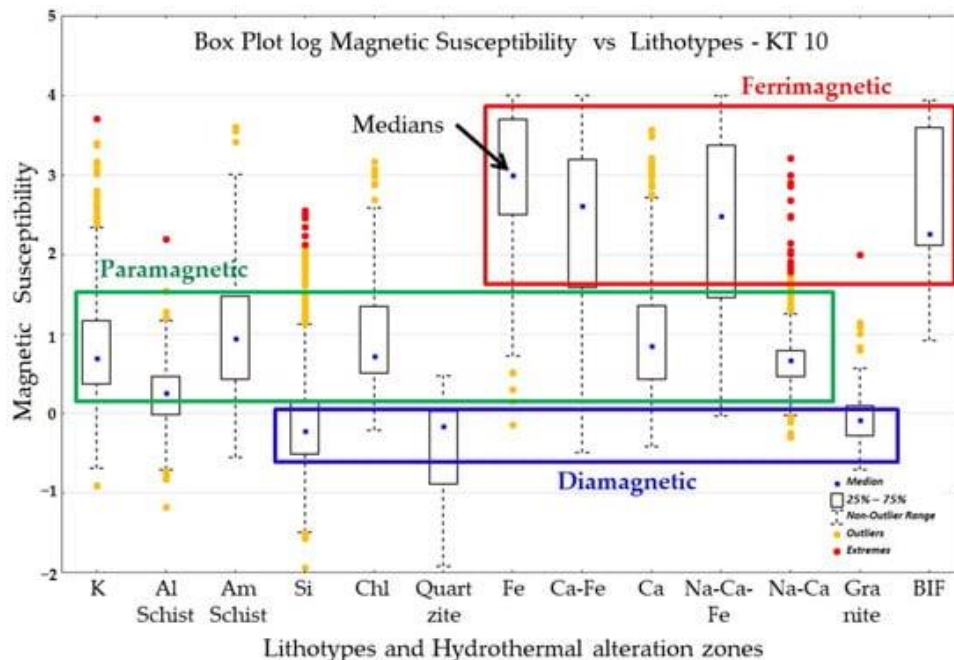


Рис. 18. График магнитной восприимчивости (SI) в зависимости от литотипов со значениями, полученными с помощью высокочувствительного измерителя восприимчивости (КТ-10). Доминирование ферримагнитных, парамагнитных и диамагнитных минералов представлено красным, зеленым и синим прямоугольниками соответственно. К = калийный, Al = глиноземистый, Am = амфиболитовый, Si = окремнение, Chl = хлоритизация, Fe = трехвалентный, Ca = кальциевый, Na = натриевый, BIF = образование полосчатого железа.

Изучение диапазона трех основных ферромагнитных, парамагнитных и диамагнитных следов, а также пространственного положения измерений в буровых скважинах, важно для следующего этапа исследования, которым является трехмерное моделирование месторождения.

4.4. 3D-моделирование магнитной восприимчивости.

Тщательное расположение в пространстве собранных определений позволило создать наилучшую возможную пространственную модель для минерализации ЮСГ и сопровождающих гидротермальных изменений. Ее пространственное положение и поведение могут помочь понять особенности локализации оруденения.

Разделили подпространство измерений с географической привязкой на 5 м кубических ячеек и интерполировали с использованием 3D-алгоритма кригинга. Направление залегания месторождения составляет 60° СШ (азимут 300°). В поперечном направлении собирается большая часть использованных образцов. Чтобы учесть эти разные направления плотности образцов, была использована весовая функция для нормализации этого эффекта.

Для определения наилучшего отсечения рассчитали среднее значение медиан ферромагнитных гидротермальных изменений с конечным значением 506×10^{-3} СИ ($855+395+269=1519/3=506$). Используя это, определили физическую 3D-модель, включающую вмещающие породы и зоны гидротермальных изменений с преобладающими следами диамагнитных и парамагнитных минералов со значениями менее 500×10^{-3} СИ для высокочувствительного оборудования (КТ-10) и значениями ниже 60×10^{-3} СИ для значений, измеренных с помощью низкочувствительного оборудования (КТ-9) (рис. 19). В 3D-модели магнитной восприимчивости, включая зоны гидротермальных изменений с преобладающими следами ферромагнитных минералов, значения превышают 500×10^{-3} СИ для высокочувствительного оборудования (КТ-10) и превышают 60×10^{-3} СИ для тех, которые измерены с помощью оборудования с низкой чувствительностью (КТ-9) (рисб 19). Эти значения были выбраны из статистического анализа. Две огибающие поверхности разного оборудования связывали значения восприимчивости, превышающие пороговые значения для обоих случаев. Они дополняют друг друга из-за различного распределения буровых скважин, использованных при измерениях (рис. 6). Важно подчеркнуть, что модель восприимчивости отражает только северо-западную часть исследуемой области, где расположены изученные буровые скважины (рис. 6).

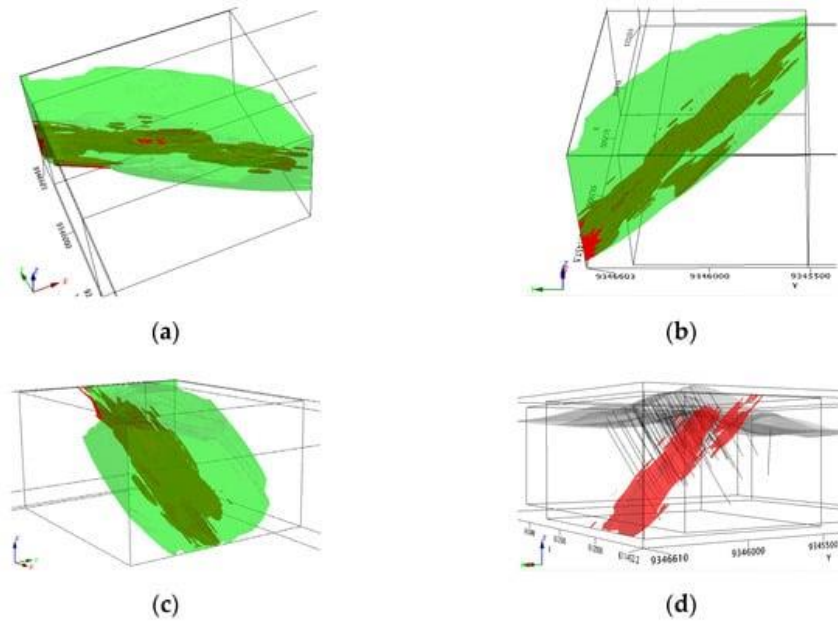


Рис. 19. 3D модели магнитной восприимчивости интерполированы с использованием 3D-алгоритма Кригинга. Красная модель включает зоны гидротермальных изменений с преобладающими значениями следов ферромагнитных минералов, превышающими 500×10^{-3} SI для высокочувствительного оборудования (КТ-10), и значениями, превышающими 60×10^{-3} SI для тех, которые измерены с помощью низкочувствительного оборудования (КТ-9). Зеленая модель включает вмещающие породы и зоны гидротермальных изменений с преобладающими следами диамагнитных и парамагнитных минералов с меньшими значениями. 3D-кригинг с 5-метровыми кубическими ячейками. (а) Вид сверху от ЮЗ до СЗ. (б) Вид от И до З. (в) Вид от ЮВ до СЗ. (г) Вид с СЗ на ЮВ.

Эта модель зависимости магнитной восприимчивости от концентрации руды показывает прямую корреляцию между зонами гидротермальных изменений магнетита, представленными высокими значениями магнитной восприимчивости (огнивая значений, превышающих 500×10^{-3} SI) (рис. 20 а), и рудными телами со значениями выше 0,6% меди (рис. 20 б). Однако изменение Si представлено низкими значениями магнитной восприимчивости и скрывает магнитное изменение Fe. Продолжение интерполяции в глубину может предложить основную интерпретируемую тенденцию оруденения (рис. 20 а). Разница может наблюдаться между разрезами (рис. 20б) от минерализованных зон, которые возникают на гребне, тогда как в модели (рис. 20а) магнитная зона проецирует поверхность вниз по склону к ЮЗ. Эти различия можно объяснить отсутствием измерений выветрившегося латеритного профиля и тенденции алгоритма интерполяции.

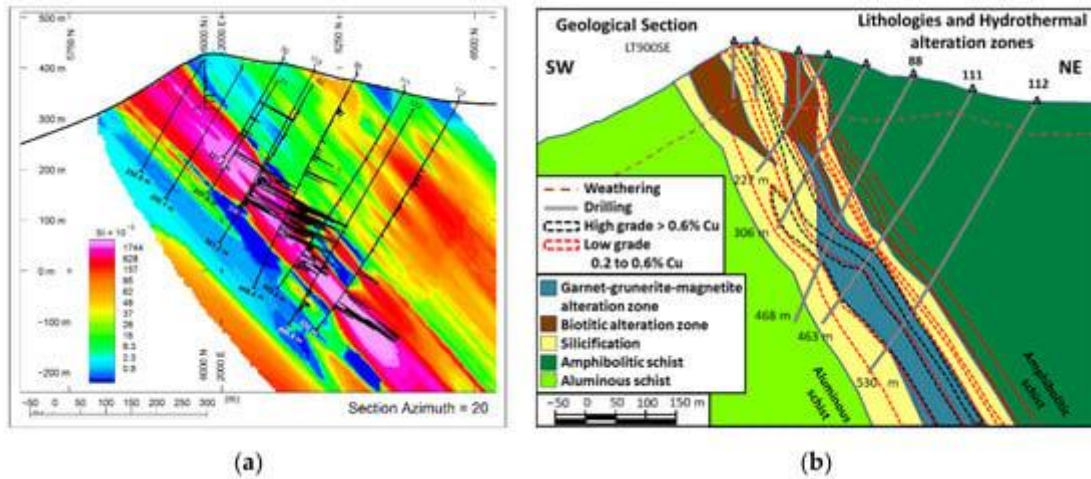


Рис. 20. Корреляция между (а) моделью магнитной восприимчивости, измеренной на буровых кернах (профили черных линий вдоль линий буровых скважин). (б) Рудные тела со значениями выше 0,6% меди (пунктирные черные линии), в геологическом разрезе с зонами гидротермальных изменений и минерализованными зонами. Расположение участков показано на рис. 3 и рис. 6.

Простирание и падение 3D-модели магнитной восприимчивости хорошо согласуются с 3D-моделью руды, полученной в результате бурения. Сравнение модели восприимчивости с низкосортной (от 0,2 до 0,6% Cu; рис. 21 а) и высокосортной (пороговый предел > 0,6% Cu; рис. 21 б) рудной моделью из 69 буровых скважин показывает отличную корреляцию.

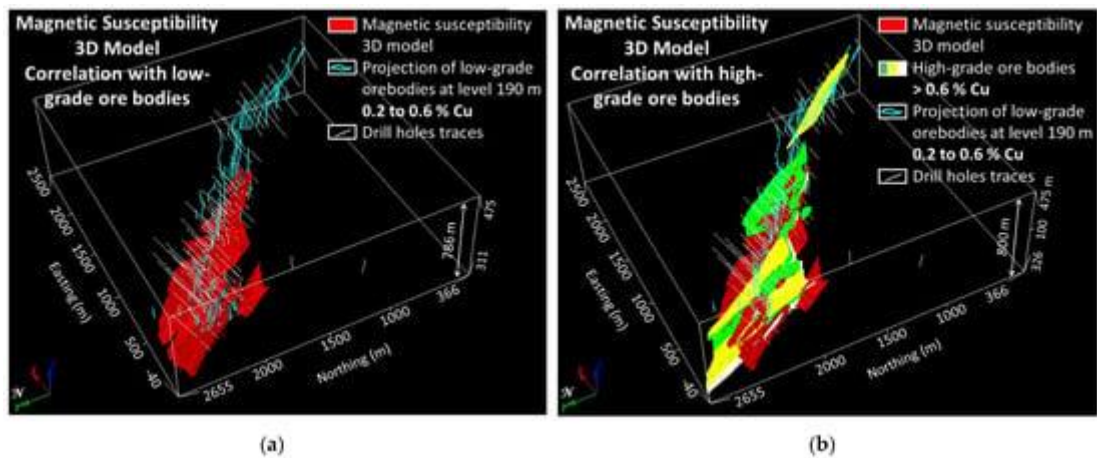


Рис. 21. (а) Корреляция трехмерной модели магнитной восприимчивости с проекцией рудных тел с низким содержанием меди (от 0,2 до 0,6% меди) на уровне 190 м. (б) Корреляция трехмерной модели магнитной восприимчивости с рудными телами с высоким содержанием меди (пороговый предел руды более 0,6% меди). Изоповерхностный срез 3D модели магнитной восприимчивости с преобладающими следами ферромагнитных минералов показывает значения, превышающие 500×10^{-3} СИ для высокочувствительного оборудования (КТ-10), и значения, превышающие 60×10^{-3} СИ для оборудования с низкой чувствительностью (КТ-9).

5. Выводы.

Комплексная петрофизическая характеристика и геолого-геофизические интерпретации, представленные в этом исследовании, полезны для:

(1) характеристики следов магнитной восприимчивости рудных зон и зон гидротермальных изменений, поскольку магнетит играет важную роль в процессе формирования минерализации;

(2) количественная помощь в корреляции и геологической интерпретации минерализованных литотипов;

(3) количественная поддержка в интерпретации геологических и рудных моделей;

(4) улучшение и подтверждение использования магнитных съемок и геофизического оборудования в поисковых целях;

(5) обеспечение инверсии магнитных данных - предварительной информации, применяемой к программам поисков ранних стадий и

(6) использование буровых кернов при разведочных работах.

На месторождении Фурнас зоны массивных магнетитовых, гранат-грюнерит-магнетитовых и амфибол-магнетитовых гидротермальных изменений являются наиболее важными из-за их прямой связи с сульфидами - халькопиритом и борнитом (оруденение с содержаниями меди выше 0,6%). Статистические анализы указывают на сильный контраст между магнитными и немагнитными зонами гидротермальных изменений.

Полученные результаты позволяют отделить преобладающие диамагнитные (медиана от 0,0006 до 0,00083 SI) и парамагнитные (медиана от 0,0018 до 0,0088 SI) от ферромагнитных (медиана от 0,269 до 0,855 SI) следов для построения 3D-модели с их распределением, которая отслеживает границы оруденения.

Этот подход является недорогим методом для программ поисков месторождений IOCG как начальных стадий, так и для разведки и разработки выявленных объектов.

ПРИМЕНЕНИЕ ДДЗ И МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ
ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ
ПОДИФОРМНЫХ (АЛЬПИНОТИПНЫХ) М-НИЙ ХРОМИТОВ
(офиолитовой комплекс Сабзевар, СВ Иран) [1].

1. Введение

Офиолиты представляют собой фрагменты океанической коры и верхней мантии, которые были тектонически перенесены на континенты во время орогенных событий. Офиолитовые комплексы обычно обнажаются вдоль структурных швов и могут быть использованы для реконструкции палео-геодинамических событий. В них локализуются различные месторождения ПИ, в том числе подиформные хромитовые месторождения (PCD), которые представляют собой небольшие рудные тела, неравномерно распределенные в ультраосновном разрезе офиолитового комплекса. PCD были обнаружены в и вне срединно-океанических хребтов или в надсубдукционных тектонических условиях. Большинство из них обнаружено вблизи переходной зоны мантии и коры, в пределах ультрамафитов (в основном дунитов) офиолитовой толщи и на контакте верхних кумулятивных зон.

Поисковые методы PCD имеют ряд сложностей, обусловленных небольшими размерами хромитовых тел, физическим сходством с вмещающими породами, структурными особенностями и др. Большинство PCD выявлялись в том числе геоморфологически из-за устойчивости рудных тел к выветриванию по сравнению с серпентинизированными вмещающими породами. Однако это не работает для скрытых рудных тел. Вокруг слепых месторождений также редко фиксируются геохимические ореолы. В настоящее время не существует универсальной поисковой модели для обнаружения PCD. Наиболее успешны интегрированные методы - комбинация геологических, гравитационных, магнитных и электромагнитных исследований.

Данные дистанционного зондирования (ДДЗ) доказали свои возможности в поисковых целях посредством картирования зон гидротермальных изменений, структур и литологий, связанных с различным оруденением. Большая часть усилий по дистанционным поискам PCD была сосредоточена на литологическом картировании офиолитов с использованием традиционных методов, включая нормирование полос, анализ главных компонент (РСА) и методы спектрального преобразования. В некоторых случаях были использованы методы машинного обучения для дифференциации вмещающих литологических единиц. В целом, учитывая пространственное разрешение почти всех доступных спутниковых данных по сравнению с размерами хромитовых тел, прямое обнаружение PCD редко возможно.

В тоже время, с появлением беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) был разработан комплекс методик, помогающих при геологическом картировании и поисках. Мультиспектральная фотограмметрия с БПЛА со сверхвысоким разрешением (3-5 см), эффективна для точного геологического картирования, характеристики массивов горных пород, литологической классификации, структурного анализа, полуавтоматического выделения линеаментов, в т. ч. рудных жил.

Настоящее исследование направлено на комплексирование ДДЗ с БПЛА, спутниковым дистанционным зондированием, полевыми заверочными данными, а также аналитическими и минералого-геохимическими характеристиками.

Этот подход был применен для офиолитового комплекса Сабзевар (СВ Иран) – района с эрозионным рельефом с использованием многоступенчатого метод исследований:

(1) картирование литологических комплексов (серпентинизированных ультраосновных пород), потенциально содержащих хромитовую минерализацию на основе спутникового дистанционного зондирования;

(2) получение ортомозаики RGB со сверхвысоким разрешением в результате картирования с БПЛА для ручного выделения геологических единиц и структур;

(3) применение метода опорных векторов для выявления перидотитов с переменным диапазоном серпентинизации и серпентинизированных дунитов;

(4) полевая заверка полученных данных вместе с аналитическими и микроскопическими анализами;

(5) составление карты перспектив по поискам РСД.

2. Геологический фон.

Нынешняя геологическая конфигурация Ирана является результатом нескольких геодинамических процессов, которые действовали с палеозоя. Среди наиболее важных, закрытие океанов Палеотетиса и Неотетиса и последующая аккреция фрагментов Гондваны (киммерийских блоков) на ЮЗ фланге Азиатской плиты с локализацией офиолитовых комплексов. В офиолитовом комплексе Сабзевар, простирающемся более чем на 400 км, находятся несколько известных хромитовых залежей (рис. 1).

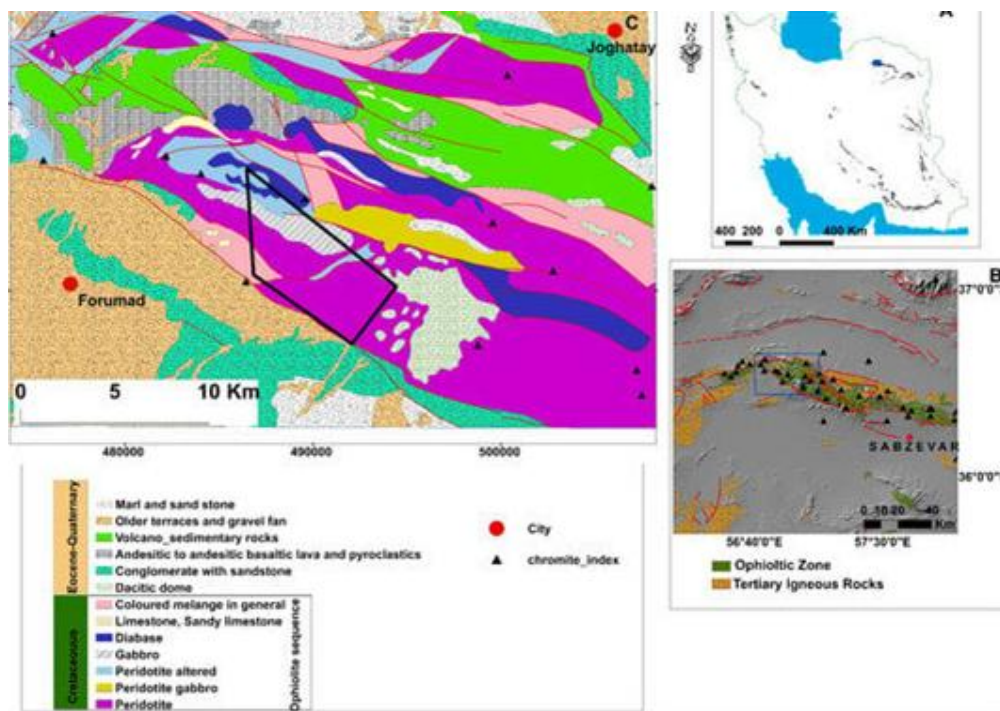


Рис. 1. Область исследований. Черные треугольники - известные проявления хромита. Черный многоугольник - область съемки, где проводились БПЛА и геологическое картирование.

Офиолиты Сабзеvara демонстрируют типичный океанический тектонический меланж, представляющий полный разрез, содержащий все породы, характерные для офиолитовой последовательности. В меланже офиолитов Сабзеvara литологические единицы и формации можно сначала разделить на пре- (поздний мел-ранний палеоцен) и постофиолитовую последовательность (от эоцена до плио-четвертичной дуги). Мантийные перидотиты, кумулятивные ультрамафиты, габбро, диабазовые дайки, а также вулканические, осадочные и метаморфические породы составляют офиолитовую толщу. Мантийные перидотиты, в том числе лерцолит, гарцбургит, дунит и серпентинит, являются преобладающим типом пород в офиолите Сабзеvar. Все литологии в мантийном разрезе разрезаны множеством диабазов, пегматитовых габбро, микрогаббро и амфиболитовых даек. Руды обнаружены как с низким, так и с высоким содержанием Cr, что предполагает кристаллизацию хромитов из ранних расплавов типа MORB, а затем бейнитного типа. Разрез офиолита Сабзеvar включает также кумулятивные перидотиты, габброидные породы и плагиограниты. Габброидные породы в основном встречаются в виде изолированных обнажений и подразделяются на изотропные и с пегматитовыми линзами в мантийных гарцбургитах и слоистых габбро/габбронориты/лейкогаббро. Диабазовые дайки встречаются как в виде изолированных тел, так и в виде слоистых комплексов. Экструзивная толща офиолита Сабзеvar состоит из подушкообразных лав и пластовых потоков, прослоенных океаническим пелагическим

известняком и вулканогенно-осадочными породами. Геохронологические данные показывают позднемеловой возраст формирования.

3. Материалы и методы.

3.1. Поисковая модель.

Выбор поисковой модели опирается на три предположения:

- (1) полное покрытие хромитовых тел дунитовым слоем, что является широко распространенным явлением, хотя и не все дуниты содержат минерализацию;
- (2) размещение значительной доли рудных тел в пределах или вблизи (~1 км) границы Мохо или переходной зоны между вышележащими кумулятивными и нижележащими тектонизированными зонами офиолитовых последовательностей;
- (3) существование тесной пространственной связи оруденения с мафитовыми дайками, внедренными в серпентинизированные перидотиты, состав которых варьирует от габбро до пироксенита.

С учетом этих ограничений использовали многоступенчатую методику, схематично изображенную на рисунке 2.

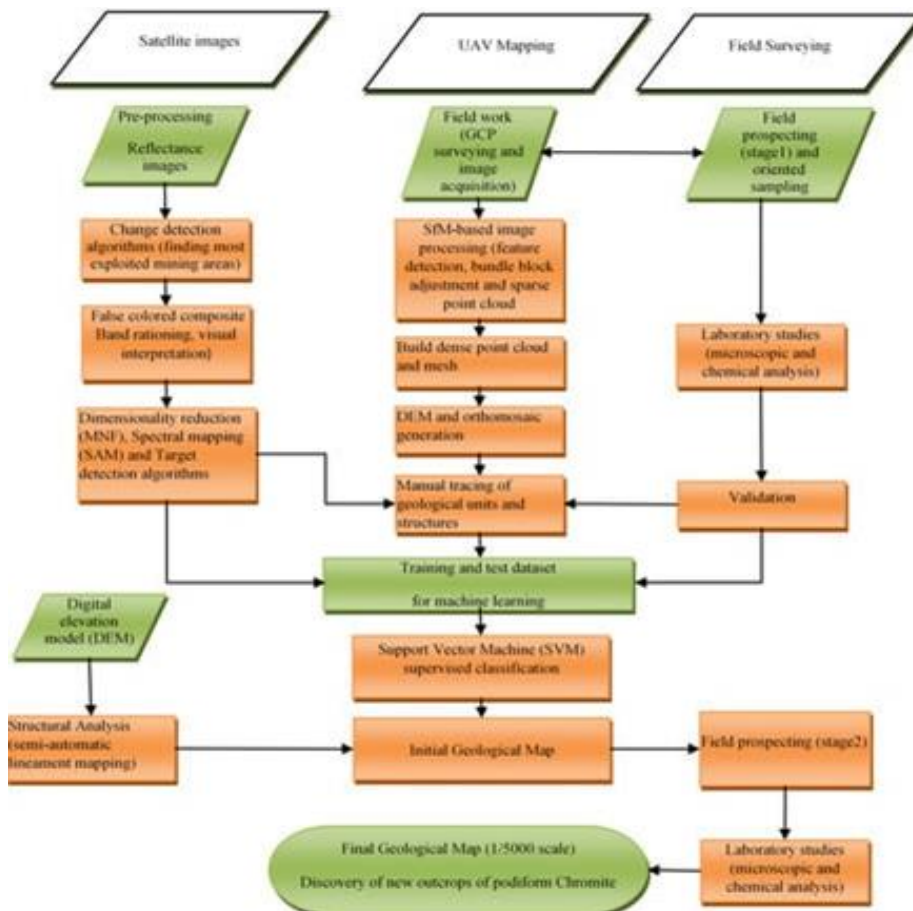


Рис. 2. Блок-схема этапов обработки, включая спутниковое ДЗ, картографирование с БПЛА и полевую заверку.

Весь процесс был разделен на шесть этапов, а именно: (1) обработка спутниковых данных с нескольких датчиков, включая временные изменения за последние 35 лет; (2) обнаружение цели с использованием данных хромитовых карьеров в качестве эталонных объектов; (3) спектральная идентификация хромита и сопутствующих минералов; (4) картирование и обработка данных с БПЛА; (5) интерпретация различных литологических единиц, полевая заверка, отбор проб и аналитика; (6) диагностика с помощью машинного алгоритма опорных векторов (SVM), оценка точности полученных результатов и составление итоговой карты поисковых критериев и признаков хромитов.

3.2. Спутниковое дистанционное зондирование.

Данные и характеристики датчиков.

Было использованы спутниковые снимки с различных платформ, включая Aster, Landsat series и Sentinel-2. Три безоблачных сцены были загружены с разных датчиков миссии Landsat - тематический картограф TM, улучшенный тематический картограф, ETM+ и Landsat 8, LC8. Были использованы 14-полосные данные ASTER Level 1B, расширенные 11 диапазонов в коротковолновой инфракрасной области (SWIR) и тепловолновой инфракрасной области (TIR). Мультиспектральный прибор Sentinel-2 (MSI) на данный момент обеспечивает самое высокое разрешение среди спутниковых изображений с 13 спектральными диапазонами от видимого ближнего инфракрасного диапазона (VNIR) до длин волн SWIR, пространственным разрешением от 10 до 20 м и тремя полосами с пространственным разрешением 60 м для использования в атмосферной коррекции. Использованное безоблачное изображение Sentinel-2B представляло собой продукт с коэффициентом отражения верхнего слоя атмосферы (TOA) уровня 1C (100 км×100 км). Характеристики датчиков и области длин волн приведены на рисунке 3.

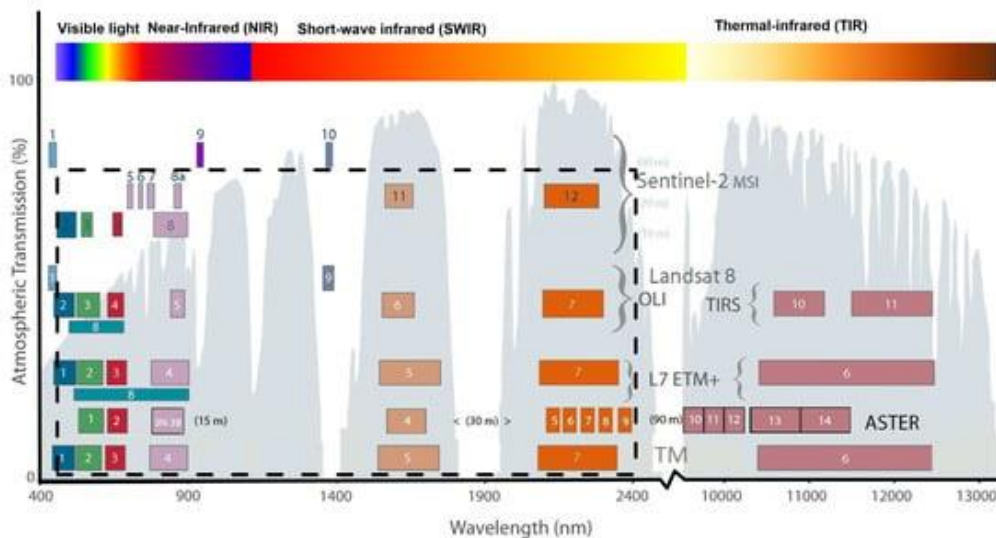


Рис. 3. Сравнение использованных спутниковых изображений и их полос (пунктирный прямоугольник).

Предварительная обработка.

Все спутниковые снимки были привязаны к северной проекции UTM zone 40 с использованием базы данных WGS84. Для обработки использовались различные программные пакеты, включая ENVI версии 5.3 и ArcGIS версии 10.8, а также PCI Geomatica (версия 2015, PCI Geomatics, Маркхэм, Онтарио, Канада).

Продукты изображений Landsat не нуждались в дальнейшей коррекции. Данные Sentinel-2 включали радиометрическую коррекцию наряду с ортотрансформацией. Слой полос VNIR + SWIR (полосы 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 8a, 11 и 12) с пространственными размерами 10 и 20 м был сгенерирован для получения десяти диапазонного набора данных. После атмосферной коррекции все полосы изображений были пересчитаны до пространственного разрешения 10 м.

Снимки ASTER были предоставлены в терминах масштабированных данных датчика яркости с применением геометрических поправок. Он был географически привязан в проекции UTM и для эллипсоида WGS-84. Был создан слой данных ASTER, состоящий из полос VNIR + SWIR с пространственными размерами 30 м. Калибровка внутренней средней относительной отражательной способности (IARR) была применена к данным ASTER с поправкой на перекрестные помехи для атмосферной коррекции.

Методы обработки.

Первоначально были использованы обычные методы, такие как комбинации полос и цветовые композиции с соотношением полос, рекомендуемые для определения потенциальных зон хромита. Изображения Landsat использовались для обнаружения временных изменений, которые произошли за почти пять десятилетий. Обнаружение цели для нахождения спектрального сходства всей сцены ASTER и TM с данными обучения было выполнено с использованием методов SAM и CEM. До этого преобразования вращения MNF использовались для отделения шума от данных и уменьшения внутренней размерности данных.

3.3. Картирование с БПЛА.

Для детальной топографии и геологического картирования была выбрана площадь 3500 га (35 км²). Фотограмметрия с БПЛА была разделена на две основные фазы: (1) полевые работы, включая установление наземных контрольных пунктов (GCP) с решениями GNSS (Глобальная навигационная спутниковая система), планирование полетных заданий и сбор фотографий, и (2) обработка данных и детальное опробование грунта.

Полевые работы и получение изображений.

70 GCPs были рассмотрены для обеспечения требований к точности плотного облака точек. В общей сложности 14 GCP были выбраны в качестве контрольных точек для перепроверки общей точности ЦМР, полученной из плотного облака точек по всей области. Центр маркеров был измерен с использованием наземных кинематико-дифференциальных (RTK) интегрированных систем GNSS в реальном времени (рис. 4).

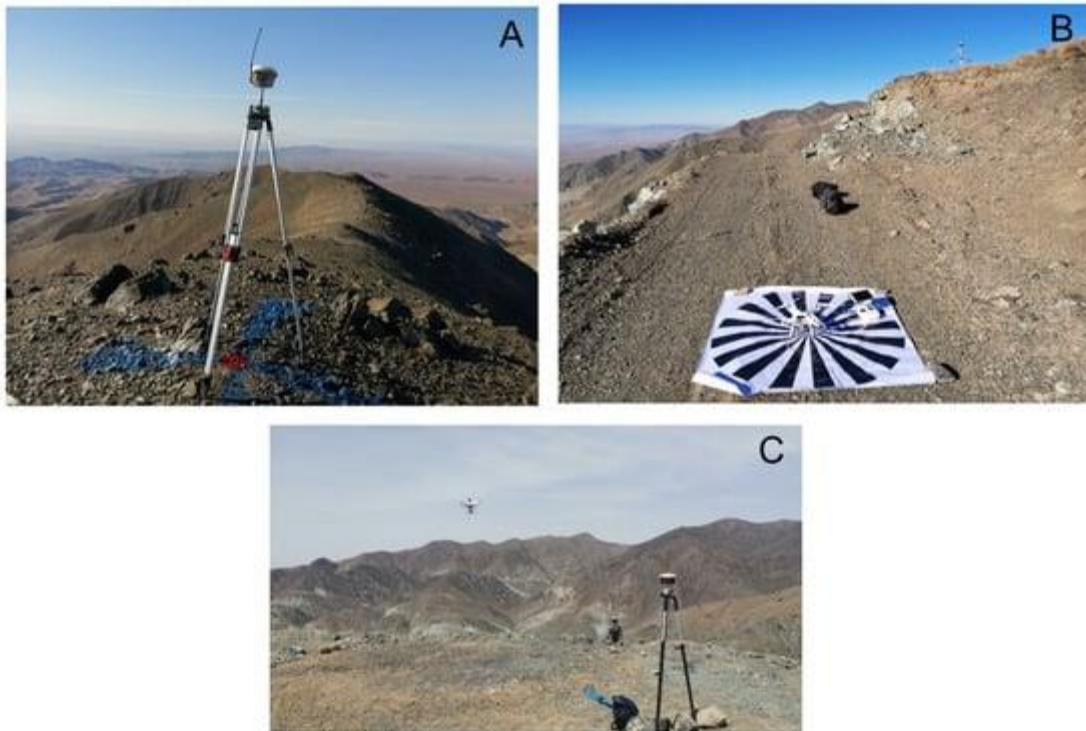


Рис. 4. Примеры изображений съемок ГНСС и полетов БПЛА. (А) Создание базовой станции GNSS в одном из спроектированных GCP. (В) Подготовка к полету, под дроном находится цель Siemens, используемая для контроля пространственного разрешения изображений, базовая станция расположена на верхней возвышенности для использования для РПК. (С) завершение полетного задания методом прямой географической привязки (с использованием бортового модуля GNSS с наземной поддержкой на месте).

Используемый беспилотник был оснащен модулем GNSS, который определяет координаты центра каждой сделанной фотографии с точностью ± 5 см. После обработки измерений модуля GNSS наземной станцией с использованием метода РПК (post-processing kinematic) изображения могут быть помечены геотегами с помощью специализированной программы, которая дает точность лучше, чем 5 см. Поэтому для решения задачи геопривязки были применены как прямая географическая привязка (с использованием бортового модуля GNSS с наземной поддержкой на месте), так и косвенная географическая привязка (с использованием GCP). Этот комбинированный метод географической привязки обеспечивает более высокую точность.

Чтобы получить максимально возможное качество изображений, скорость БПЛА, чувствительность изображения (ISO), время полета (солнечные дни) и другие параметры

камеры с регулировкой ручной фокусировки на диафрагму и затвор были приняты во внимание при окончательном планировании полета в полевых условиях. Дизайн съемки был оптимизирован заранее, чтобы минимизировать размытие при движении и гарантировать ортомозаическое разрешение 6 см.

Обработка.

После завершения фотосъемки и полетов на БПЛА для фотограмметрической обработки было применено программное обеспечение Agisoft metashape professional (версия v1.8.4, ООО "Агисофт", Санкт-Петербург, Россия). Это программное обеспечение использует популярную процедуру "Структура из движения" (SfM) для получения трехмерной реконструкции по фотограмметрическим снимкам.

3.4. Полевое геологическое картирование и машинное обучение.

Для подтверждения результатов ДДЗ была проведена проверка пространственного положения серпентинизированных участков и других гидротермально измененных и литологических единиц с использованием как решения GNSS (точность см), так и портативного GPS (средняя точность 3 м). Кроме того, во время полевых работ были сделаны многочисленные фотографии зон изменений и литологических единиц, которые затем были помечены географическими метками в среде ГИС, чтобы упростить сравнение с ортомозаикой, полученной с помощью БПЛА. Тридцать образцов были собраны из зон с высокой степенью серпентинизации, которые содержали рассеянный хромит, зоны изменения, рудную (Cu, Mn) минерализацию и литологические единицы для лабораторного анализа.

Машинный алгоритм опорных векторов (SVM) является одним из широко используемых методов машинного обучения для геологических целей, который доказал свою надежность и эффективность, особенно для помощи в идентификации горных пород.

Метод SVM использовался для классификации литологических единиц офиолитовой последовательности, и для выделения перидотитов с переменными диапазонами серпентинизации. Это было выполнено после подготовки первоначальной карты на основе ручной интерпретации ортомозаики, полученной в результате обработки изображений с БПЛА и полевой проверки.

4. Результаты

4.1. Спутниковое дистанционное зондирование

Первоначально были идентифицированы открытые участки добыче хромита. Наиболее заметная активность в добыче за последние 35 лет наблюдалась на западной стороне исследуемой территории (рис. 5).

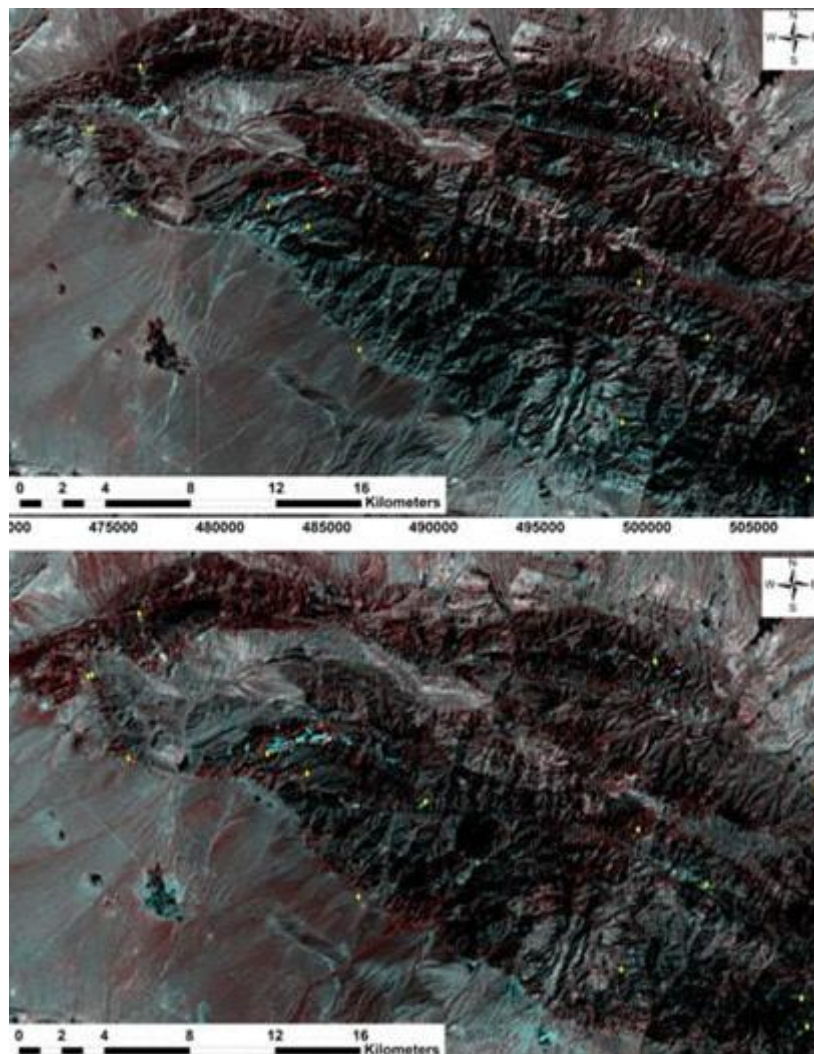


Рис. 5. Результаты применения алгоритма обнаружения изменений. На верхнем изображении показана карта различий между TM (1986) и ETM + (1999), а на нижнем - карта различий между ETM и LC8 (2021).

Измененные области отмечены как пиксели ярко-голубого цвета. Расположение хромитовых индексов показано в виде желтых точек, а область с большим объемом добычи полезных ископаемых обозначена красным многоугольником.

До спектрального картирования также успешно использовались обычные комбинации соотношения полос для выделения различных частей офиолитовых разрезов. Композитное соотношение полос ASTER (4/7, 4/1, 2/3 \times 4/3; рис. 6) было успешно применено для изучения серпентинизированных гарцбургитов.

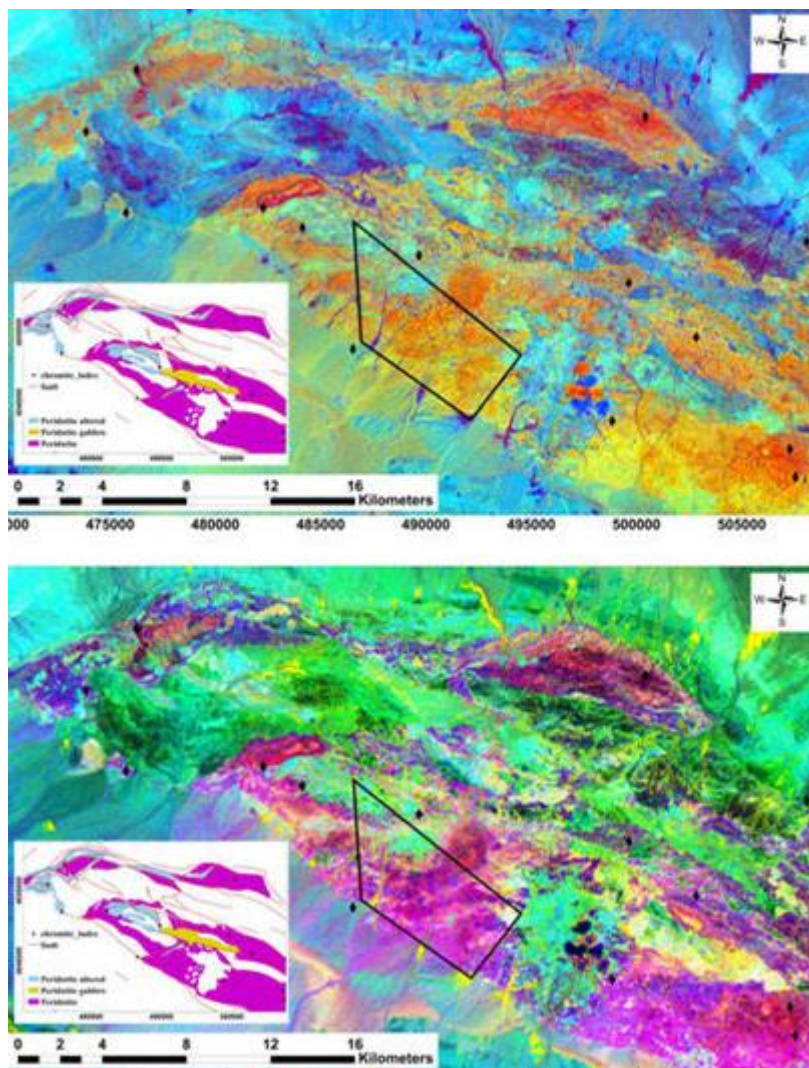


Рис. 6. Соотношение полос $(7 + 9)/8$, $4/3$, 5 с линейным усилением (верхнее изображение), показывающее серпентинизированный перидотит (от оранжевого до желтовато-оранжевого цвета).

Применение этого соотношения полос показывает хромитоносную область шахты Сарвар в красно-розовом и фиолетовом цветах, которые связаны с серпентинизированными гарцбургитами; однако контакт между серпентинизированными гарцбургитами с другими офиолитовыми породами плохо различим. Соотношение полос АСТЕР, состоящее из $((2 + 4)/3$, $(5 + 7)/6$, $(7 + 9)/8$) было предложено в качестве выделения серпентинизированных гарцбургитов среди других офиолитовых пород. Однако в исследуемой области эта комбинация не сработала. В качестве альтернативы использовали комбинацию полос $((7 + 9)/8$, $4/3$, 5), которая, путем линейного увеличения, обеспечивает изображение, на котором сильно серпентинизированные области, включая основные карьерные выработки хромитового рудника, различаются от оранжевого до желтовато-оранжевого цвета (рис. 6)..

Соотношение полос $(4/6 \ 4/3, \ 2/3 \times 4/3)$ показывает сильно серпентинизированные ультрамафиты в виде фиолетовых цветов. Улучшенные цвета отображают корреляцию с расположением индексов хромита, показанных черными точками. Черный прямоугольник -

основная область съемки, а синий многоугольник - граница карьеров хромитового рудника. На вставке - карта распределения перидотитов и серпентинизированных перидотитов, из региональной геологической карты. Общая структура двух карт имеет общие черты.

Были использованы спектры отражения основного хромитового карьера в качестве эталонных спектров на первом этапе обнаружения цели с использованием методов SAM и СЕМ. Были рассмотрены две границы для области интереса (ROI), одна из которых охватывает только внутренние части основного карьера. Применяя этот показатель в качестве целевого спектра было найдено несколько пикселей с максимальным сходством. Эти пиксели, скорее всего, отражают хромитовую минерализацию (рис. 7).

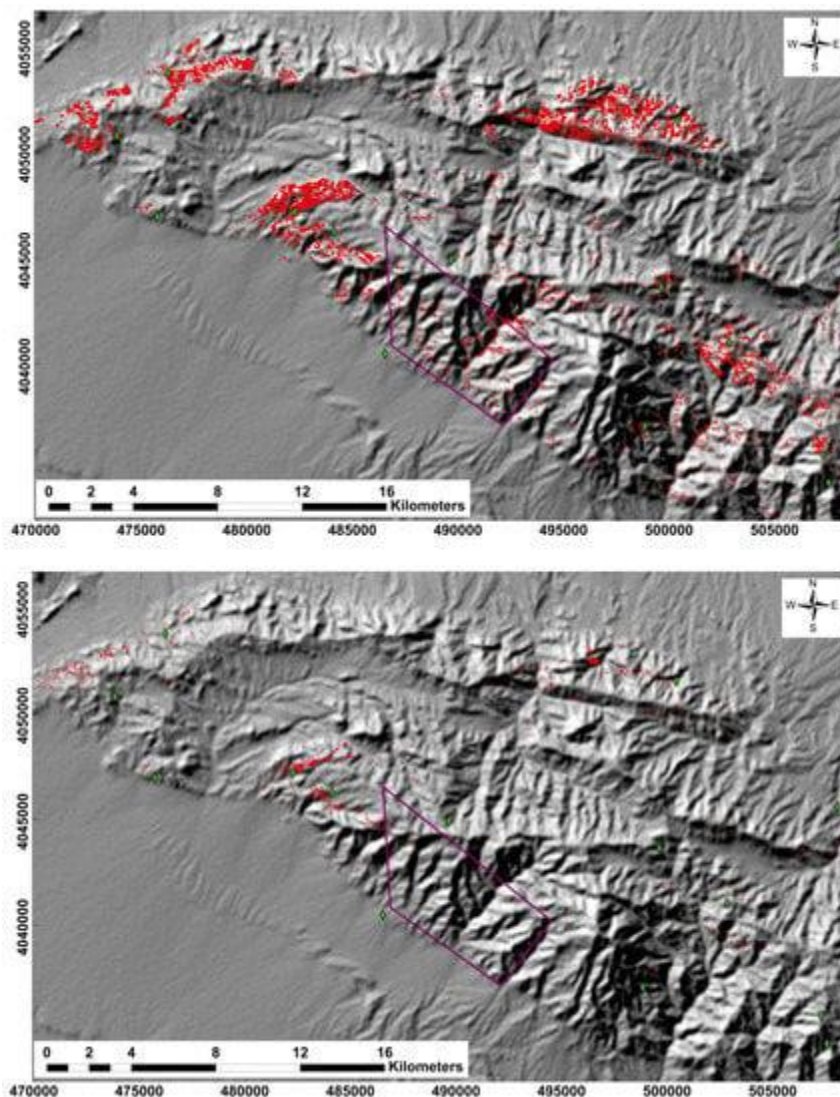


Рис. 7. Верхнее изображение (красные пиксели) является результатом сравнения SAM от Aster и СЕМ от ТМ с эталонными спектрами, хромитового карьера. Нижнее изображение - результаты SAM с использованием экстремальных значений (наименьший максимальный угол) для отображения пикселей с высокой вероятностью минерализации хромита.

Спектры отражения обоих ROI имеют сходство с серпентинитом, который имеет относительно сильное поглощение при 2,3 мкм из-за Mg-OH.

Хромит обладает отличными характеристиками поглощения при 0.55, 0.59, 0.69, 0.94, 1.75, и 2,3 мкм. Наилучшие корреляции существуют между содержанием Cr и положениями длин волн на 0,49, 0,59 и 2 мкм в полосах поглощения SWIR. Однако большинство хромитовых тел имеют размеры, меньшие, чем предел разрешения спутниковых изображений. Спектральное картирование с использованием стандартных спектральных библиотек USGS и метода SAM было выполнено для хромита вместе с серпентином, токсом, антигоритом и лизардитом. Затем результаты сравнивались с использованием эталонных классов (хромитовые карьеры). Использовали инструмент “пересечение” в ArcGIS для объединения результатов слоев с разных датчиков и различными методами, что дает карту “перекрытия целей” на рисунке 7. Результаты алгоритмов обнаружения целей (SAM и CEM), использующих спектры отражения минералов в качестве эталона, в значительной степени согласуются с результатами тех же методов с использованием спектров отражения интересующей области (т. е. хромитового карьера).

4.2. Фотограмметрия и фотогеология.

Была измерена среднеквадратичная ошибка (RMSE) для проверки точности измерений для наземных контрольных точек, контрольных точек и местоположения камеры (табл. 1). Общий RMSE в 8 см был получен для четырнадцати контрольных точек, которые удовлетворяли требуемой точности менее 10 см для ортомозаического изображения.

Таблица 1. Среднеквадратичные ошибки (RMSE) для контрольных точек и местоположения камеры. Ошибки указаны в X (восток), Y (север), Z (высота), XY (см) и общая ошибка (см).

	Count	X Error (cm)	Y Error (cm)	Z Error (cm)	XY Error (cm)	Total Error (cm)
Camera location	23,762	1.9	1.9	3.2	2.6	4.2
GCP	45	5.21	6.41	7.16	8.26	10.9
Check point	14	3.67	3.6	6.45	5.15	8.2

Общая 3D-модель и DSM, которые были получены из плотного облака точек, представлены на рисунке 8. Изображение дает информацию о литологии площади. Ее сверхразрешение обеспечивает изображение с богатой текстурой, которое можно использовать в качестве базовых данных для классификации и опознавания геологических единиц. Сверхпространственное разрешение ортомозаики обеспечивало возможность наблюдения на расстоянии около 0,5 м в сочетании с данными наземной съемки в полевых условиях. Характерная структура ортомозаики вместе с обнажением горных пород с минимальным растительным покровом позволяет очертить геологические границы. Горные породы были нарисованы с использованием программного обеспечения ArcGIS. Перидотиты можно идентифицировать по их темному виду, цвет которого варьируется от черно-темно-зеленого до светло-зелено-серого из-за серпентинизации (рис. 8). Однако степень серпентинизации не очевидна только на основе ортомозаического изображения. В некоторых случаях степень

серпентинизации можно различать яркости, более гладкой поверхности и тонкой текстуре (рис. 8).

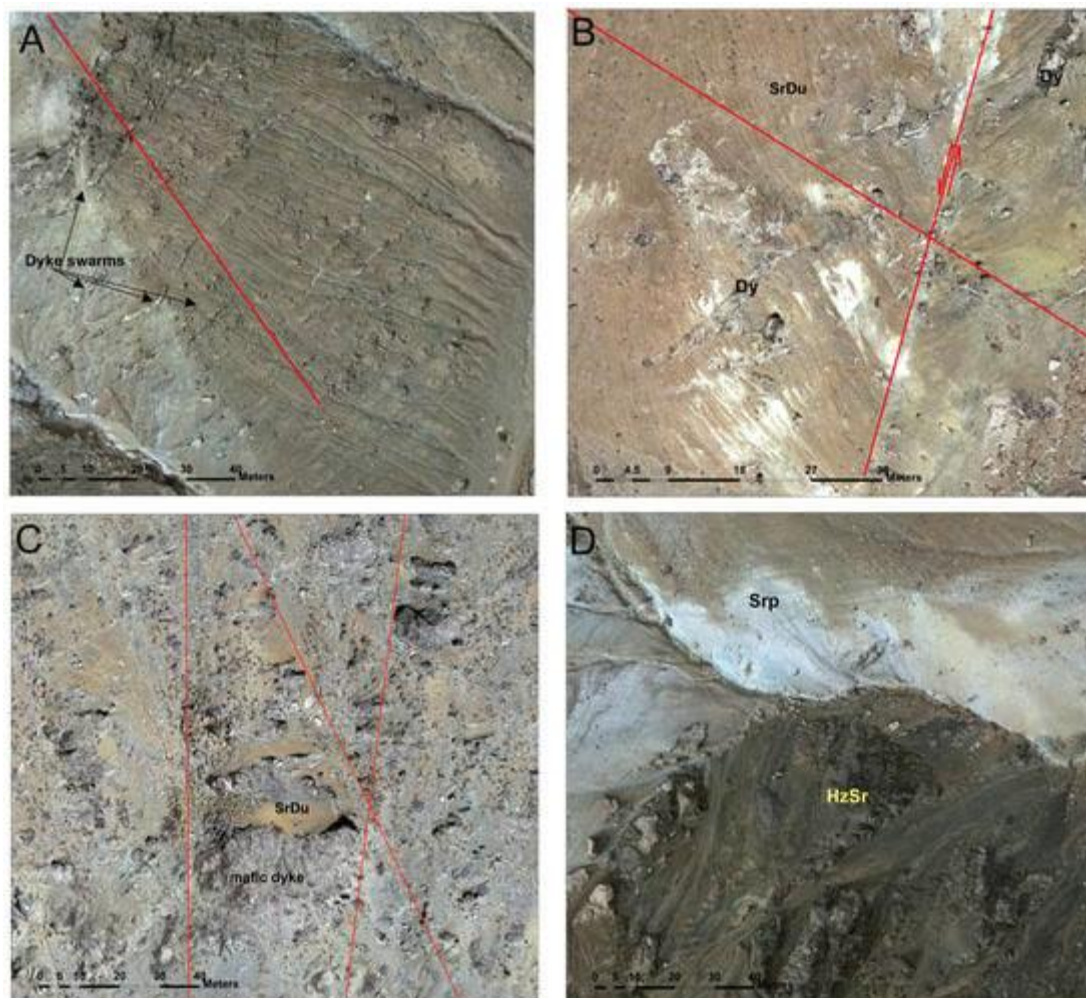


Рис. 8. Детальный обзор ортомозаики для четырех участков обследованной площади.

Мощность выявляемых даек в некоторых случаях меньше 1 м. (А) сильно серпентинизированный перидотит с внедренными роевыми дайками; (Б) серпентинит с богатой железом, (лимонитовой) коркой и разрушенными дайками; (С) кумулятивные единицы (Dcu), включая матовые дайки и слоистые габбро с несогласованными серпентинизированными дунитовыми линзами (SrDu) (кумулятивная единица в разрезе SVM). (D) Граница между умеренно серпентинизированным перидотитом (дно, HzSr) и серпентинитом (Srp) четко распознается на основе различий в цвете и текстуре. Красные линии показывают разломы.

Ультрамафитовые породы были пересечены несколькими дайками (рис. 8). Почти все внедренные дайки, потенциально связанные с хромитовой минерализацией, независимо от их состава и мощности, были очерчены путем оцифровки с помощью ортомозаики. Интрузивные тела (Dcu) выделены в виде полос от оранжевого до тускло-желтого цвета в направлении восток-северо-восток (рис. 8 С).

4.3. Полевые работы и лабораторные исследования.

Почти все литологические единицы в исследуемой области относились к мантийному разрезу офиолитовой толщи. Ультрамафитовые породы - гарцбургиты, содержащие клинопироксен и лерцолита с линзами разного размера и дайками дунитов, подверженных различной степени серпентинизации. Гарцбургиты состоят из оливина, крупных ортопироксеновых порфиробластов и шпинели с редким клинопироксеном (рис. 9 А, В). Лерцолиты менее серпентинизированы (~ 10%), дуниты сильно серпентинизированы (~ 90%), Диапазон серпентинизации гарцбургита варьировался от 20 до 80%.

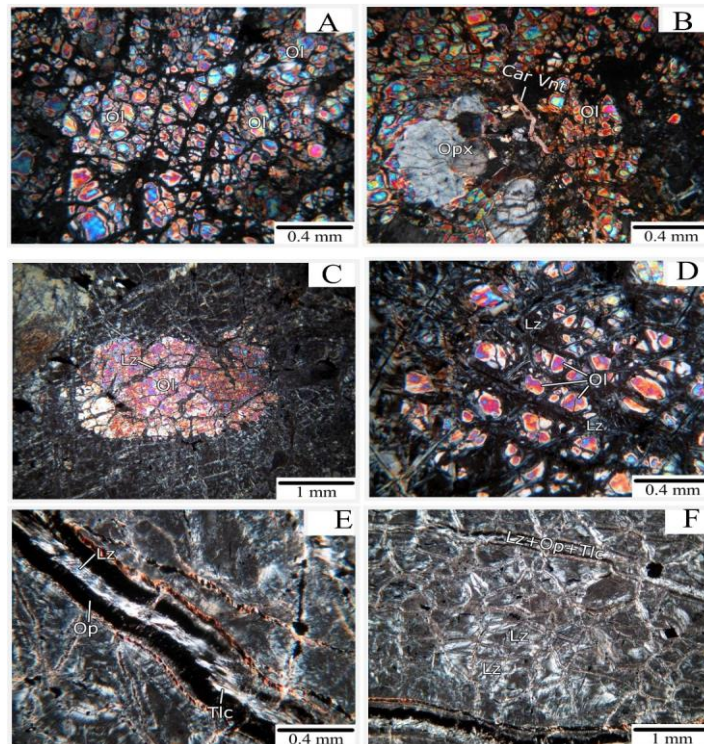


Рис. 9. Микроскопические (в проходящем свете) изображения образцов, взятых из ультраосновного разреза офиолита с разной степенью серпентинизации. (А, В) Слабо серпентинизированный гарцбургит содержит оливин и ортопироксен. (С, D) гарцбургит с умеренно и сильно серпентинизированным гарцбургитом, показывающий сетчатые структуры оливина и серпентиновых минералов (в основном лизардита). (Е, F) Серпентинит с неизвестным протолитом содержит лизардит, тальк и прожилки, заполненные измененным хромитом. Сокращения минералов - Lz (лерцолит), Tlc (тальк), Ol (оливин), Opx (ортопироксен) и Op (непрозрачные минералы). Car Vnt обозначает прожилки, заполненные карбонатными минералами. Все микрофотографии были сделаны в кросс-поляризованном свете (XPL).

Микроскопическое исследование тонких и полированных разрезов выявило основные литологические единицы и степень их серпентинизации и минерализации. Вместе с ICP-OES и рентгенофазовым химическим анализом можно сделать вывод, что в этом районе существует два типа хромитовой минерализации: с высоким содержанием Cr и низким содержанием Al, с низким содержанием Cr и высоким содержанием Al. Концентрация хромита колеблется от 5% в виде вкраплений в гарцбургит до 50% в конкрециях. Текстура хромитов варьировалась от рассеянной и шпирновой до узелковой. Хромиты были размещены в тонкой оболочке из сильно

серпентинизированного дунитового гарцбургита. Залегание магнетита и гидромагнетита вокруг некоторых хромитовых тел отражает влияние разломов и циркуляции гидротермальных флюидов и, вероятно, контролирует локальное перераспределение минералов, включая хромит.

Во время микроскопического исследования различали перидотиты по степени их серпентинизации. С учетом этого были выявлены четыре типа перидотитов, в том числе слабо серпентинизированный от гарцбургита до лерцолита (в основном гарцбургита), умеренно серпентинизированный, сильно серпентинизированный и серпентинит (рис. 9). Эти закономерности также частично наблюдаются на ортомозаичных изображениях (рис. 8). Первый тип серпентинитов представлен серым или тускло-белым цветом и постепенным контактом с гарцбургитами средней и высокой степени серпентинизации (рис. 8d и 9 E). Второй тип, обычно рассматриваемый в виде линз, даек и отдельных тел, распределенных в пределах серпентинитов типа 1, имел цвет от оранжевого до тускло-желтого (рис. 8b), вероятно, из-за выделения железа из ферромагнитовых минералов и идингитизации оливина. Согласно химическому анализу, тонкая яркая цветная корка была обогащена Ni. Этот серпентинит (рис. 10 и 11), вероятно, имел дунитовый протолит и должен рассматриваться как наиболее перспективный объект, содержащий хромитовую минерализацию.

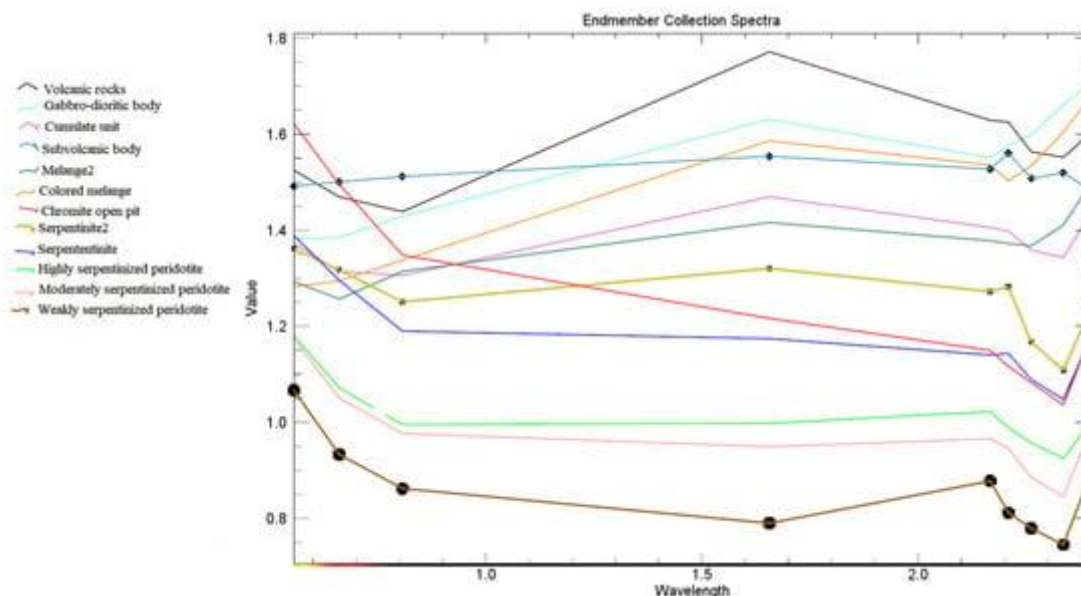


Рис. 10. Спектры отражения идентифицированных литологических единиц, включая серпентинизированные перидотиты с разной степенью серпентинизации. Точки на некоторых кривых показывают расположение полос АСТЕР.

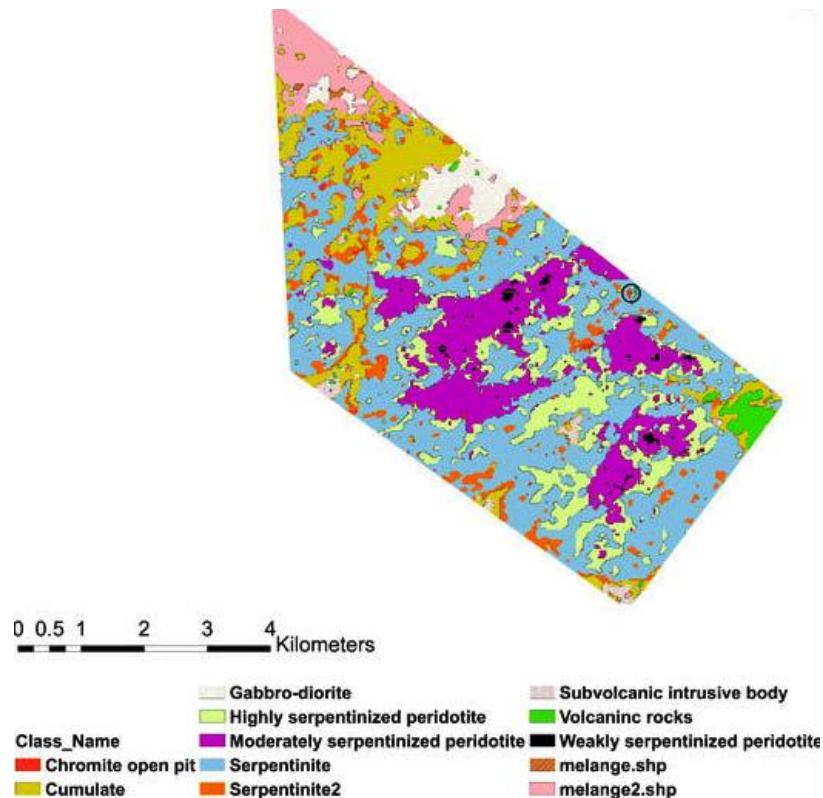


Рис. 11. Результирующее литологическое классификационное изображение участка съемки с использованием метода SVM. Черные пятна - перспективные участки, выбранных для проверки.

Дайки, которые пересекают ультрамафитовые образования (включая обедненные гарцбургиты / дуниты), на основе их минералогии варьируются от диабаза, габбро до норитов и верлита до пироксенита. Выделены также более кислые разновидности, в том числе роговообманковый микродиорит или роговообманковый микромонзодиорит, некоторые из которых являются постфиолитовыми. Сильно серпентинизированный гарцбургит до серпентинита, в который вторглись рои даек различной мощности, напоминают кумулятивный участок переходной зоны мантии. Кроме того, существуют другие области с дайковыми и полосчатыми мафитовыми телами, в которых встречаются серпентинитовые линзы и дайки (вероятно, согласующийся дунитный протолит) с заметной железоксидной (лимонитовой) корой. Эти интрузии варьируются от корового кумулятивного габбро / габбронорита / феррогаббро (с незначительным диоритом) с локальным наложением, связанным с незначительными ультрамафитовыми кумулятами. Микродиоритные дайки вторглись в кумулятивные габбро, которые демонстрируют явные признаки смешения магмы. Небольшие (4-5 мм, редко 2-3 см) клинопироксенит-верлитовые жилы распространены во всех ультраосновных единицах мантийной толщи, включая оба типа серпентинитов (рис. 8).

Цветной меланж с его характерными пятнами оксида железа на внешней поверхности пород можно легко распознать как в ортомозаике RGB, так и в полевых образцах. На востоке района выявлен вулканический блок, характеризующийся спилитовыми лавами и дайками,

который вместе с небольшими блоками пелагического известняка представляет собой часть экструзионного разреза офиолитовой толщи. Граница известняка отчетливо видна на ортомозаическом изображении; однако вулканическая единица не имеет видимой границы в отношении ее текстуры и цвета и подтверждается только полевыми данными.

4.4. SVM

Второй этап спутникового дистанционного зондирования, основанный на спектральных свойствах в области от VNIR до SWIR электромагнитного спектра, был выполнен после составления первоначальной геологической карты. Была проведена классификация горных пород на основе спектральных свойств репрезентативной литологии. Путем объединения результатов извлечения геологических единиц из ортомозаики, полевой заверки, отбора проб и др. были выделены 12 обучающих площадей в методе SVM, из которых пять связаны с перидотитами и серпентинизированными производными продуктами. Различия между этими пятью единицами связаны с интенсивностью спектров отражения, которые сами по себе зависят от степени серпентинизации (рис. 10). Дополнительно используемым обучающим объектом является карьер по добыче хромита (ROI, используемый для метода SAM).

Классифицированная литологическая карта после обработки (рис. 11) похожа на первоначально оцифрованную литологическую карту исследуемого района, но содержит больше деталей. Таким образом, литологические границы были откорректированы в соответствии с результатами SVM. Перидотиты без эффекта серпентинизации редки в исследуемой области, поэтому несколько отдельных пикселей с этими символами были выделены после классификации изображения ASTER. Умеренно серпентинизированные перидотиты и перидотиты с малейшим влиянием серпентинизации могут иметь протолит от гарцбургита до лерцолита, содержащий клинопироксен. Перидотиты со слабым или умеренно серпентинизированным составом имеют средние спектры отражения с характеристиками поглощения от 0,65 мкм до 0,7 мкм (соответствует полосе 2 АСТЕР), что объясняется наличием двухвалентного железа в пироксеновых и оливиновых минералах. Все участки серпентинизированного перидотита и серпентинита имеют поглощение около 0,8 (положение 3-й полосы АСТЕР), что может быть следствием присутствия двухвалентного железа на выветренной поверхности пород или обилия оливина, гиперстена, энстатита, авгита и диопсидных минералов. Тем не менее, серпентиниты из хромитового карьера не показали заметного поглощения в диапазоне от 0,65 мкм до 0,7 мкм, вероятно, из-за более высокого содержания Mg, чем Fe, в серпентинизированных дунитах или содержания хромита. Более высокая отражательная способность в полосе 1 АСТЕР, чем в полосе 3, также была результатом более высокого содержания Mg, чем Fe⁺³ в ультраосновных породах.

Сходством среди классов, связанных с перидотитом, была сильная особенность поглощения около 2,3 мкм из-за колебательных процессов $Mg\backslash OH$, т.е. появления серпентина. Поглощающие свойства около 2,35 мкм также ответственны за такие минералы, как магнезит и содержание Fe^{+2} в оливине. Обилие минерала серпентина (антигорит-лизардита), который также имеет две характеристики поглощения при 1,4 и 2,35 мкм, определяет интенсивность поглощения. Таким образом, серпентиниты с более высоким содержанием серпентинового минерала вместе с хромитовым карьером показали более высокую интенсивность поглощения в 2,35 мкм (полоса 8 АСТЕР). Кроме того, спектры серпентинитов ближе, чем у других типов пород, к текущему спектру хромитового карьера. В полосе 4 АСТЕР (около 1,6-1,7 мкм) классы, связанные с перидотитом, демонстрировали различное поведение. Двумя причинами отображения коэффициента отражения могут быть наличие тонких габброидных даек или дунитовой линзы, содержащей хромит, которые имеют высокий коэффициент отражения на обеих длинах волн 1650 нм и 2150 нм (полосы 4 и 5 данных об отражении ASTER соответственно). Поскольку оба класса *serpentine2* и *simulate area* показывают коэффициент отражения на этих длинах волн, две предполагаемые причины должны быть проверены в полевых условиях. Причина, по которой поглощение составляет от 1,6 до 1,7 мкм, связана с присутствием молекул гидроксидов и эффектом гидратации молекул воды в измененных минералах или двухвалентном железе. Спектральный график цветного меланжа демонстрирует существенное сходство со спектральным графиком гематита, что соответствует изменению оксида железа, наблюдаемому на ортомозаическом изображении и полевых данных. Вместо этого область *mellange2*, имея аналогичный спектральный график с *mellange*, показала более плавные характеристики поглощения из-за эффекта спектрального смешения.

Все классы, относящиеся к габбро и субвулканическим телам, демонстрируют более высокую отражательную способность, чем ультрамафиты, как в SWIR, так и в видимых полосах, которые также проявляются в более ярких цветах на ортомозаичном изображении. Область, характеризующаяся как субвулканическое тело, не имела сильных характеристик поглощения, но имеет спектральное сходство с диоритовыми породами, которые имеют поглощение около 2,1 мкм и 2,2 мкм. Габбро-диоритовая область демонстрирует особенность поглощения в полосе 2 АСТЕР и высокую отражательную способность в полосах 4, 6, 8 и 9, аналогичную спектральной характеристике богатой амфиболом породы, а также присутствие пироксеновых минералов.

Были рассмотрены два подхода для проверки точности классифицированных карт, первый из которых заключался в вычислении матрицы путаницы и коэффициента Каппа для результатов. Общая точность для наборов данных Sentinel-2 и ASTER составляет 83,9% и 86,6%

соответственно. Коэффициент Каппа также был оценен в 0,81 для Sentinel-2 и 0,84 для набора данных ASTER (табл. 2). Хотя общая структура различаемых объектов двумя спутниковыми платформами одинакова, визуальный осмотр показал, что Sentinel-2 не способен полностью различать объекты с различной серпентинией. Это связано с незначительными изменениями спектральных характеристик поглощения в пределах от 1,9 до 2,3, в то время как изображение Sentinel-2 имеет только одну полосу в этой области SWIR (рис. 3).

Таблица 2. Основные результаты оценки точности с использованием матрицы путаницы для литологической классификации, полученной методом SVM, на изображении ASTER

Class	Area (km ²)	Producers Accuracy	Users Accuracy	Overall Accuracy	Каппа
Weakly serpentinized peridotite	0.02	85.7	85.7		
Moderately serpentinized peridotite	0.13	86.21	87.41		
Highly serpentinized peridotite	0.03	50	46.15		
Serpentine1	0.02	70	63.64		
Serpentine2	0.03	100	100		
Colored melange	0.03	60	90		
Colored melange2	0.09	93.81	88.35		
Volcanic rocks	0.05	98	100		
Gabbro	0.1	93.64	89.57		
Cumulate unit	0.05	97.67	91.3		
Chromite mine open-pit	0.04	88.89	95.24		
Subvolcanic intrusion	0.01	75	100		
				86.6	0.84

Изображения ASTER обладают большей способностью различать основные и ультраосновные литологические единицы и степень серпентинизации из-за большего количества полос в области SWIR (рис. 3). Sentinel-2 объединил два класса, выделенных на основе данных обучения для слабо и умеренно серпентинизированного перидотита, и классифицировал их как единое целое. С другой стороны, Sentinel-2 точно выявил некоторые небольшие участки серпентинитовых блоков, согласно другим информационным слоям, которые не различаются на изображении ASTER из-за его более высокого пространственного разрешения.

5. Обсуждение

Согласно региональной геологической карте района, ультрамафитовый разрез офиолитового комплекса был разделен на три основные категории: гарцбургит-лерцолит, дунит и серпентинизированные аналоги. Тем не менее, отмечается, что степень серпентинизации и протолит серпентинитов являются двумя основными факторами для поиска хромитовых тел. Разнообразие даек с точки зрения состава, минералогии и характера распределения не было отражено на предыдущих геологических картах. Была проведена дополнительная геологическая съемка. Перспективные участки были определены на обновленной геологической карте после литологической классификации SVM. По сравнению с ранней

геологической картой (рис. 1), за исключением существования основных и ультраосновных разрезов офиолитовой толщи, все остальные параметры полностью изменились, включая количество, размер, положение и распределение литологических единиц (рис. 12)..

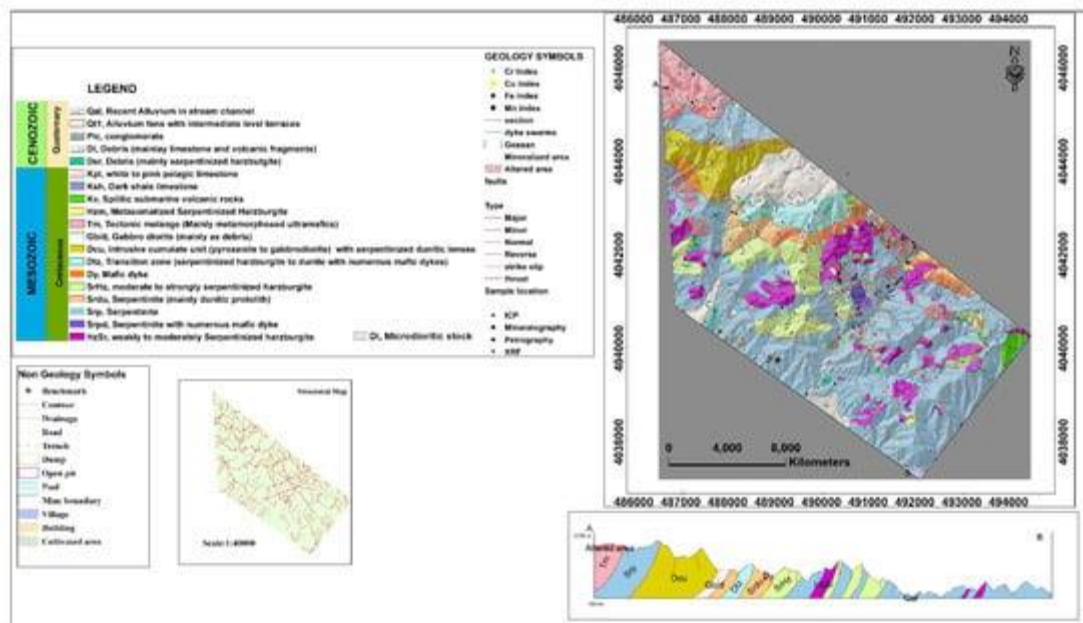


Рис. 12. Результирующая геологическая карта исследуемой области, вставка - структурная схема. Из-за высокой гетерогенности все дайки показаны с одним атрибутивным названием “мафическая дайка”.

Большинство хромитовых тел локализуются на или вблизи (в пределах 1 км) петрологического разрыва Мохо (MTZ), где имеются обильные богатые оливином (в основном дунитовые) остаточные линзы, прерывистые полосы или линзы из уэрлита, троктолита, пироксенита и габбро, а также вышележащие кумулятивные образования. Идентификация MTZ - непростая задача, особенно в сильно тектонизированных расчлененных офиолитах и из-за его сильно варьирующейся мощности (от нескольких до нескольких сотен метров). Тем не менее, была возможность проследить блок переходной зоны (MTZ) с серпентинитами, дунитовыми горизонтами и обильными скоплениями даек (рис. 8а, 11 и 12); блок кумуляции (Dcu) с обильными кумулятивными дайками и полосчатыми габбро и дунитовыми линзами (рис. 8 С, 11 и 12); и наметить эти объекты на окончательной геологической карте (рис. 12), благодаря сбору данных с высоким пространственным разрешением. Выделение тонких матовых даек и небольших тел было выполнено с использованием ортомозаических изображений сверхвысокого разрешения и полевых данных (рис. 8). Минералогические исследования были использованы для определения типа даек.

Основным фактором для поиска хромитовых тел является необходимость выявления дунитов, троктолитов и более серпентинизированных гарцбургитов. Распространено мнение, что подиформные хромиты являются продуктами взаимодействия расплава и породы, в

которых породы представляют собой мантийный перидотит (в основном обедненные гарцбургиты), а расплавы обычно связаны с вулканическими дугами. Это взаимодействие приводит к созданию замещающих дунитов, обволакивающих хромититы, особенно в офиолитовых субдукционных зонах. Благодаря этому процессу вмещающие породы гарцбургиты демонстрируют постепенное изменение своего состава, минералогии и текстуры по мере уменьшения модального содержания пироксена вблизи каналов дунитов и увеличения модального оливина. Бедные срх гарцбургиты с высоким содержанием Cr имеют нерегулярные и прерывистые границы с хромитит-дунитовой зоной и окруженными срх гарцбургитами с низким содержанием Cr. Такое тонкое распределение было предложено использовать в качестве вектора для определения местоположения подиформных хромитов. Другим признаком такой зональности является увеличение степени серпентинизации и дегидратации оливинов в сторону хромититов, что, в свою очередь, приводит к контрастированию желтого с тусклым желто-белым цветом пород. Эти изменения в цвете отмечены ортомозаичным изображением (рис. 8, 6 и 7) и классифицированных мультиспектральных изображениях (рис. 10 и 11).

Процесс серпентинизации влияет на характеристики спектрального поглощения поверхности пород, поскольку серпентин обычно легко выветривается, и, следовательно, поверхность серпентинизированных пород более гладкая, чем у соседних литологических единиц. Текстуры поверхности пород можно сравнивать с помощью интерпретации детальных мульти- и гиперспектральных изображений ортомозаики с БПЛА. Различные физические процессы, включая выветривание поверхностей, могут создавать спектральные особенности в области VNIR, но большинство особенностей поглощения минералов расположены на длинах волн SWIR. Объединение спутниковых изображений с изображениями, полученными с помощью фотограмметрии с БПЛА, может решить проблему классификации литологических единиц, ограниченных областью перидотит-серпентинит. Методы машинного обучения SVM, могут помочь классифицировать сложные литологические единицы, в том числе имеющие спектральные сходства. Геологический разрез в районе съемки включает габбро-диоритовое тело, покрытое вулканическими породами (в основном спилитовыми лавами) и прорванное габброидными дайками. Эти объекты имеют различную отражательную способность и различные спектральные характеристики поглощения, что делает их различимыми как на спутниковых изображениях, так и на ортомозаичных снимках. Для даек мощностью менее 1 м, единственным вариантом, кроме полевого картирования, является определение границ по ортомозаике.

Полевая заверка показала результативность использованных (рис. 13)



Рис. 13. Полевые фотографии корреляции проявлений хромита и структурно-литологических элементов. А - вид перспективного черного пятна на рис. 11. В- обнажение хромитоносного серпентинита. С - хромитовая руда с магнезитом. D - обнажение хромита в Fe-Ni серпентинитовой почве.
Сокращения: Srp (серпентинит), Dy (матовая дайка), Cr (хромит), Mg (магнезит).

6. Выводы

Традиционное литологическое картирование при поисках хромитовых руд в высокогорных районах с врезами до 850 м и узкими крутыми ущельями является дорогостоящим и трудоемким видом работ. Дифференциация ультрамафитов в офиолитовых комплексах по степени их серпентинизации при традиционном геологическом картировании затруднена.

Исследования офиолитовых комплексов с помощью ДДЗ могут эффективно выявлять серпентинизированные перидотиты мантийных разрезов. Идентификация элементов переходной зоны мантии, включая ультрамафитовую кумулятивную единицу и вышележащие кумулятивные габбро также является решаемой задачей.

Интеграция спутникового ДЗ, фотограмметрии с БПЛА и наземных заверочных исследований является эффективным способом детальной идентификации различных единиц пород, в том числе перидотитов с переменными диапазонами серпентинизации, а также продуктивных слоев кумулятивной и переходной зон офиолитовых комплексов. Выявленные

тонкие изменения в текстуре и цвете различных структурно-литологических единиц могут являться поисковыми признаками хромитового оруденения.

ИНТЕГРАЦИИ СПЕКТРАЛЬНЫХ И ТРАДИЦИОННЫХ МЕТОДОВ
ДЛЯ ПОНИМАНИЯ ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ Cu-Mo-Au ОРУДЕНЕНИЯ
(*м-ние Параиба, провинция Альта-Флореста, Бразилия*) [4].

1. Введение

В регионе Амазонки расположены два важных золоторудных района, называемых минеральной провинцией Альта Флореста (АФМР) и минеральной провинцией Тапахос (рис. 1). АФМР - провинция с огромным потенциалом для добычи золота и меди в Бразилии. В 2017 были спрогнозированы значительные запасы меди, что увеличило количество поисковых проектов в регионе.

В АФМР были описаны три основных типа месторождений: жилы типа $Au \pm Cu$, также называемые орогенными месторождением золота; порфировый $Au \pm Cu$; и эпитермальные жилы $Au + Zn + Pb \pm Ag \pm Cu$ -тип. Сложность этих типов палеопротерозойской минерализации предполагает наложение разновозрастных гидротермальных и приводит к различным интерпретациям для одного и того же месторождения, как и в случае с месторождением Параиба. Эта сложность затрудняет определение как генетических, так и поисковых моделей в провинции.

Параиба - это типичное месторождение золото кварцевых жил, которое было открыто в 1970-х годах. Текущие запасы Au составляют около 650 000 унций. Несмотря на многочисленные проведенные исследования, гидротермальные изменения и флюидные включения не были полностью описаны, частично из-за сложных перекрывающихся ореолов.

Спектроскопия отражения представляет собой быстрый, эффективный и неразрушающий метод для определения характеристик измененных минералов. Минералы изменений проявляют диагностические свойства поглощения в диапазоне длин волн от 400 до 2500 нм в ответ на электронные и колебательные процессы. Такие минералы, как мусковит, хлорит и эпидот, характерны для нескольких гидротермальных систем и обычно представляют изменения ореолов вокруг рудной системы. Спектральная сигнатура измененных минералов все чаще используется в качестве вектора для поиска, измерения и картирования зон изменений. Количественная информация, полученная с помощью спектральных методов, позволяет определить относительное содержание и физико-химические свойства минералов, такие как их состав и зональность. Метод косвенно предоставляет информацию о гидротермальных флюидах, температуре и минеральном составе. В детальном масштабе гиперспектральные изображения керн скважин с высоким пространственным разрешением полезны для выявления пространственных и временных взаимосвязей зон изменений.

Поиск палеопротерозойских месторождений золота в АФМР является сложной задачей. Недавние открытия оруденения меди, связанного с гидротермальной брекчией (с другим типом минерализации, чем жилы Au-кварца), указывает на новую перспективу для поисков и требует лучшего понимания генезиса этих месторождений и взаимосвязи между богатыми Au-Cu брекчиями и жилами Au-кварца.

В данном исследовании была применена и оценена интеграция спектральных и традиционных методов (петрография и химия минералов). В результате - новое представление об эволюционной гидротермальной истории месторождения Параиба и выявленные поисковые критерии для месторождений Au-Cu-Mo в АФМР.

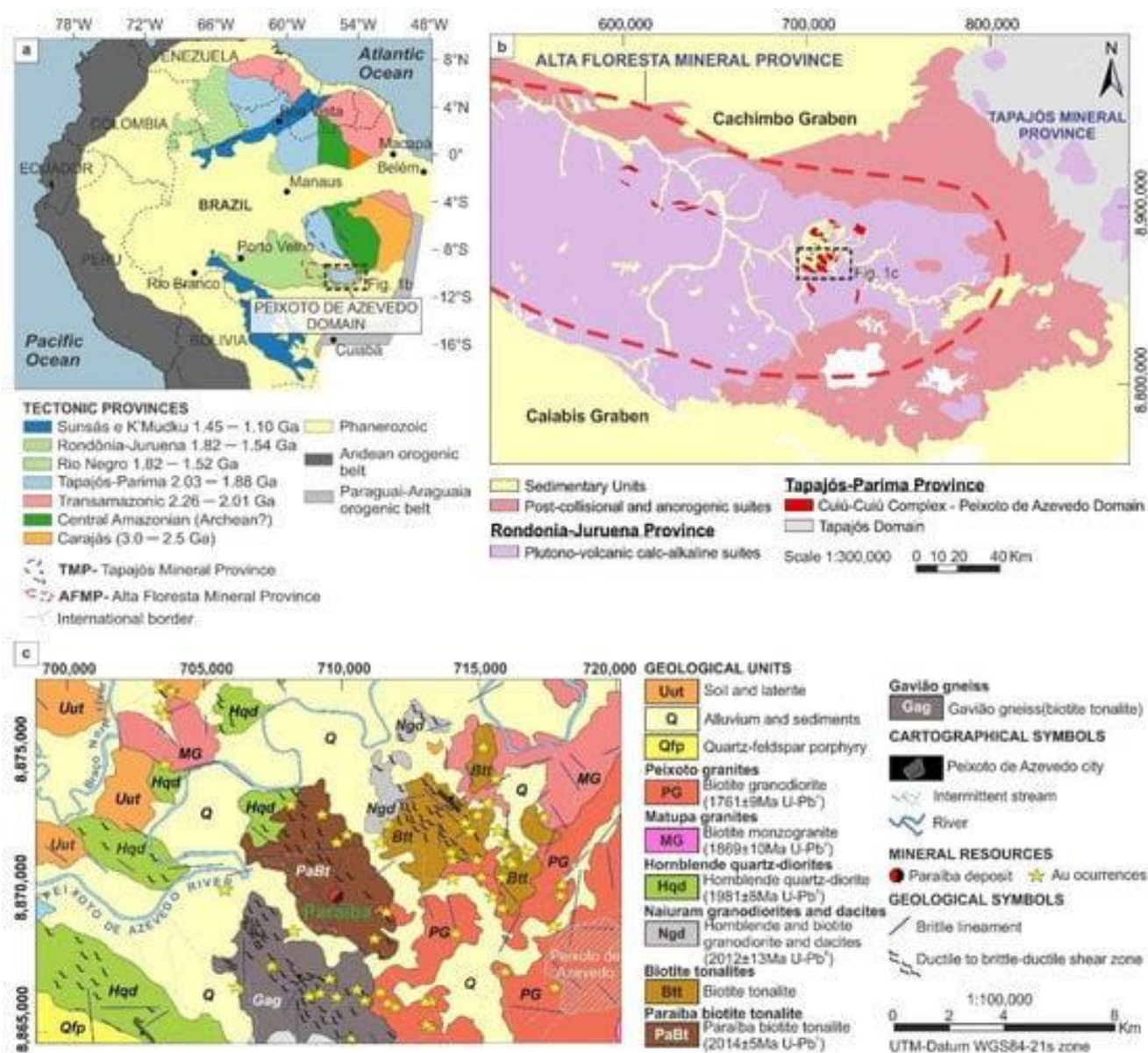


Рис. 1. Региональная и местная геология. (а) провинции Тапахос и Альта Флореста Амазонского региона; (б) восточный сектор провинции Альта Флореста; (в) геология м-ния Параиба.

2. Геология и характеристики м-ния Параиба.

Восточный сектор AFMP представляет собой архейско–палеопротерозойский сегмент земной коры (рис. 1а). Он вытянут в СЗ направлении и состоит из пород магматической дуги Куиу–Куиу возрастом 2,05-1,95 млрд лет. Дуга состоит из гнейсов и метагранитоидов. Постороженный кислый магматизм имеет возраст около 1,9–1,5 млрд лет. Перекрывающие осадочные толщи охватывают период от 1,44 млрд лет назад-до кайнозоя.

Основными породами комплекса Куиу–Куиу являются ортогнейсы, амфиболиты, биотитовые тоналиты, гранодиориты и кварцевые-диориты с роговой обманкой. (рис. 1с). Системы зон сдвигов с WNW-трендом являются основным структурным фактором формирования Au ± Cu оруденения жильного типа, как и на м-нии Параиба.

Биотитовые тоналиты и амфиболиты от основного до ультраосновного состава являются основными вмещающими породами месторождения. Это средне- и крупнозернистые, магнитные, неоднородно слоистые и богатые титанитом, апатитом, цирконом и магнетитом породы, метаморфизованные в амфиболитовую фацию.

М-ние Параиба контролируется N-трендовой зоной сдвига второго порядка, представленной милонитами и филлонитами, состоящими из биотита, хлорита, мусковита и карбоната. В филлоните находится послойная извилистая система Au-кварцевых жил, которые классифицируются как жилы заполнения разломов. Жилы имеют мощность от 20 см до ~1 м, массивную или полосчатую текстуру. Рудная зона характеризуется наличием пирита, халькопирита, магнетита, висмутина, галенита, халькоцита, борнита и ковеллина. Золото встречается в виде внутрикристаллических агрегатов и в трещинах в пирите и в меньшей степени в халькопирите.

Основные Au-кварцевые жилы находятся в зоне биотит-калийных изменений, которые окружены ореолами хлоритовых и серицитовых изменений. Включения кварцевого флюида являются водно-углеродными, с соленостью от 1 до 25 мас.% эквивалента NaCl и температурой гомогенизации от 200 до 340°C.

3. Материалы и методы.

3.1. Пробоотбор.

Отбор проб был сосредоточен на карьере Параиба и близлежащих участках. Было спектрально зарегистрировано и охарактеризовано около 1800 м буровых кернов, охватывающих полный поперечный разрез месторождения Параиба (рис. 2), что дало важную информацию о вмещающих породах, типе и распределении зон гидротермальных изменений.

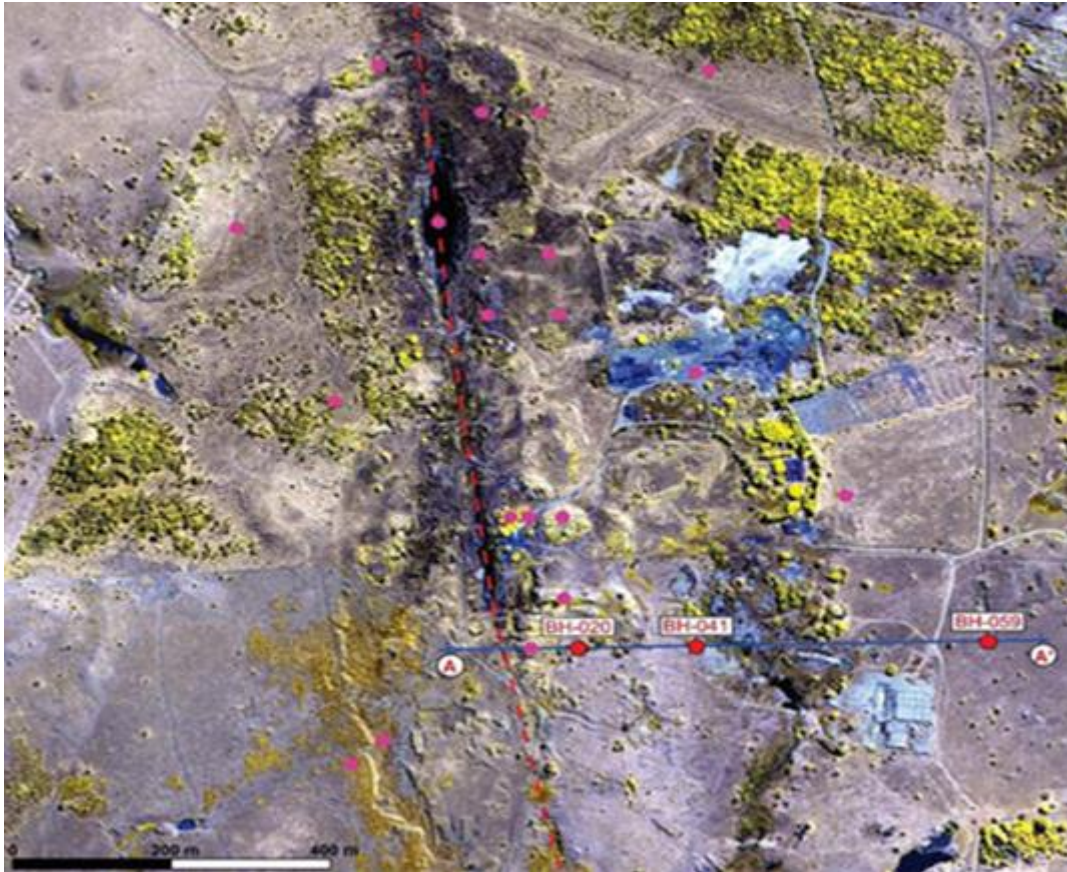


Рис. 2. Композитное изображение Worldview-2 в ложных цветах (полосы 873 в RGB) м-ния Параиба. Пунктирная красная линия - ось рудных тел. Скважины ВН020, ВН041 и ВН059 составляют поперечный разрез м-ния (синяя линия А-А'). Розовые кружки -дополнительные скважины.
 Цвета: желтые - растительность; черные - вода; светло-голубые – обводненные участки; серо-бурые - почвы; синие - горнодобывающая инфраструктура.

3.2. Спектроскопия отражения.

Было выполнено около 1400 точечных спектральных измерений скважин ВН020, ВН041 и ВН059 с помощью спектрорадиометра ASD-FieldSpec® 3 с высоким разрешением (Malvern Panalytical, Кембридж, Великобритания) с равноудаленными интервалами 1,3м. Этот прибор записывает спектры с 2151 полосами, со спектральным разрешением 3 нм в видимой и ближней инфракрасной (VNIR) и 6,5 нм в коротковолновой инфракрасной (SWIR) областях длин волн, и с интервалами выборки 1,4 нм (VNIR) и 2 нм (SWIR). Спектры были получены с помощью контактного зонда с внутренним источником освещения и размером пятна измерения 1 см (диаметр). Термин “спектроскопия отражения” в тексте относится к измерениям, выполненным с помощью этого прибора на круглой площади образцов горных пород размером 1 см, поэтому полученный спектр представляет собой усредненный отклик всех минералов, включенных в эту область. Значения яркости были откалиброваны по значениям коэффициента отражения с помощью панели Spectralon™ (Malvern Panalytical, Кембридж, Великобритания). Для анализа спектров и получения минералогического состава образцов с использованием библиотеки

USGS в качестве справочного материала было использовано программное обеспечение ENVI® (версия 5.6, L3Harris Geospatial, Брумфилд, Колорадо, США) и TSG™ 8 (CSIRO, Канберра, Австралия).

Спектральные показатели, такие как глубина, форма и положение спектральных характеристик поглощения, позволили определить относительное содержание, состав и структурный порядок (кристалличность) минералов. Характерная особенность поглощения Al-OH ~ 2200 нм обусловлена сочетанием вибраций, вызванных растяжением и изгибом. В мусковите длина волны поглощения Al-OH может смещаться в ответ на замену Чермака в октаэдрическом положении, от богатого Al (бедной Si) мусковита к бедному Al (богатому Si) фенгиту. Эта замена подразумевает замену, заданную $(Al^{IV}, Al^{VI}) = Si [Mg, Fe^{2+}]$, где Al^{IV} заменен на Si, а Al^{VI} на Mg и Fe. Эта замена может увеличить основную длину волны поглощения. Состав мусковита может варьироваться от 2184 нм, обычно ассоциируемый с наиболее богатым Na (парагонит), до 2200 нм (мусковит) и до 2225 нм, обычно ассоциируемый с замещением Fe-Mg и Si (фенгит). Более того, промежуточные значения обозначены как промежуточные составы.

Кристалличность - это термин, используемый для обозначения нарушения порядка и периодичности кристаллических материалов. На практике кристалличность определяется как “степень совершенства трансляционной периодичности” смежных слоев. Индекс кристалличности (CI) для белой слюды был рассчитан как отношение глубины поглощения Al-OH при ~ 2200 нм к глубине поглощения воды при ~ 1900 нм. Присутствие других минералов, содержащих поглощения Al-OH и H₂O на тех же длинах волн (каолинит) может увеличить глубину этих поглощений и, следовательно, изменить значения CI. В программном обеспечении TSG-8 были созданы различные маски для фильтрации этих спектров. Использовались пределы CI до 0,5 для чистого смектита, от 0,5 до 1 для смешанного слоя смектит/иллит, от 1 до 2 для смешанного слоя иллит/смектит, от 2 до 4 для чистого иллита и от 4 до 15 для чистого мусковита.

Для идентификации хлоритов, богатых Mg или Fe, можно использовать две характеристики поглощения: (1) особенность “Fe-OH” ~ 2250 нм между 2242 и 2262 нм и (2) особенность “Mg-OH” ~ 2350 нм между 2325 и 2355 нм. В обоих объектах, чем выше содержание Fe, тем длиннее длина волны. Спектральные показатели состава хлорита были основаны на длине волны поглощения Mg-OH ~ 2350 нм, например. На это поглощение не влияет содержание Al^{VI} в хлорите. Эталонные диапазоны длин волн поглощения Mg-OH составляют 2325-2332 нм для серии Mg, 2332-2340 нм для серии Mg-Fe, 2340-2347 нм для серии Fe-Mg и 2347-2355 нм для серии Fe.

3.3. Петрография и химия минералов.

В общей сложности 40 образцов, отобранных из кернов буровых скважин, были отправлены на петрографический анализ. Рудные минералы были дополнительно детализированы с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO 430i (SEM) со связанным энергодисперсионным рентгеновским спектрометром (EDS). Анализы проводились с использованием следующих рабочих условий: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток образца 3 нА и фокусное расстояние 19 мм. Восемь тонких срезов были исследованы с помощью анализатора электронного микроскопа JEOL JXA-8230 (EMPA) с спектроскопией с дисперсией длин волн (WDS). Химические анализы были проведены на хлорит, белую слюду, биотит, флогопит и эпидот в репрезентативных образцах рудных зон. Измерения были получены с использованием ускоряющего напряжения 15 кВ, зондирующего тока 15 нА и размера пучка 1 микрон; время подсчета пиков и фона варьировалось от 15 до 30 секунд. Целями были: (1) классифицировать эти минералы и определить их состав, (2) провести перекрестное сравнение их химического состава в различных зонах гидротермальных изменений и (3) определить температурные интервалы кристаллизации в хлорите (геотермометр) с целью понимания физико-химических условий формирования оруденения.

3.4. Спектроскопия изображений.

Образцы керна были также отсканированы с помощью гиперспектрального тепловизора SisuCHEMA™ (модель SWIR, SPECIM Spectral Imaging LTD., Оулу, Финляндия), чтобы обнаружить изменчивость минералов в микронном масштабе. Эта камера генерирует изображения в диапазоне длин волн от 928 до 2524 нм по 256 каналам с пространственным разрешением 156×156 и 30×30 мкм. Прибор имеет спектральное разрешение 10 нм и спектральную дискретизацию 6,3 нм. Гиперспектральные данные в дальнейшем будут называться “SisuCHEMA”.

Этап предварительной обработки включает в себя маски для устранения нежелательных секторов образцов и устранения шумовых полос или некогерентных данных в начале и конце всего спектра. Обработка была основана на классическом спектральном инструменте “Песочные часы”, реализованном в программном обеспечении ENVI®, для создания различных карт минералов из образцов. Spectral Hourglass использует серию этапов обработки для поиска спектрально чистых пикселей (т.е. конечных элементов) и использует их для создания карт классификации минералов. При необходимости в алгоритмах классификации используются конечные элементы, определенные пользователем.

В спектральных песочных часах применяется метод минимальной доли шума (MNF) для устранения корреляции между исходными полосами и выделения шума, который

отбрасывается. Индекс чистоты пикселей (PPI) применяется к полосам MNF для поиска и выбора спектрально отличающихся пикселей. Затем спектрально самые чистые пиксели выбираются в качестве конечных элементов с помощью “n-мерных” интерактивных диаграмм дисперсии (где n равно числу выбранных полос MNF). Метод классификации Spectral Angle Mapper (SAM), который использует угол n-D для сравнения пикселей с эталонными спектрами, использовался для создания карт минералов с использованием пользовательских спектральных библиотек, полученных из измеренных конечных элементов спектра.

Изображения SisuCHEMA, объединенные со спектрами отражения, данными SAM и петрографии, были использованы для идентификации различных групп и ассоциаций минералов и их соответствия зонам изменений. Спектры, полученные на этих изображениях SisuCHEMA, соответствуют среднему отклику площади пикселя (156×156 или 30×30 мкм); в результате наблюдается уменьшенная смесь минералов. Некоторые изображения SisuCHEMA были получены на тех же блоках породы, которые использовались для тонких разрезов. На этих изображениях спектральные параметры были получены в тех же местах, что и при измерениях микрозондом. В местах внутри минералов, размер которых меньше пикселя изображения, выбрали области с кристаллическими агрегатами того же минерала. В этих областях извлекли средние спектры в несколько пикселей.

4. Результаты

М-ние Парайба состоит из пяти основных вмещающих пород: (1) биотитовый гнейс; (2) биотитовый тоналит, разделенный (3) мелкозернистыми и крупнозернистыми дайками порфирированного габбро; (4) грано-сиенитовый порфир; и (5) богатые кварцем мелкозернистые дайки. Пространственные и временные взаимосвязи между этими литотипами проиллюстрированы на рисунке 3 а.

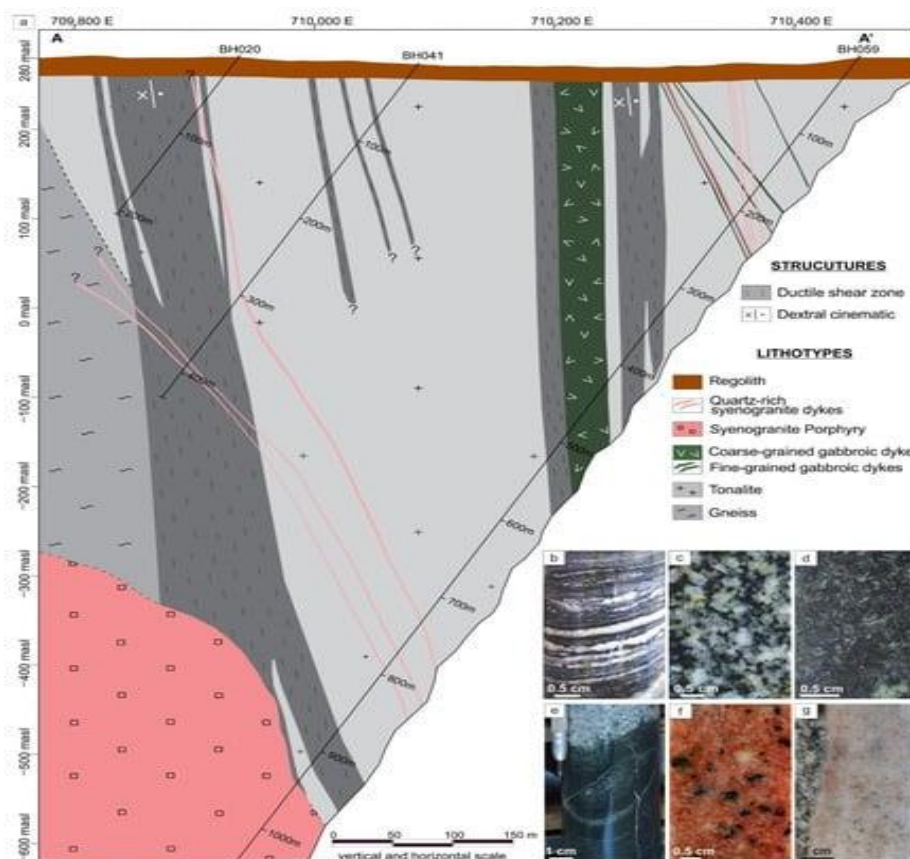


Рис. 3. Разрез м-ния, показывающий временные и пространственные взаимосвязи между литотипами.

Биотитовый гнейс демонстрирует четко выраженную полосчатость, толщина которой варьируется от 0,5 до 2 см (рис. 3b). Его основные полосы состоят из агрегатов биотита и роговой обманки, лейкократовые полосы состоят из плагиоклаза, кварца и калиевого полевого шпата.

Лейкократовая, бело-сероватая, мелкозернистая или среднезернистая порода (рис. 3 c) с неоднородно расположенным слоением, определяемым плагиоклазовыми порфирокластами и биотитом. По составу эта единица включает плагиоклаз, биотит, роговую обманку, титанит, апатит и циркон.

Дайки порфировых габбро от мелкозернистых до крупнозернистых разрезают биотитовый гнейс и биотитовый тоналит. Это меланократовая зеленовато-черная порфировая порода с субэдрическими вкрапленниками плагиоклаза и фанеритовой матрицей (рис. 3d). Части породы уничтожены интенсивными изменениями пропилита, в результате чего порода богата актинолитом.

Порфир сиеногранита представляет собой тонкую лейкократовую порфировую породу с микроклином, плагиоклазом, вкрапленниками кварца и агрегатами биотита (рис. 3 f). Матрица

состоит из мелких кристаллов биотита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и магнетита.

Богатые кварцем сиеногранитные дайки разрезают все предыдущие литотипы. Сиеногранит представляет собой мелкозернистую светло-розовую породу с субэдрическими вкрапленниками К-полевого шпата (рис. 3 г). Его минеральный комплекс состоит из кварца, калиевого полевого шпата, мусковита, эпидота и непрозрачных минералов (пирита и халькопирита).

4.1. Гидротермальные изменения и минерализация.

Месторождение Параиба показывает сложный набор зон гидротермальных изменений (рис. 4). Зоны объединены в две группы на основе их структурной принадлежности. Группа 1 – расслоенные зоны, связанные со сдвиговыми деформациями, группа 2 - без расслоенности. Микрофотографии, изображения SisuCHEMA и спектры отражения показаны на рис. 5, 6 и 7. Характеристики мусковита, биотита, хлорита и эпидота обобщены в таблицах 1, 2, 3 и 4. В поле “Минеральный комплекс” таблиц 1, 2, 3 и 4 показана минерализация, связанная с каждой зоной изменений, выявленных с помощью каротажа керн, петрографии, спектроскопии отражения и SisuCHEMA.

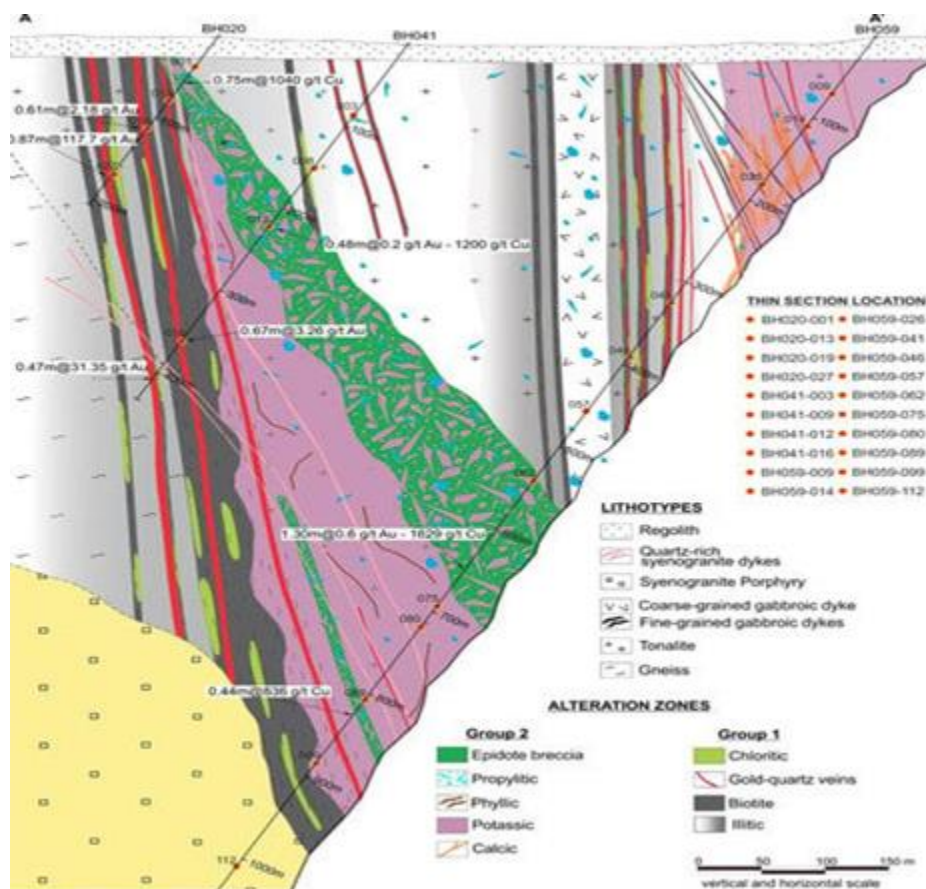


Рис. 4. Основной разрез Параиба с зонами гидротермальных изменений.

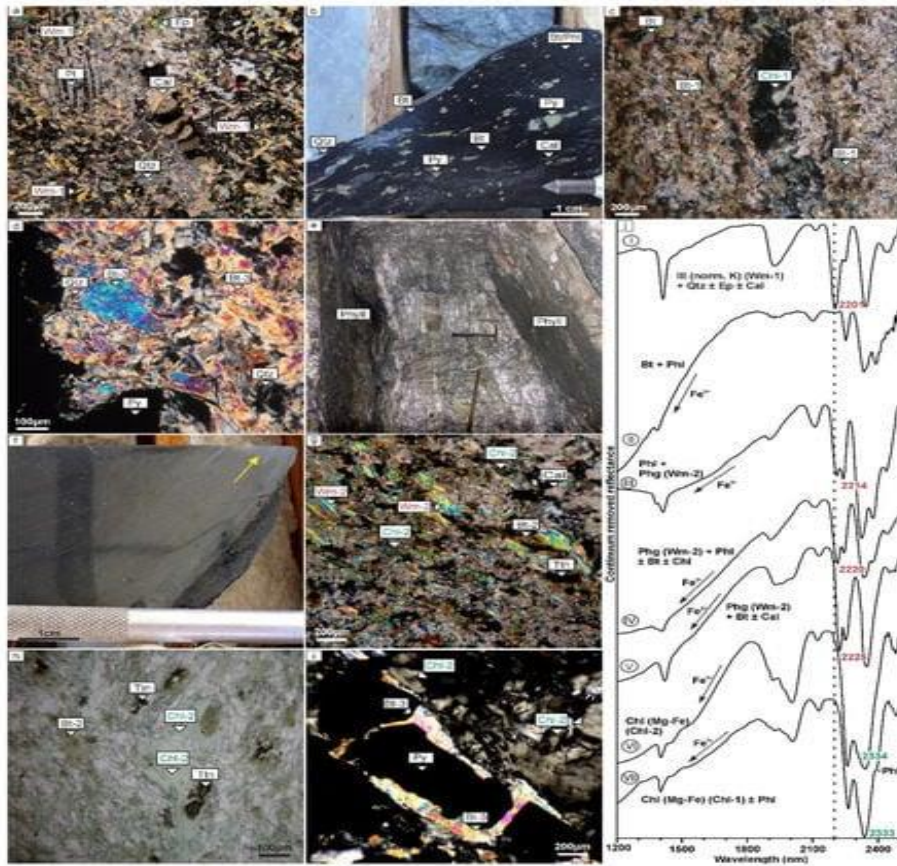


Рис. 5. Зоны гидротермальных изменений группы 1. (а, с, d, g, i) микрофотографии с перекрестной поляризацией и (h) микрофотографии с плоской поляризацией, (b, f) образцы, (e) шахта и (j) спектры отражения. (а) Иллитическая зона в тоналите Параиба, Wm-1 определяет слоистость s_{n+1} филлонитов. Изменение плагиоклаза приводит к образованию мелкозернистой белой слюды (Wm-1). Пржилки кальцита и эпидот из пропилита alteration crosscut Wm-1 (образец ВН020-001 на рисунке 4). (b) Биотитовая зона представляет собой биотит-флогопитовый филлонит. Скопления пирита, слюды и полосы кварца или кальцита определили слоистость филлонита (образец ВН020-019). (с) в биотитовой зоне линзы биотита (Bt-1) и хлорита (Chl-1) определяют слоистость филлонита (образец ВН059-041). (d) Биотитовая зона, состоящая из растянутых пластинок флогопита (Bt-3) с нерегулярными границами зерен. Обратите внимание на микроструктуру слюдяной рыбы (образец ВН041-016). (e) Главная золотокварцевая жила Параиба. Слоистые кварцевые и сульфидные полосы определяют слоистость и параллельны стенкам жил. Филлонит (Филл) содержит жилы. (f) Серовато-черный мелкозернистый хлорит филлонит, определяющий хлоритовую зону. Реликты хлорита и биотита определяют слоистость (стрелка) (образец ВН059-041). (g) Хлоритовая зона, состоящая из Bt-2, покрытая кристаллами Wm-2, Chl-2 и кальцита (образец ВН020-027). (h) Деталь бледно-коричневого биотита (Bt-2), покрытого бледно-зеленым Chl-2 и темно-коричневыми округлыми зернами титанита (образец ВН020-027). (i) в хлоритовой зоне зерна пирита окружены реликтовым флогопитом (Bt-3) и крупным Chl-2 пластинки. (j) Характерные спектры отражения от I до VII. Длины волн поглощения Al-OH и Mg-OH показаны красным и зеленым соответственно. Bt —биотит; Cal—кальцит; Chl—хлорит; Ep—эпидот; Ill—иллит; Ms—мусковит; Ms-Phg— белая слюда с промежуточным составом мусковит-фенгит; Wm—белая слюда, Phg—фенгит; Phl—флогопит; Py—пирит; Qtz—кварц; Ttn—титанит.

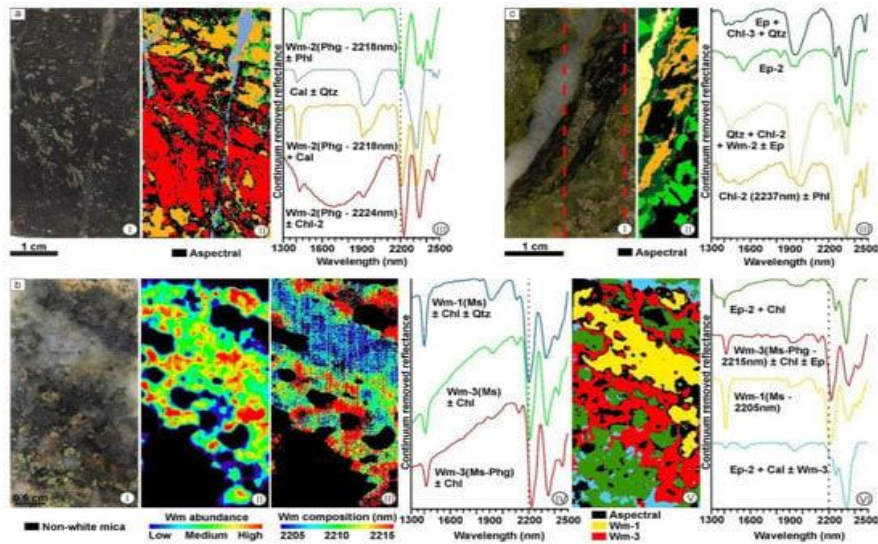


Рис. 6. Изображения и спектры, полученные на основе данных SisuCHEMA из образцов зерна. Цвета спектров являются ключевыми для карт минералов. (а) хлоритовая зона группы 1 в филлоните, где прожилки кальцит-кварца разрезают слоистость Wm-2 и Chl-2 (образец ВН020-019): (I) изображение в истинном цвете, (II) спектрально преобладающая карта минералов (разрешение 156 мкм в пикселях) и (III) полученные основные спектры из рисунка 6 аII. (б) Филлическая зона группы 2, покрытая пропилитовыми зонами (образец ВН059-009): (I) изображение в истинном цвете, (II) карта относительного содержания белой слюды (разрешение 156 мкм в пикселях), (III) Карта состава Al-OH по длине волны, (IV) спектры, полученные из предыдущего рисунка 6 bIII, (V) спектрально преобладающая карта минералов и (VI) спектры, полученные из рисунка 6 bV. Wm-1 (Al-OH при 2205 нм) и Wm-3 (Al-OH при 2215 нм) спектрально различны. На картах Wm-1 окружен и наложен на Wm-3. (с) Пропилитовые и эпидотовые зоны 2-й группы (Ep-3) над зонами изменения 1-й группы (Bt-1, Chl-1 и кварц) в филлоните (образец ВН059-046): (I) изображение в истинном цвете, (II) карта минералов с преобладанием спектра (разрешение 30 мкм в пикселях), и (III) основные спектры, полученные из рисунка 6 сII. Обратите внимание на два надпечатанных минерала изменения: эпидот (Ep-1)–хлорит–(Chl-3)–кварцевая ассоциация (пропилитовая зона) накладывается на хлорит Chl-1–флогопит Bt-1 (хлоритовая зона) филлонит и кварц-сульфидные прожилки, в то время как эпидот (Ep-2) из эпидотазона накладывается отпечаток на пропилитовые изменения. Cal—кальцит; Chl—хлорит; Ep—эпидот; Ms—мусковит; Phg—фенгит; Phl—флогопит; Qtz—кварц; Ms-Phg —белая слюда с промежуточным составом мусковит-фенгит; Wm —белая слюда.

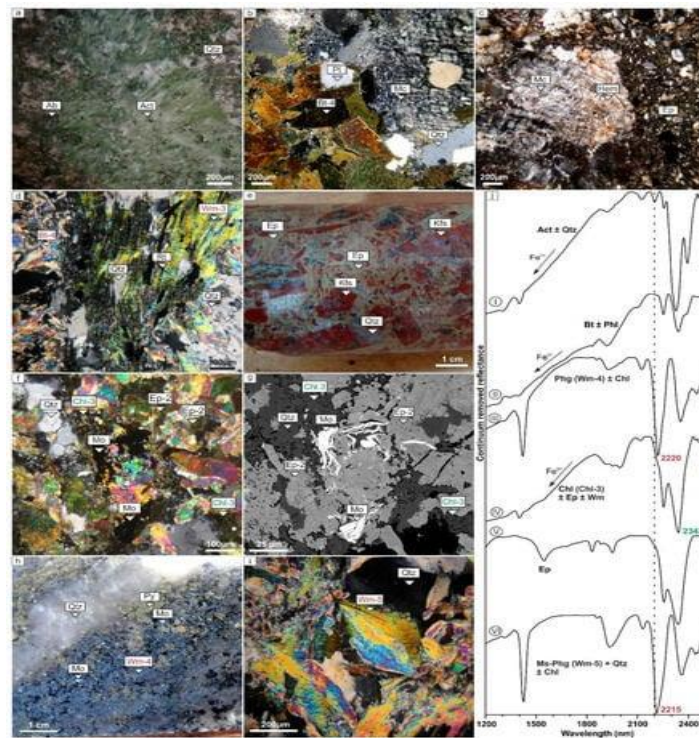


Рис. 7. Зоны гидротермальных изменений группы 2. (а) микрофотографии с прямой поляризацией и (b–d, f, h, i) микрофотографии с перекрестной поляризацией в тонком сечении; (g) изображение электронов с обратным рассеянием ЭМИ; (h) образцы рук; и (j) спектры отражения. (а) фиброрадиальный актинолит, альбит и кварц в кальциевой зоне. (б) Крупные пластинки идиоморфного биотита (Bt-4), микроклин и кварц в калийной зоне (образец ВН041-003 на рисунке 4). (с) Красноватый микроклин с обильными включениями гематита. Биотит частично или полностью замещает эпидот и титанит из пропилитовой зоны (образец ВН041-003). (d) Биотит (Bt-4) из калийной зоны превращается в Wm-3, кварц, ильменит, рутил и титанит из филлической зоны (образец ВН059-009). (е) Эпидотовая брекчия, содержащая субангулярные k-полевошпатово-гематитовые измененные обломки с обильным эпидотовым цементом (Ep-2) (образец ВН041-012). (f, g) Chl-3, эпидот (Ep-2) и молибденит в зоне эпидотовой брекчии (образец ВН041-012). (h) Ореолы Wm-4, хлорита, пирита и молибденита в кварц-пиритовой прожилке из зоны брекчии (образец ВН041-012). (i) Детали поздней белой слюдяной прожилки, состоящей из белой слюды (Wm-5) и кварца (образец ВН041-003). (j) Характерные спектры отражения минералов группы 2. Act: актинолит; Bt: биотит; Cal: кальцит; Chl: хлорит; Ep: эпидот; Hem: гематит; Kfs: K-полевоый шпат; Ms: микроклин; Mo: молибденит; Ms: мусковит; Phg: фенгит; Phl: флогопит; Pl: плагиоклаз; Py: пирит; Rt: рутил; Qtz: кварц; Ttn: титанит; Ms-Phg: белая слюда с промежуточным составом мусковит-фенгит; Wm: белая слюда.

Табл. 1. Краткое описание пяти групп белой слюды, описанных в месторождении Парамба, на основе характеристик минералов, каротажа керна, петрографии, спектроскопии отражения и данных, полученных с помощью ЕМРА, на основе 11 оксигенов. На рисунке 4 Wm-1 в образцах ВН059-009; Wm-2 в образцах ВН020-019 и ВН020-027; Wm-3 в образцах ВН041-003 и ВН059-009; Wm-4 в образце ВН041-012; и Wm-5 в образце ВН041-003.

Method	Characteristics	White Mica Groups					
		Wm-1	Wm-2	Wm-3	Wm-4	Wm-5	
<i>Mineral description, petrography</i>	<i>Alteration group</i>	1	1	2	2	2	
	<i>Alteration zone</i>	illitic	chloritic	phyllic	epidote	late phases	
	<i>Alteration type</i>	pervasive/selective	pervasive	pervasive	pervasive	fissural	
	<i>Structurally controlled</i>	no	phyllonitic foliation	no	breccia	veinlet	
	<i>Mineral assemblage</i>	Wm-1 + Qz	Chl-2 + Wm-2 + Cb + Qz + Ttn + Py + Ccp ± native Au	Wm-3 + Rt + Ilm + Qz	Wm-4 + Ep-2 + Qz ± Cal ± Py ± Ccp ± Mol	Qz + Wm-5	
	<i>Habit</i>	fine grain-size lamellar	lamellar fish	lamellar to fibro-radial	tabular	fibro-radial	
	<i>Grain size (µm)</i>	5 and 80	50–200	200–1000	50–150	20–100	
	<i>Mineralization</i>	barren	Au	barren	Au, Cu, Mo	barren	
	<i>Reflectance spectroscopy</i>	<i>Al-OH absorption wavelength range (nm)</i>	2198–2207	2210–2225	2207–2215	2213–2221	2212–2215
		<i>Al-OH absorption wavelength composition</i>	Ms	Ms/Phg to Phg	Ms/Phg to Phg	Ms/Phg to Phg	Ms/Phg to Phg
<i>Crystallinity</i>		1–2.3 (Ill/Sm to Ill)	1–15 (Ill/Sm to Ms)	4–8 (Ms)	4–15 (Ms)	4–8 (Ms)	
<i>EPMA data</i>	<i>Si (apfu)</i>	3.16 to 3.20	3.15 to 3.31	3.09 to 3.20	3.17 to 3.24	3.11 to 3.17	
	<i>Al (t) (apfu)</i>	2.44 to 2.47	2.23 to 2.44	2.32 to 2.47	2.22 to 2.46	2.36 to 2.40	
	<i>Fe (t) (apfu)</i>	0.18 to 0.20	0.11 to 0.22	0.21 to 0.26	0.12 to 0.20	0.20 to 0.27	
	<i>Mg (apfu)</i>	0.17 to 0.18	0.23 to 0.47	0.18 to 0.26	0.24 to 0.46	0.26 to 0.28	

Abbreviations: apfu—atoms per formula unit, Au—gold, Bmt—bismuthinite, Bt—biotite, Cal—calcite, Ccp—chalcopyrite, Chl—chlorite, Ep—epidote, Fl—fluorite, Hem—hematite, Ilm—ilmenite, Kfs—K-feldspar, Mag—magnetite, Mnz—monazite, Mol—molybdenite, Ms—muscovite, Rt—rutile, Sm/Ill—mixed layer smectite/illite, Phg—phengite, Py—pyrite, Qz—quartz, Rt—rutile, Wm—white mica, and Ttn—titanite.

Табл. 2. Краткое описание четырех групп биотита, описанных в месторождении Параиба, на основе характеристик минералов, каротажа керна, петрографии, спектроскопии отражения и данных, полученных с помощью ЕМРА, на основе 11 кислородов. На рисунке 4 Bt-1 в образцах ВН059–041 и ВН059-46, Bt-2 в образцах ВН020–027 и ВН020-019, Bt-3 в ВН041–016 и Bt-4 в ВН041–003.

Method	Characteristics	Biotite Groups			
		Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-4
Mineral description, petrography	Alteration group	1	1	1	2
	Alteration zone	biotite	biotite	biotite	potassic
	Alteration type	pervasive	pervasive	pervasive	pervasive
	Structurally controlled	phyllonitic foliation	phyllonitic foliation	phyllonitic foliation	no
	Mineral assemblage	Bt + Cal + Py + Ccp	Bt + Cal + Py + Ccp	Phl + Cal + Py + Ccp	Bt + Mc + Qz + Anh + Mag-Hem
	Habit/natural color pleochroism	lamellar fish yellowish to brown	lamellar fish yellowish to brown	lamellar fish light brown to dark greenish	lamellar light to dark brown
	Grain size (μm)	25 and 100	25 and 500	1000 to 3000	1000 to 3000
	Mineralization	traces of Au	traces of Au	traces of Au	no
Reflectance spectroscopy	Fe-OH absorption wavelength range (nm)	~2253	~2250	~2246	~2250
	Mg-OH absorption wavelength composition (nm)	~2354	~2352	~2346 and ~2380	~2352
EPMA data	Si (apfu)	2.88 to 2.99	2.78 to 2.89	2.94 to 3.27	2.83
	Al (t) (apfu)	1.09 to 1.25	1.31 to 1.44	0.81 to 1.19	1.41
	Fe (t)/(Fe (t) + Mg)	0.23 to 0.30	0.29 to 0.35	0.11 to 0.18	0.41
	Mg/Fe	2.32 to 3.34	1.89 to 2.41	4.46 to 8.41	1.44
	Mn (apfu)	0.01 to 0.02	0.05 to 0.06	0.02 to 0.03	0.02

Abbreviations: apfu—atoms per formula unit, Au—gold, Anh—anhydrite, Bt—biotite, Cal—calcite, Ccp—chalcopyrite, Hem—hematite, Mag—magnetite, Mc—microcline, Phl—phlogopite, Py—pyrite, and Qz—quartz.

Табл. 3. Краткое описание трех групп хлорита месторождения Параиба, основанное на характеристиках минералов, каротаже керна, петрографии, спектроскопии отражения и данных ЕМРА, полученных на основе 14 кислородов. Chl-1 в образцах ВН059-041 и ВН059-046; Chl-2 в образце ВН020-027; и Chl-3 в образце ВН041-003.

Method	Characteristic	Chlorite Groups		
		Chl-1	Chl-2	Chl-3
Mineral description, petrography	Alteration group	1	1	2
	Alteration zone	chloritic	chloritic	propylitic
	Alteration type	pervasive	pervasive	pervasive/fissural
	Structurally controlled	phyllonitic foliation	phyllonitic foliation	no
	Mineral assemblage	Chl-1 + Cal + Tnt + Qz + Py + Ccp	Chl-2 + Wm-2 + Cal + Qz + Ttn + Py + Ccp \pm native Au	Chl-3 + Ep-1 + Cb + Py \pm Ccp
	Habit	lamellar fish	lamellar	massive
	Grain size (μm)	120-200	200 to 1000	200 and 750
	Mineralization	barren	traces of Au	barren
Reflectance spectroscopy	Mg-OH absorption wavelength range (nm)	2337–2340	2331–2339	2340–2344
	Al-OH absorption wavelength composition	Mg-Fe chlorite	Mg-Fe chlorite	Fe-Mg chlorite
EPMA data	Si (apfu)	2.74 to 2.79	2.84 to 3.00	2.72 to 2.98
	Al (t) (apfu)	2.47 to 2.45	2.08 to 2.39	2.17 to 2.59
	Fe (t) (apfu)	1.36 to 1.48	1.33 to 1.59	1.72 to 1.82
	Mg (apfu)	3.08 to 3.25	3.10 to 3.49	2.76 to 2.99
	Mn (apfu)	0.05 to 0.12	0.04 to 0.12	0.04 to 0.05
	Crystallization temperature ($^{\circ}\text{C}$)	350	300	220 to 350

Abbreviations: apfu—atoms per formula unit, Au—gold, Cal—calcite, Ccp—chalcopyrite, Chl—chlorite, Ep—epidote, Py—pyrite, Qz—quartz, Tnt—titanite, and Wm—white mica.

Табл. 4. Краткое описание трех групп эпидота месторождения Парамба, основанное на характеристиках минералов, каротаже керн, петрографии, спектроскопии отражения и данных ЕМРА, полученных на основе 12,5 кислорода. Ep-1 в образце ВН041-003; Ep-2 в образце ВН041-012; и Ep-3 в образце ВН059-046.

Method	Characteristic	Epidote Groups		
		Ep-1	Ep-2	Ep-3
Mineral description, petrography	Alteration group	2	2	2
	Alteration zone	propylitic	epidote	epidote
	Alteration type	pervasive	cement	cement
	Structurally controlled	no	breccia	overprint the phyllonite rocks
	Mineral assemblage	Ep-1 + Chl-3 + Cal + Py ± Qz	Ep-2 + Cal + Wm-4 + Py + Ccp + Mol + ± native Au	Ep-2 + Cal + Wm-4 + Py + Ccp + Mol + ± native Au
	Habit	sub-idiomorphic prismatic	large idiomorphic crystals	large idiomorphic crystals to massive
	Grain size (µm)	1 to 50	100 to 500	100 to 500
reflectance spectroscopy	Mineralization	no	Au, Cu, Mo	Au, Cu, Mo
	OH-related absorption wavelength (nm)	1542 to 1545	1542 to 1545	1542 to 1559
	Al-OH absorption wavelength composition	epidote endmember	epidote endmember	Al-rich clinozoisite endmember
	Si (apfu)	3.0	3.0	3.0
EPMA data	Al (t) (apfu)	2.15 to 2.2	2.1 to 2.3	2.1 to 2.4
	Fe (t) (apfu)	0.81 to 0.89	0.9 to 0.8	0.7 to 1.0
	Ca (apfu)	1.92 to 1.95	1.8 to 2.0	1.9 to 2.0
	Abbreviations: apfu—atoms per formula unit, Au—gold, Cal—calcite, Ccp—chalcopyrite, Chl—chlorite, Ep—epidote, Mol—molybdenite, Py—pyrite, Qz—quartz, Tnt—titanite, and Wm—white mica.			

Хотя методы, использованные в этой работе (ЕМРА, спектроскопия отражения и SisuСНЕМА), позволяют правильно различать минеральные разновидности белых слюд (например, мусковит, иллит и фенгит), термин “белая слюда” (Wm) использовался здесь как общий термин. Это связано с тем, что были интерпретированы пять групп белых слюд (Wm от 1 до -5), каждая из которых относится к другой зоне гидротермальных изменений, и каждая из них имеет несколько различный состав и кристалличность (табл. 1). Характеристики каждой из этих групп описаны в пределах каждой зоны гидротермальных изменений.

4.1.1. Зоны гидротермальных изменений группы 1.

Группа 1 включает зоны гидротермальных изменений иллита, биотита и хлорита, контролируемые N-трендовой зоной сдвига второго порядка, которая является вспомогательной по отношению к системе сдвига первого порядка с WNW-трендом (рис. 1 с). В этих зонах с высокой деформацией тоналит в основном трансформировался в милонит, который превратился в филлонитовую ткань, близкую к кварцевым жилам (рис. 6 а, б). Расслоенность Sn + 1 определяет ориентацию слюды в зонах сдвига. Иллит-филлонит и тонкие полосы (от 1 до 10 м) биотита и хлорит-филлонита расположены дистальнее рудных жил, в то время как самая толстая полоса (до 100 м) биотита и хлорит-филлонита содержит золотокварцевые жилы.

Иллитическая зона.

Зона иллитических изменений представляет собой повсеместное изменение, состоящее из мелкозернистой белой слюды, далее именуемой белой слюдой-1 ($Wm-1$), и кварца (рис. 5 а) (табл. 1). На окраинах зоны сдвига N-trending $Wm-1$ полностью замещает магматический плагиоклаз и частично замещает магматический биотит, тем самым образуя филлонит. Спектры отражения $Wm-1$ указывают на иллит с мусковитовым составом (рис. 5j-I) и низкой кристалличностью, от смешанных слоев иллита/сметкита до иллита (значения CI: 1-2.3). Этот иллит с низкой кристалличностью дает название зоне изменения.

Биотитовая зона

Зона изменения биотита представляет собой изменение от сероватого до темно-зеленого цвета, которое определяет биотитовый филлонит (рис. 5 б). Биотитовый филлонит встречается в виде полос N-trending (N05W с понижением 65-70NE) шириной от 1 до 100 м, грубо определяющих контакт между тоналитом и гнейсом (рис. 3 и 4). Тонкие полосы зоны бесплодны и расположены дистальнее жил, в то время как более широкая полоса содержит золото-кварцевые жилы (рис. 4) и включает биотит, карбонат, пирит и халькопирит в качестве минеральных ассоциаций (рис. 5b, c; табл. 2).

В биотитовой зоне биотит был разделен на три группы (табл. 2). Биотит 1 ($Bt-1$) встречается в тонких филлонитовых полосах, дистальнее золото-кварцевых жил (образцы ВН059-41 и ВН059-46 на рис. 4). Биотит 2 ($Bt-2$) и биотит 3 ($Bt-3$) встречаются в более широкой филлонитовой полосе, в которой находятся рудные жилы. $Bt-2$ встречается в неглубоких зонах (образцы ВН020-19 и ВН020-27), а $Bt-3$ – в более глубоких зонах (образец ВН041-016 на рис. 4).

Три группы биотитов имеют пластинчатую структуру с микроструктурой fish и нерегулярными границами зерен, в основном измененными на хлорит (рис. 5 с). $Bt-1$ и $Bt-2$ демонстрируют плеохроизм от желтоватого до коричневого и интерференционный цвет от желтого до оранжевого второго порядка. $Bt-3$ показывает плеохроизм от светло-коричневого до темно-зеленоватого и интерференционный синий цвет третьего порядка (рис. 5d, табл. 2). На основе спектров отражения $Bt-3$ определяется как флогопит, в то время как $Bt-1$ и $Bt-2$ соответствуют биотиту. В целом спектры флогопита похожи, но поглощение Fe-OH и Mg-OH флогопита происходит на несколько более коротких длинах волн, чем у биотита (табл. 2). Дополнительное поглощение Mg-OH или плечо при ~ 2380 нм во флогопите может не проявляться в биотите (рис. 5j-II).

Хлоритовая зона.

В хлоритовой зоне образуется характерная серовато-черная мелкозернистая хлорит-филлонитовая порода (рис. 5 f). В тонких филлонитовых полосах биотит (Bt-1) частично замещен хлоритом (Chl-1), кальцитом, титанитом и сульфидами (табл. 3; рис. 4 и 5 с). В более крупных филлонитовых полосах измененный Bt-2 образует хлорит (Chl-2), белую слюду (Wm-2), кальцит и титанит, связанные с сульфидами и следами самородного золота (табл. 1; рис. 5 g, h). Эти минералы определяют слоистость зоны. Локально биотит замещается Chl-2, образуя более крупные зерна, чем Chl-1 (табл. 3; рис. 5 i).

В соответствии с положением его Al-OH, спектры отражения Wm-2 указывают на промежуточный состав между мусковитом и фенгитом (рис. 5 j-III, табл. 1). Wm-2 имеет переменную кристалличность, от смешанных слоев иллита/смектита до мусковита (значения CI: 1-15; табл. 1). Смешанные спектры Wm-2, флогопита, биотита и хлорита типичны для этой зоны изменения (рис. 5 j-IV). Спектры отражения Chl-2 указывают на богатый Mg состав (табл. 3). Ближе к центру зон хлорит-филлонита в спектрах преобладают особенности поглощения мусковита Wm-2, биотита и кальцита (рис. 5 j-V).

Основываясь на характеристиках поглощения Mg-OH из спектров отражения, Chl-1 и Chl-2 показывают состав Mg-Fe (длины волн от 2331 до 2340 нм; рис. 5 j-VI, VII; табл. 3). В данных SisuCHEMA фенгит (Wm-2) и хлорит (Chl-2) заменяют флогопит (Bt-2) и определяют филлонитовую слоистость (рис. 6 aI-III). Кальцит-кварцевые прожилки разрезают слоистость.

Золотокварцевая жила.

Зоны биотита и хлорит-белой слюды, которые составляют филлонитовые породы, содержат несколько поколений кварцевых жил и прожилков, некоторые из них со значительным содержанием Au (рис. 4). Кварцевые жилы расположены субпараллельно или наклонно филлонитовому слоению и варьируются от 0,5 до 1,5 м в ширину и 1500 м в длину (рис. 5 e). Сиеногранит порфир разрезает кварцевые жилы. Кристаллы кварца внутри жилы растут параллельно или наклонно к жиле, образуя жилу, заполняющую разлом. В богатых золотом частях жилы руда встречается в виде массивных полос (1-3 см), чередующихся с анастомозирующими полосами кварца (рис. 5 e). Основными рудными минералами являются пирит и халькопирит, но также присутствуют металлические минералы, такие как магнетит, висмутин и следы самородного висмута. Системы расширяющихся прожилков показывают, что синаксиальный кварц растет перпендикулярно стенке прожилка (рис. 6 с I-III).

4.1.2. Зоны гидротермальных изменений 2-й группы.

Группа 2 включает зоны гидротермальных изменений кальциевых, калиевых, филлитовых, пропилитовых и эпидотовых, не связанные с зонами сдвига или другими пластическими деформациями (рис. 4).

Кальциевая зона

Гидротермальные изменения кальциевой зоны являются локальными и были самыми ранними в группе 2. Они находятся на расстоянии от рудно-кварцевой жилы и сиеногранит-порфира (рис. 4). Минеральный комплекс состоит из актинолита, альбита и кварца (рис. 7 а). Актинолит от бледно-до темно-зеленого, от призматического до волокнисто-радиального, а его размер в длину варьируется от 50 до 350 мкм. Альбит красноватый с округлыми зернами размером до 20 мкм. Кварц молочно-белый, а размер ксеноморфных зерен варьируется от 50 до 100 мкм. Альбит и кварц не имеют диагностических поглощений в коротковолновом инфракрасном диапазоне; следовательно, они не представлены в спектрах. Однако на рис. 7j-I кварц обозначен округлым поглощением при 1910 нм, вероятно, связанным с водой в виде жидкого включения. Основываясь на его диагностическом дублетном поглощении Mg-OH, спектры чистого актинолита типичны для этой зоны изменений (рис. 7 j-I).

Калийная зона.

Калийная зона состоит из микроклина, биотита (Bt-4), кварца, подчиненного ангидрита и магнетита, измененного на гематит (рис. 7b). Биотит пластинчатый идиоморфный, с прямыми и нерегулярными границами и без деформационных микроструктур (табл. 2). Кристаллы микроклина имеют ширину от 20 мкм до 5 мм и имеют диффузный таргетный близнец. Наличие красноватых кристаллов обусловлено субмикроскопическими включениями гематита (рис. 7 с). Чистый биотит и смешанные спектры биотита и флогопита взяты из этой зоны изменений (рис. 7 j-II). К-полевой шпат, кварц и гематит не обладают свойствами поглощения в коротковолновом инфракрасном диапазоне.

Филлическая зона.

Зона филлических изменений состоит из белой слюды (Wm-3), рутила, ильменита и незначительных количеств молибденита. Этот минеральный комплекс явно заменил калиевый измененный биотит (B4) (рис. 7d; табл. 1). Wm-3 от пластинчатого до волокнисто-радиального, ассоциируется с тонкозернистым (от 200 до 1000 мкм) призматическим рутилом и крупнозернистым (от 100 до 300 мкм) таблитчатым ильменитом (рис. 7d).

На спектрально преобладающей карте минералов белой слюды, составленной на основе данных SisuCHEMA, Wm-3 окружает и накладывает Wm-1 (рис. 6 bI, V и VII). Основываясь

на поглощении Al-OH, Wm-3 имеет промежуточный состав между мусковитом и фенгитом (рис. 6 bII, III и IV) и высокую кристалличность мусковита (значения CI: 4-8; табл. 1).

Пропилитовая зона.

Зоны пропилитовых изменений широко распространены в изученной области, обычно дистальнее сиеногранит-порфира и жил (рис. 4). Их минеральный комплекс состоит из хлорита (Chl-3), эпидота (Ep-1), кальцита и мелкопирита (табл. 4). Как Wm-1, так и Wm-3 заменяют Chl-3, кальцит и Ep-1 (рис. 5 а). Агрегаты хлорита (Chl-3) демонстрируют прямой контакт с субидиоморфными призматическими кристаллами эпидота (Ep-1). Пирит сростается с эпидотом (Ep-1) и хлоритом (Chl-3). Спектры отражения Chl-3 указывают на промежуточный состав Mg-Fe (рис. 7 j-IV).

Зона эпидота.

Зона изменений, богатая эпидотом, встречается в виде всепроникающей зоны и в виде брекчии. Брекчии представляют собой угловатые, мономиктовые литокласты, с калиевыми изменениями из к-полевого шпата-гематита в призматическом эпидотовом цементе (рис. 7 е). В брекчиях золото и также высокое содержание меди (рис. 4). Минеральный комплекс состоит из эпидота (Ep-2), кальцита, кварца, пирита, халькопирита, молибденита и золота (рис. 7 f, g).

Ореолы белой слюды (Wm-4), молибденита, пирита и хлорита окружают кварц-пиритные прожилки (рис. 7 h). Wm-4 имеет табличную форму и мелкозернистую или среднезернистую. Основываясь на длине волны поглощения Al-OH, Wm-4 представляет промежуточный состав между мусковитом/фенгитом (рис. 7j-III) и фенгитом и высокой кристалличностью мусковита (значения CI: 4-15; табл. 1). Данные SisuCHEMА показывают богатые сульфидами прожилки кварца группы 1, связанные с белой слюдой (Wm-2) и хлоритом (Chl-2), на которые наложены пропилитовые изменения, за которыми следует повсеместный эпидот Ep-2 (рис. 6b, c).

Поздние фазы и безрудные прожилки.

Поздние миллиметровые или сантиметровые безрудные прожилки разрезают все литотипы и зоны гидротермальных изменений. Это мономинеральный кальцит (рис. 6 а), кварц-кальцит и кварц-магнетит-флюорит-белая слюда (Wm-5). Wm-5 встречается в прожилках в виде крупнозернистых волокнисто-радиальных пластинок (рис. 7 i). Основываясь на поглощении Al-OH, спектры отражения Wm-5 показывают промежуточный состав между мусковитом и фенгитом (рис. 7j-VI) и высокую кристалличность мусковита (значения CI: 4-8; табл. 1).

4.2. Химический состав минералов.

Химический (EMPA) состав белой слюды, хлорита, биотита и эпидота обобщен в таблицах 1, 2, 3 и 4. Белая слюда Wm-1 и Wm-2 относятся к зонам гидротермальных изменений группы

1. Wm-1 слагает иллититовые изменения, а Wm-2 встречается в зоне хлоритовых изменений филлонитовых пород. Wm-3, Wm-4 и Wm-5 встречаются в зонах гидротермальных изменений группы 2. Wm-3 встречается в филлической зоне, Wm-4 в зоне эпидота, а Wm-5 в кварц-магнетит-флюорит-белые прожилки слюды. Chl-1 и Chl-2 вместе с Wm-1 и Wm-2 принадлежат к группе 1, оба в зонах хлоритовых изменений в филлонитах. Chl-3 относится ко 2-й группе зоны бесслоистых пропилитовых изменений. Три типа биотитов связаны с филлонитами. Эпидот вместе с Chl-3 встречается в пропилитовой зоне или в зоне брекчии, богатой эпидотом.

Белая слюда.

Преобразование данных EPMA по белой слюде на формульную единицу (арфу) основывалось на 11 атомах кислорода, и все железо считалось Fe^{3+} . Минимальное и максимальное содержание катионов белой слюды в арфу выглядит следующим образом: (K 0,87–0,93, Na 0,01–0,03 и Ca 0,00), (Al^{vi} 1,42–1,65, Mg 0,18–0,47, Fe_{tot} 0,14–0,27, Mn 0,00–0,01 и Ti 0,00–0,07) и (Si 3.09–3.31 и Al^{IV} 0.69–0.91), с заполненностью межслойных катионов от 0.88 до 0.96 арфу и октаэдрической заполненностью от 1.74 до 2.47 (табл. 1).

Большая часть белой слюды имеет межслоевой заряд $> 0,9$ арфу и содержание Si более 3 арфу, что характерно для состава фенгита. Содержание Fe + Mg и Al находится в идеальной вариации состава от мусковита до фенгита, при этом основные замещения следуют тенденциям мусковит-феррифенгит и мусковит-Mg-фенгит (рис. 8 а). Wm-1 (группа-1) наряду с Wm-3 и Wm-5 группы 2 показывают четко определенные поля с более богатым железом составом в отличие от рассеянных Wm-2 (группа-1) и Wm-4 (группа-2) с наложением Mg-фенгитов. Широкое поле состава, изображенное на рис. 8 а позволяет наблюдать две значительные группы: (1) белые слюды, связанные с рудными зонами (Wm-2 и Wm-4) Mg-фенгита, и (2) те, которые связаны с бесплодными зонами (Wm-1, Wm-3, Wm-5). в более богатом тренде. Даже без различия Fe^{2+} - Fe^{3+} с помощью анализа EPMA отклонение мусковита от ферримусковита предполагает, что также могло произойти замещение $Fe^{3+} \leftrightarrow Al^{3+}$.

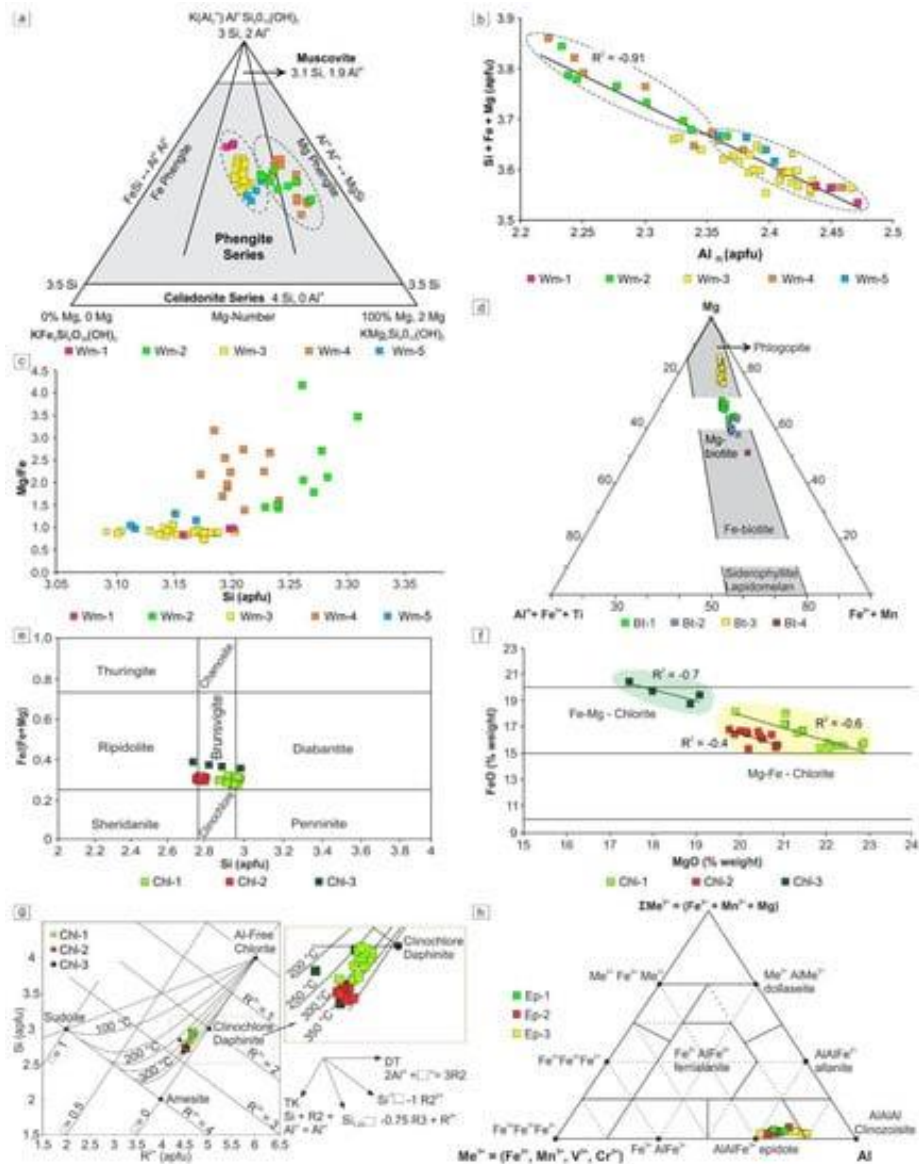


Рис. 8. Химический состав минералов (EMPA): белая слюда (а–с), биотит (d), хлорит (е–g) и эпидот (h). (а) Составное поле фенгитовой серии. (б) диаграмма корреляции $Al_{(IV)}$ и $(Si + Fe + Mg)$ (R^2 = коэффициент корреляции). (с) Распределение белой слюды по сравнению с Mg / Fe . (d) Классификация биотита по Фостеру. (е) диаграмма классификации хлорита Si против $Fe / (Fe + Mg)$ [71]. (f) FeO против Распределение хлоритов MgO . (g). (h) Тройная диаграмма Сокращения: Bt —биотит, Chl—хлорит, Ep—эпидот, Wm —белая слюда и Me—октаэдрические катионы.

Реакция обмена Чермака ($(Si^{IV} + (Mg + Fe^{2+})^{VI} = IV Al + VI Al)$) является важным регулятором изменений состава, поскольку большинство образцов группируются в отрицательной линейной корреляции (рис. 8b). Wm-1, Wm-3 и Wm-5 концентрируются ближе к конечному элементу состава мусковита (богаче общим содержанием Al), в то время как Wm-2 и Wm-4 ближе к конечному элементу состава селадонита, богаче Fe^{2+} , Mg^{2+} и Si. Группы Wm-2 и Wm-4 встречаются в двух зонах минерализованных изменений, а именно в филлоните с хлорит–белой слюдой, вмещающем золотокварцевую жилу, и в зоне эпидотовой брекчии, соответственно.

Согласно диаграмме зависимости Si от Mg/Fe (рис. 8 с), белая слюда, связанная с безрудными зонами (Wm-1, Wm-3, Wm-5), представляет постоянное соотношение Mg/Fe, равное приблизительно 1, в то время как в слюдах, связанных с рудными зонами (Wm-2 и Wm-4) соотношение Mg/Fe варьируется в пределах 1.5-4. Кроме того, существуют различия между двумя группами белой слюды в рудных зонах. Wm-2 (группа 1) показывает содержание Si > 3,22 apfu, в то время как Wm-4 (группа 2) показывает содержание Si от 3,17 до 3,24 apfu. Кроме того, существует положительная корреляция между соотношением Mg/Fe и содержанием Si в группе 1 от богатой Fe Wm-1 до богатой Mg и Si Wm-2 (рис. 8 с). Однако эта корреляция не наблюдается в белой слюде 2-й группы.

Биотит-флогопит.

Данные по биотиту EMPA относятся к филлонитам группы 1 (Bt-1, Bt-2 и Bt-3) и к зоне калийных изменений (Bt-4 группы 2) (рис. 4; табл. 2). Все минеральные формулы были рассчитаны на основе 11 атомов кислорода. Классификация показывает, что флогопит имеет соотношение Mg: Fe > 2: 1. В этом смысле три биотита группы 1 имеют состав флогопита: в Bt-1 Mg: Fe > 2,32, в Bt-2 Mg: Fe > 2,0 (с одним образцом 1,9), а в Bt-3 Mg: Fe > 4,6, вплоть до 8,4. В Bt-4 группа 2 имеет Mg: Fe = 1,46 и классифицируется как биотит. Согласно тройному графику тенденция поля Mg-биотита характеризует биотитовые составы филлонитов, отмеченные Al^{iv} ~ 1,17 apfu и Fe # 0,26 в Bt-1, а также Al^{iv} ~ 1,4 apfu и Fe # 0,32 в Bt-2. Эта положительная корреляция указывает на замещение Al как в октаэдрических, так и в тетраэдрических участках, с тенденцией к конечному элементу сидерофиллита. Bt-3 обогащен Mg (флогопит) с Fe # до 0,15 и двумя основными кластерами: один с высоким содержанием Si (Al^{iv} от 0,7 до 0,8 apfu), а другой с низким содержанием Si (Al^{iv} от 1 до 1,1 apfu). Bt-3 также указывает на замещение Al в октаэдрических и тетраэдрических участках, склоняющихся к конечному элементу истонита. Bt-4 представляет собой богатый железом биотит с Al^{iv} ~ 1,4 apfu и Fe # 0,41 (рис. 8d; табл. 2).

Хлорит.

Химический анализ минералов EMPA проводился для всех трех групп хлоритов с учетом 14 эквивалентных атомов кислорода и всего железа в виде Fe²⁺ (табл. 3). Chl-1 и Chl-2, которые пространственно связаны с минерализованными зонами в филлонитах (группа 1), показывают сходное содержание Fe и Mg. Chl-3, связанный с пропиловыми зонами гидротермальных изменений (группа 2), демонстрирует заметное обогащение Fe.

Согласно диаграмме зависимости Si от Fe / (Fe + Mg), все хлориты классифицируются как брунсвигит (рис. 8 е). Chl-1 группируется близко к диабантину, богатому Si, а Chl-2 близко к рипидолиту, а для Chl-3 наблюдается тенденция изменения состава от рипидолита к

диабантину и большее соотношение Fe/(Fe+Mg). Изменения концентраций FeO и MgO связаны с заменой Fe²⁺ на Mg²⁺ в октаэдрических слоях. Это замещение катионов было обнаружено по отрицательной линейной корреляции между образцами хлорита. Таким образом, Chl-1 и Chl-2 считаются хлоритами Mg-Fe, тогда как Chl-3 соответствует хлориту Fe-Mg (рис. 8 f).

Температуры кристаллизации хлорита были рассчитаны с использованием графического геотермометра Бурделя и Шателино с использованием R²⁺ против Диаграмма Si, предложенная Вивирой и Вайсом (рис. 8 г). Рекомендуется для температур до 350°C и основано на уравнениях Бурделя и др. и Джеффри и др. Оба состоят из полуэмпирических методов, которые не учитывают давление или неидеальные условия. Эти геотермометры основаны на соотношении конечных элементов, чтобы напрямую связать температуру с постоянным равновесием между кварцем и хлоритом.

Образцы хлорита распределены вдоль линии конечного элемента хлорит-амезит, не содержащего Al, в результате замены Чермака $Si + R^{2+} = Al^{IV} + Al^{VI}$ (стрелка ТК на рис. 8 g). Линия хлорит-амезит, не содержащая Al, также указывает на нулевые вакансии и предполагает содержание Fe³⁺, близкое к нулю. На рис. 8 g данные по трем группам хлорита близки к конечному элементу клинохлора (дафинита) с содержанием R³⁺ в диапазоне от 2,2 до 2,8 арфу, содержание R²⁺ от 4,0 от 3 до 4,8 арфу и содержание Si от 2,5 до 3,0 арфу. Большинство образцов расположены близко к линии нулевой вакансии и имеют температуру кристаллизации около 350°C (рис. 8 г). В целом, большинство композиций Chl-2 указывают на температуры кристаллизации 300° -350°C. Составы Chl-1 и Chl-3 отклоняются от линии нулевой вакансии в сторону более высокого содержания кремнезема и более низкого содержания R²⁺, что указывает на более низкие температуры. Средняя температура кристаллизации Chl-1 составляет около 300°C. Композиции Chl-3 высокодисперсные, температура варьируется от 220°C до 350°C.

Эпидот.

В общей сложности было измерено двенадцать точек в трех тонких разрезах (ВН041-003, ВН041-012 и ВН059-046). Эпидоты обозначены в соответствии с зоной изменения, к которой они принадлежат. Ер-1 относится к зоне пропилитовых изменений (группа 2). Ер-2 и Ер-3 связаны с гидротермальной брекчиевой матрицей (группа 2). Зона гидротермальных изменений эпидота считается критической в пределах месторождения из-за ее взаимосвязи с минерализованными зонами группы 2 (табл. 4). Все эпидоты располагаются ближе к составу эпидота на тройной диаграмме Карташова. Составы Ер-3 разбросаны по направлению к месторождению клинозоизитов (рис. 8 h).

5. Интеграция данных, обсуждение, заключение.

5.1. Интеграция спектральных, минеральных химических и Au-Cu данных.

Белые слюды, наблюдаемые в месторождении Параиба, имеют переменный спектральный состав, в некоторых случаях частично перекрывающийся. Состав варьируется от мусковита (минимальное поглощение Al-OH при 2198 нм) до фенгита (максимальное поглощение Al-OH при 2224 нм) (рис. 9 а, б). Наиболее распространены композиции Wm-2, Wm-3, Wm-4 и Wm-5 с перекрывающимися длинами волн от 2207 до 2224 нм. Wm-3 и Wm-5 имеют сходный промежуточный мусковит-фенгитовый состав (поглощение Al-OH от 2207 до 2214 нм). Wm-2 и Wm-4 более фенгитные. Wm-1 - единственный тип, который спектрально представляет мусковитовый состав (поглощение Al-OH между 2198 и 2207 нм), и он не перекрывается с другими типами белой слюды (рис. 9 а, б). Все эти результаты основаны на данных спектроскопии отражения, измеренных спектрометриком высокого разрешения ASD/FieldSpec-3 и контактным зондом с размером пятна 1 см.

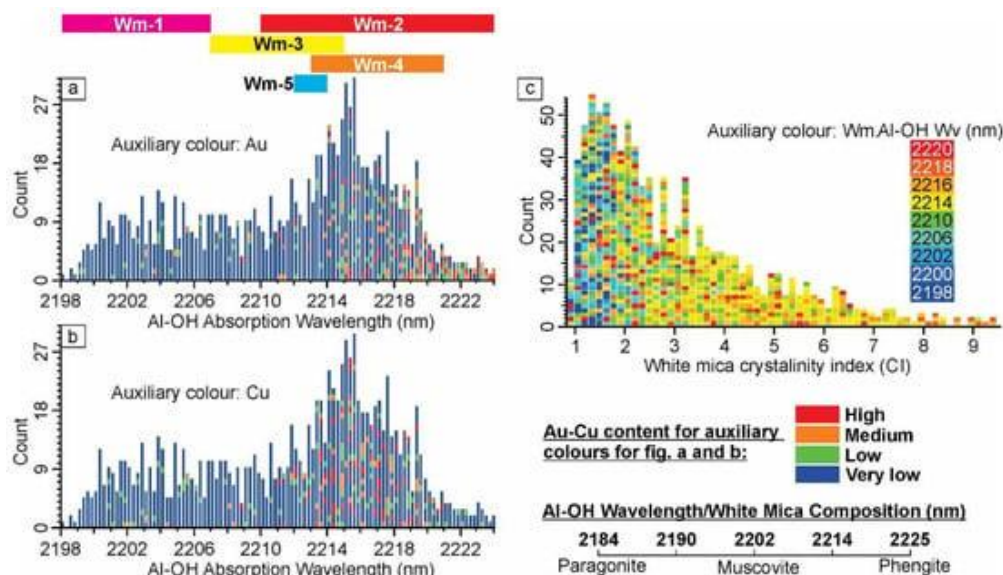


Рис. 9. Спектральные данные белой слюды и интеграция содержания Au-Cu в образцах Параиба. Гистограмма положения элементов Al-OH для общих образцов белой слюды, связанных с содержанием Au (а) и содержанием Cu (б). Цветные горизонтальные полосы над гистограммами - интервал длин волн поглощения Al-OH, связанных с группами белой слюды (от Wm-1 до Wm-5). (с) Гистограмма индекса кристалличности белой слюды (CI) с длиной волны Al-OH белой слюды (Al-OH Wv) во вспомогательных цветах.

Согласно данным, полученным из EMPA, все пять типов белой слюды принадлежат к фенгитовой серии (рис. 8 а). Тем не менее, кристаллы Wm-1 демонстрируют небольшое снижение содержания Si и Fe и обогащение Al, что делает его ближе к составу мусковита (рис. 8 а). Сравнение данных SisuCHEMA и EMPA по белой слюде показывает высокую корреляцию (рис. 10 а). Такая высокая корреляция объясняется тем, что спектральные данные были собраны с помощью датчика SisuCHEMA (размер пикселя 30 мкм) в тех же областях тонких срезов, где

проводились измерения ЕМРА. На рис. 10 а показано, что более длинные волны соответствуют белой слюде с более высоким содержанием Si, Fe²⁺ и Mg²⁺ и более низким содержанием Al (t) (рис. 8 b). Следовательно, длины волн, связанные с поглощением Al-OH белой слюдой, демонстрируют систематическое изменение, соответствующее уровню замещения по Чермаку ([Mg, Fe] + Si = Al^{IV} + Al^{VI}; [60]). Данные SisuCHEMA показывают минимальные значения длины волны Al-OH 2205 нм для Wm-1, что немного выше значений, измеренных с помощью спектроскопии отражения. Это небольшое различие между данными визуализации и спектроскопии отражения может быть связано с большим размером пятна прибора FieldSpec. Большой размер пятна может включать в себя несколько других минералов, помимо этого очень мелкого Wm-1 (иллит/сметтит до иллита) в среднем спектре, и они могут влиять на положение спектрального параметра.

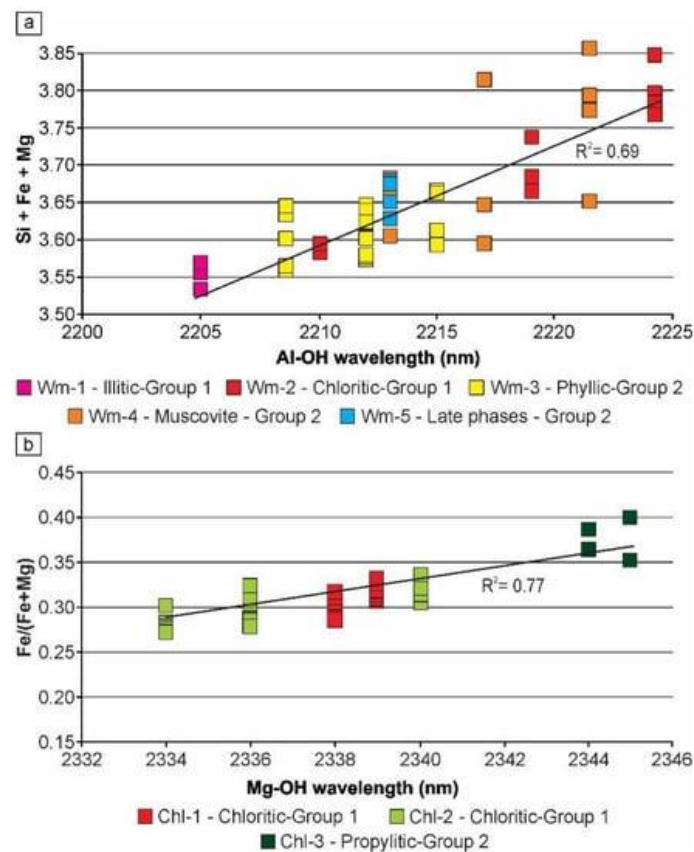


Рис. 10. Диаграммы рассеяния, показывающие основные длины волн поглощения белой слюды и хлорита в зависимости от содержания катионов, полученных из ЕМРА. (а) Длина волны Al-OH против Si + (Fe + Mg) белой слюды; (б) длина волны Mg-OH в зависимости от Fe/ (Fe + Mg) хлорита (по данным ЕМРА для 14 атомов кислорода). Спектральные данные были собраны с помощью датчика SisuCHEMA с размером пикселя 30 мкм в тех же секторах, где проводились измерения ЕМРА.

Значения индекса кристалличности (СІ) белой слюды Параиба варьируются от 1 до 15, что соответствует составам от смешанного слоя иллита/сметтита до мусковита (рис. 9с; табл. 1). Значения СІ ниже 2,5 (соответствующие кристалличности иллита/сметтита и иллита) относятся

к образцам с более широким диапазоном составов, от мусковита до фенгита (поглощение Al-OH от 2198 до 2225 нм), но с преобладанием состава мусковита (синий и светло-голубой на рис. 9с). Низкая кристалличность (рис. 9с) и состав мусковита (рис. 9а) связаны с Wm-1. Широкий диапазон значений кристалличности (значения CI от 1 до 15) и составов от промежуточного мусковит-фенгита до фенгита связаны с Wm-2 (рис. 9а, с; табл. 1). Почти одинаковый состав (промежуточный мусковит-фенгит до фенгита; диапазон поглощения Al-OH: 2207-2215 нм) и высокая кристалличность (поле мусковита; диапазон CI: 4-8) Wm-3 и Wm-5 затрудняют их различение при использовании спектроскопии отражения (рис. 9 а, с). Wm-4 обладает высокой кристалличностью мусковита (диапазон CI: 4-15) и составом, варьирующимся от промежуточного мусковит-фенгита до фенгита (диапазон поглощения Al-OH: 2213-2221 нм) (рис. 9 а, с).

Wm-2 хлоритовой зоны (группа 1) и Wm-4 зоны брекчии эпидота (группа 2) связаны с высоким содержанием Au и высоким содержанием Cu соответственно (рис. 9 а, b). Самые высокие содержания Au связаны со спектральным диапазоном Wm-2, особенно в правой части гистограммы на рис. 9а. Самые высокие значения Cu связаны со спектральным диапазоном Wm-4 (рис. 9b). Wm-1 иллитической зоны (группа 1), Wm-3 филлитовой зоны (группа 2) и Wm-5 более поздних фаз изменения не связаны со значительными содержаниями Au и Cu (рис. 9 а, b).

Была выбрана репрезентативная скважина месторождения Парайба (BH041), чтобы показать пространственную взаимосвязь между зональностью гидротермальных изменений, содержанием Au-Cu и характеристиками белой слюды (рис. 11). Более высокие содержания Au связаны с золото-кварцевыми жилами, расположенными в биотите группы 1 или хлорит-филлоните (глубина 105, 370 и 410 м на рис. 11 а, б). Зона эпидотовой брекчии 2-й группы показывает самое высокое содержание Cu с промежуточным содержанием Au (рис. 11 а, с). Пропилитовая зона 2-й группы и золотокварцевая жила 1-й группы глубиной 420 м также демонстрируют высокое содержание меди. Существует взаимосвязь между высоким содержанием белой слюды (рис. 11 d) и высоким содержанием Au и Cu в зоне эпидотовой брекчии группы 2 (рис. 11 b, c). Состав фенгита (поглощение Al-OH > 2214 нм) явно связан с зонами, богатыми Cu и Au (рис. 11 d). Безрудные участки представлены составами белой слюды от мусковита до промежуточного мусковит-фенгита (поглощение Al-OH от 2198 до 2215 нм) (рис. 11 d). Сравнивая эти наблюдения с рис. 9 а, b, можно сделать вывод, что образцы, богатые фенгитом (поглощение Al-OH от 2214 до 2225 нм), относятся к Wm-2 (группа 1) и / или Wm-4 (группа 2).

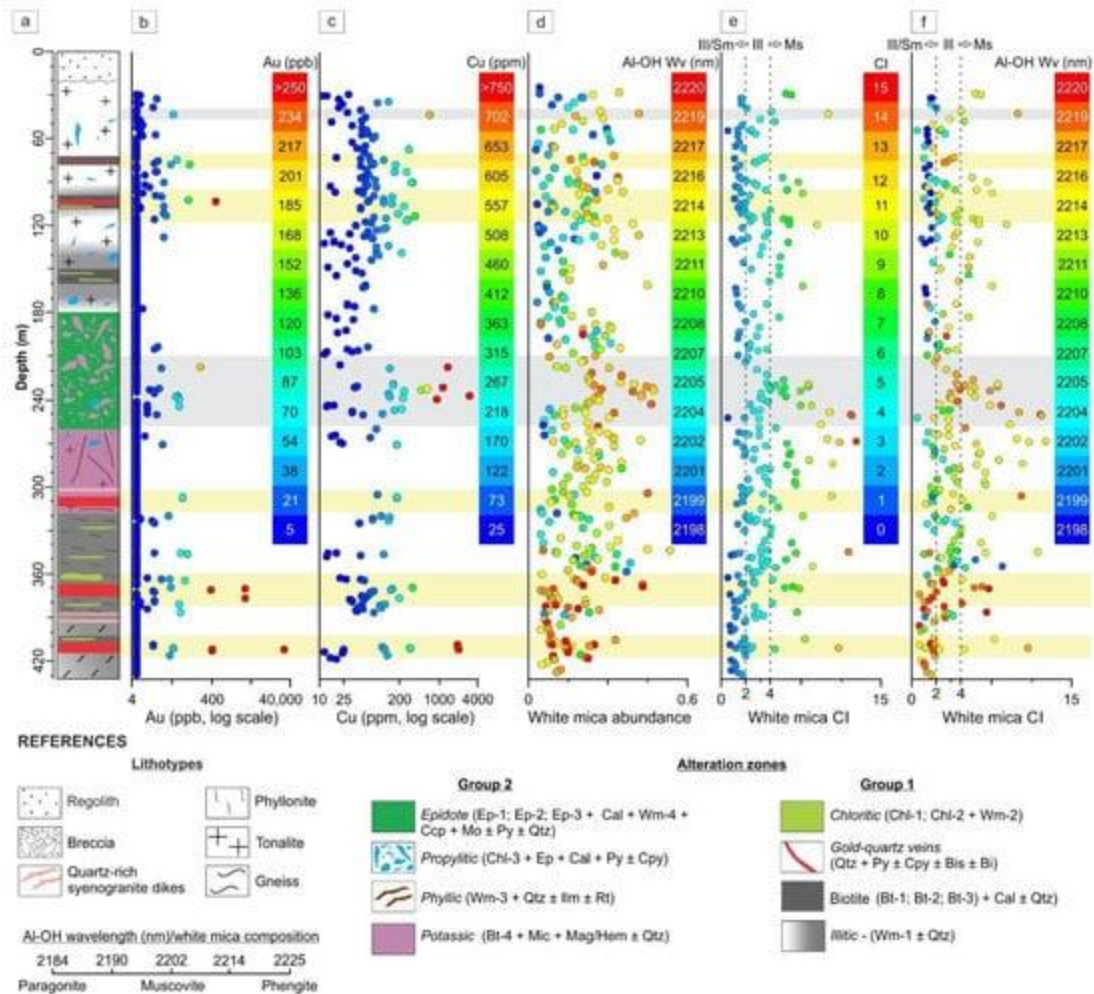


Рис. 11. Основные характеристики скважины ВН04 месторождения Параиба, включающие: (а) одномерную полосовую съемку с геологическим и гидротермальным каротажем керна; (б) содержание Au и (с) Cu (логарифмические шкалы); (d) обилие белой слюды (с длинами волн состава белой слюды во вспомогательных цветах); (е, ф) кристалличность белой слюды (CI); Основные литотипы и зоны гидротермальных изменений приведены на рис. 3 и рис. 4. Бледно-желтые горизонтальные уровни показывают высокое содержание Au, бледно-серые уровни показывают высокое содержание Cu, а белый фон - безрудный.

Значения кристалличности белой слюды (CI) увеличиваются в зонах, богатых Cu, в пределах зон гидротермальных изменений группы 2, особенно филлических и эпидотовых зон (рис. 11 е). В этих зонах значения CI обычно выше четырех, что указывает на высокие значения кристалличности, аналогичные значениям мусковита.

Характерный состав мусковита и низкая кристалличность Wm-1 (рис. 9 а, с) указывают на заметное присутствие этой группы белой слюды на глубине от 30 до 180 м (синие и светло-голубые точки на рис. 11 f). Однако Wm-1 не единственный тип белой слюды на этом интервале глубин. Некоторая изменчивость, наблюдаемая в значениях кристалличности и состава на одной и той же глубине скважины в несколько метров, позволяет предположить наложение различных типов белой слюды на размер пятна спектрометра (диаметр 1 см). Тем не менее, часть этой изменчивости может быть связана с внутренним диапазоном значений

кристалличности и состава каждого типа белой слюды. Например, Wm-2 представляет собой тип с составом от промежуточного мусковит-фенгита до фенгита, с кристалличностью, варьирующейся от смешанного слоя иллита/сметита до мусковита.

Wm-4 похож по составу на Wm-2 (мусковит-фенгит - фенгит), но присутствует только в зоне гидротермальных изменений эпидота 2-й группы (глубина от 180 до 260 м в ВН041; рис. 11). Различение Wm-4 и Wm-2 с помощью спектроскопии отражения невозможно, за исключением случаев, когда фенгитовая белая слюда имеет низкую кристалличность — характерное сочетание, наблюдаемое только в Wm-2. С другой стороны, все образцы Wm-4 демонстрируют высокую кристалличность ($CI > 4$).

Эти данные согласуются с данными, полученными из ЕМРА, которые указывают на существование двух значительных тенденций: одна включает Wm-2 и Wm-4, группы, пространственно связанные с рудными зонами, а другая включает Wm-1, Wm-3 и Wm-5, связанные с изменениями в пустых зонах (рис. 8 а, с). Wm-2 был отличен от популяции Wm-4 по данным, полученным из ЕМРА (рис. 8 с). Популяция Wm-2 демонстрирует более высокое содержание кремнезема ($> 3,2$ арфу), положительную корреляцию и самое высокое содержание Mg, тогда как популяция Wm-4 демонстрирует пониженное содержание кремнезема ($< 3,2$ арфу) и рассеянное распределение. Напротив, безрудные Wm-1, Wm-3 и Wm-5 демонстрируют ограниченные вариации кремнезема и более низкие значения Mg / Fe ($< 1,3$). Мусковит отклоняется от своего идеального состава в основном за счет двух основных типов замещения: замещения по Чермаку (или замещения фенгитом) и Al^{vi} для Fe^{3+} .

Хлориты Chl-1 и Chl-2 имеют промежуточный состав Mg-Fe с преобладанием конечных элементов, богатых Mg (рис. 12 а). Длины волн поглощения Mg-ОН составляют 2337-2340 и 2331-2339 нм для Chl-1 и Chl-2 соответственно. Chl-3 имеет состав Fe-Mg (обогащенный Fe конечный элемент) и длины волн поглощения Mg-ОН от 2340 до 2344 нм. Эти результаты согласуются с результатами, наблюдаемыми в данных ЕМРА (рис. 8 е, f). Значения Fe и Mg демонстрируют систематические изменения с длинами волн поглощения ~ 2340 нм, что согласуется с уровнем замещения Чермака. Чем выше содержание Mg в хлорите, тем короче характерная длина волны; и наоборот, когда содержание Fe увеличивается, характерная длина волны становится длиннее (рис. 10b). Данные ЕМРА также подтверждают замещение Чермака в качестве основного замещения хлорита, поскольку образцы распределены по всей линии хлорит-амезитовых конечных членов, не содержащих Al (рис. 8 г). Chl-1 и Chl-2 относятся к зоне хлоритовых изменений (группа 1), с температурами кристаллизации выше $350^\circ C$ для Chl-1 и от $300^\circ C$ до $350^\circ C$ для Chl-2 (рис. 8 г). Chl-3, относящийся к зоне пропиловых

изменений (группа 2), показывает обогащение Fe и рассеянные более низкие температуры между 220°C и 350°C.

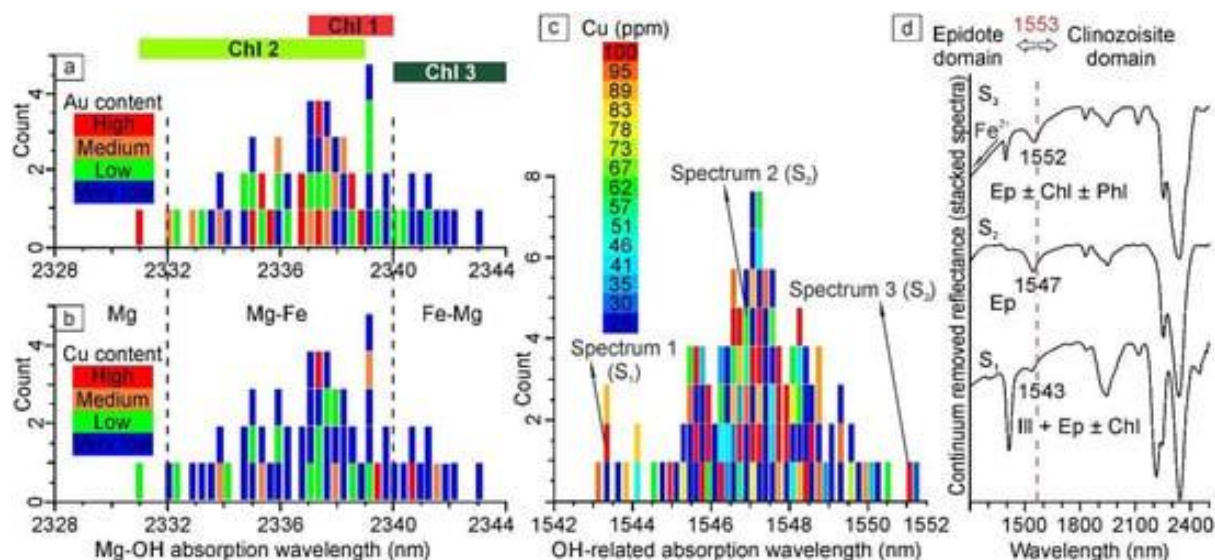


Рис. 12. Спектральный анализ хлорита и эпидота месторождения Параиба. (а) Гистограмма положения хлоритового Mg-OH-элемента. Цветные полосы указывают интервал длин волн для каждой группы хлоритов. Высокая корреляция между образцами хлоритов с высоким содержанием Mg (Chl-1 и Chl-2) и высокими значениями Au. (б) Гистограмма положения хлоритового Mg-OH-элемента. Образцы хлорита не показывают высокой корреляции со значениями, богатыми Cu. (с) Гистограмма с положением длины волн ~ 1545 нм для всех образцов месторождения Параиба. Высокая корреляция между образцами эпидота и высоким содержанием меди. (d) Спектры отражения эпидота. Классификация эпидота и клинозоизита различается пунктирной линией при 1553 нм. Chl: хлорит; Ep: эпидот; Ill: иллит; Phl: флогопит.

В этом сценарии богатые Mg Chl-1 и Chl-2 пространственно связаны с более высоким содержанием Au (рис. 12 а) и, следовательно, их можно использовать в качестве векторов в направлении минерализованных зон. Напротив, высокие значения Cu не связаны с этими группами хлорита (рис. 12 б).

Наиболее заметные спектральные особенности эпидота, расположенные при ~ 2255 нм (Fe-OH) и ~ 2340 нм (Mg-OH), перекрывают поглощения хлорита, биотита или карбоната в спектральных смесях. Однако связанное с OH поглощение при ~1545 нм является диагностическим признаком, которого нет в хлорите, биотите или карбонате (рис. 7 j-V). Это поглощение варьируется по положению от конечного элемента эпидота (1542 нм) до конечного элемента богатого Al клинозоизита (1559 нм). Образцы были классифицированы как конечный элемент эпидота, в нескольких случаях достигая предела клинозоизита (рис. 12 с). Данные, полученные с помощью EMPA, подтверждают состав эпидота только для нескольких образцов с высоким содержанием Al-клинозоизита (рис. 8 h). Нет никакой связи между высоким содержанием Cu и составом эпидота.

5.2. Интерпретация

На основе представленных данных на рисунке 13 предлагается схематическая парагенетическая схема месторождения Параиба.

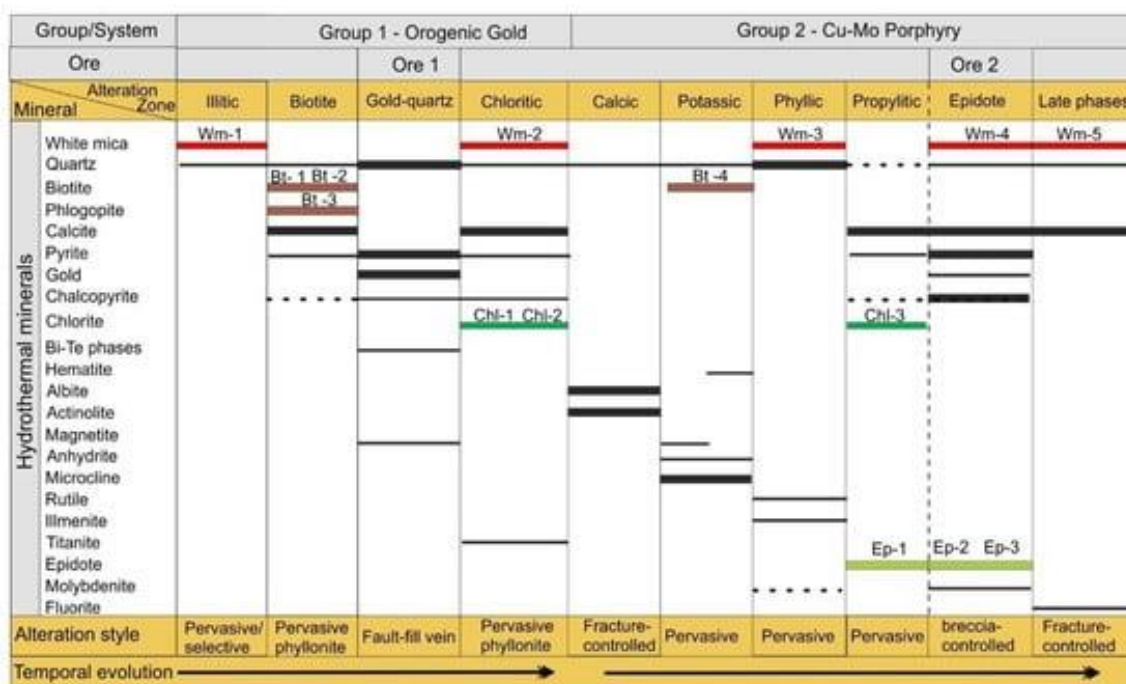


Рис. 13. Схематическая парагенетическая схема м-ния Параиба, показывающая две группы гидротермальных изменений. Группа 1 показывает характеристики орогенного типа. Группа 2 связана с магма-гидротермальным процессом порфирового типа. Минералы обычных и второстепенных фаз, представлены сплошными и пунктирными линиями, а относительное содержание пропорционально толщине полос.

Зоны гидротермальных изменений группы 1 контролируются сдвигом и отмечены иллитными, биотитовыми, золотокварцевыми жилами и зонами хлоритовых изменений. Группа 2 включает зоны кальциевых, калийных, филлитовых, пропилитовых и эпидот-брекчиевых изменений с обширными поздними безрудными прожилками. Каждая группа изменений связана с двумя основными системами минерализации: (1) гидротермальной системой (группа 1), связанной с богатыми Au-Cu кварцевыми жилами, расположенными в филлонитах/милонитах, и (2) магма-гидротермальной системой (группа 2), связанной с богатыми Cu-Mo брекчиями и прожилками.

Характеристики изменений и минерализации группы 1:

- (а) в масштабе района расположены в крупных СЗ зонах сдвига;
- (б) в масштабе месторождения расположены в разломных золотокварцевых жилах и ограничены филлонитами;
- (в) P-T параметры - от 200 до 340°C, низкая соленость, водно-углекислые флюидные включения, белая слюда, хлорит и флюидные включения, высокий градиент давления жидкости.

Эти особенности согласуются с орогенной моделью золота.

Данные, собранные на м-нии Парамба, свидетельствуют о том, что магма-гидротермальная система (группа 2), связанная с богатыми Cu-Mo брекчиями и прожилками, накладывается на «орогенное золото». Среди этих свидетельств есть следующие:

(а) петрографические свидетельства, показывающие Wm-1 (группа 1), на которые накладываются Wm-3, Chl-3, кальцит и Ep-1 (группа 2);

(б) доказательства на основе SisuСНЕМА богатых сульфидами кварцевых прожилков группы 1, связанных с Wm-2 и Chl-2, наложенные пропилитовыми изменениями (Chl-3) и сопровождаемые повсеместными изменениями эпидот-брекчии (Ep-2 и Ep-3) группы 2;

(с) спектроскопическое свидетельство высокой изменчивости кристалличности и состава белой слюды.

Богатая Cu-Mo магма-гидротермальная система (группа 2) может быть связана с наложенными Cu-Mo или Cu-Au-Mo порфировыми моделями. «Порфир» разрезает сдвиговые слоистые и золото-кварцевые жилы и связан с брекчированными зонами и разнообразными гидротермальными изменениями (кальциевыми, калиевыми, филлитовыми, пропилитовыми и эпидотовыми). Возраст вкрапленного и прожилкового Cu-Mo оруденения составляет 1.787 млрд лет (молибденит: Re-Os).

В подавляющем большинстве Cu-Mo порфировых месторождений зоны эпидот-хлоритовых изменений лежат на периферии системы. На месторождении Парамба эпидот встречается как на периферии, в основном связанной с типичными пропилитовыми комплексами, так и вблизи брекчии с Cu-Au оруденением. Это атипичное поведение эпидота, связанное с Cu-Mo оруденением, также наблюдалось в гигантском порфировом районе Пуланг (Китай).

5.3. Совершенствование поисковой модели.

На основе основных спектральных параметров и данных о химическом составе минералов на рисунке 14 показаны некоторые последствия для совершенствования поисковой модели орогенного золота и наложенных систем Cu-Mo порфиров. Данные упорядочены в соответствии с относительным расстоянием (от дистального к проксимальному) до минерализованных зон.

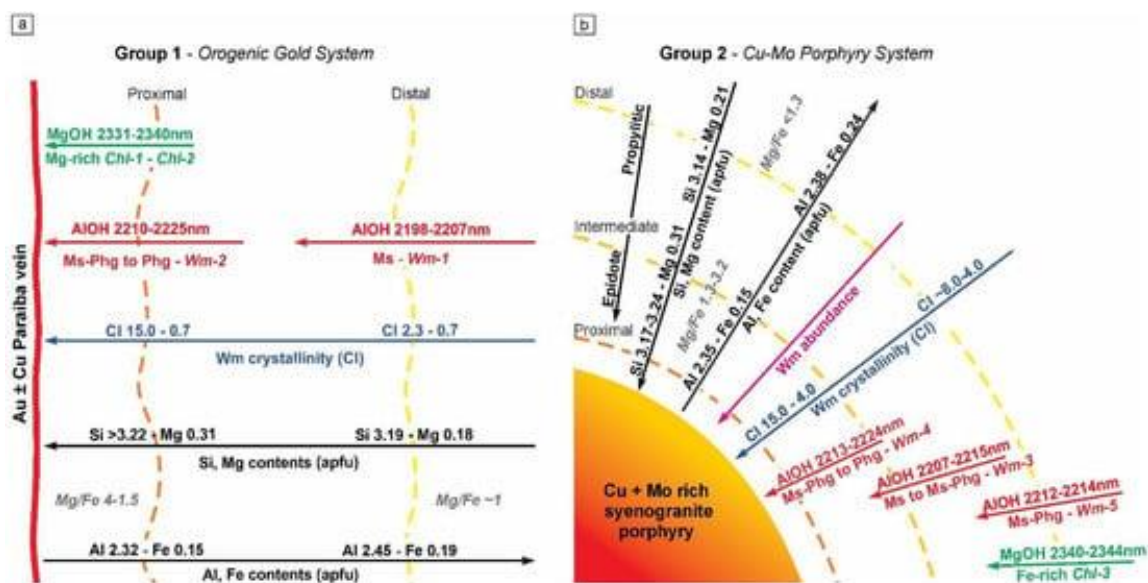


Рис. 14. Гипотетическое представление о поисковых критериях и признаках орогенных систем золота и Cu-Mo порфиров. (а) Орогенная система золота - основные минералы, определяющие вектор, вариации состава и кристалличности в зависимости от проксимальных или дистальных зон. (б) Cu-Mo магма-гидротермальная порфировая система - основные минералы, определяющие вектор, вариации состава и кристалличности в зависимости от проксимальных или дистальных зон. (Chl: хлорит; Ms: мусковит; Ms-Phg: белая слюда с промежуточным составом мусковит-фенгит; Wm: белая слюда. Термины Wm-1, -2, -3, -4 и -5 и Chl-1, Chl-2 и Chl-3 относятся к группам белой слюды и хлорита).

В орогенной системе золота (рис. 14 а) Wm-1 дистальной иллитной зоны имеет типичный богатый Al мусковитовый состав (диапазон поглощения Al-ОН: 2198-2207 нм) и низкую кристалличность (значения CI < 4; кристалличность иллита к иллиту/сметиту). Характерный состав и кристалличность отличают Wm-1 от всех других групп белой слюды, включая группы Cu-Mo порфировой системы. Wm-2, пространственно связанный с высоким содержанием Au в орогенной системе золота, имеет состав, варьирующийся от мусковит-фенгита до фенгита (диапазон поглощения Al-ОН: 2210-2225 нм). Кристалличность Wm-2 не является хорошим показателем из-за его большой изменчивости (диапазон CI: от 1 до 15). Тем не менее, существует тенденция к более высокой кристалличности образцов Wm-2, которая коррелирует с высоким содержанием Au (рисунок 11 е). Wm-2 встречается в сочетании с Chl-1 и Chl-2 в зоне хлоритовых изменений. Состав Chl-1 и Chl-2 представляет собой промежуточный Mg-Fe с тенденцией к более высокому содержанию Mg (диапазон поглощения Mg-ОН: 2331-2340 нм). Спектральных различий между Chl-1 и Chl-2 нет. Полученные из ЕМРА данные о белой слюде также являются показателем высокого содержания Au в орогенной системе золота, показывая увеличение содержания Si и Mg и уменьшение содержания Al и Fe. Соотношение Mg / Fe также увеличилось с Wm-1 до Wm-2 (рис. 14 а).

На рисунке 14b показаны векторы для системы порфиров Cu-Mo. Wm-4, пространственно связанный с богатой Cu-Mo рудной стадией "2" (рис. 13), характеризуется более высоким

содержанием, фенгитовым составом (диапазон поглощения Al-OH: 2213-2224 нм) и высокой кристалличностью (значения CI: 4-15) (рис. 11 d-f). Нет никаких спектральных различий между этим Wm-4 и Wm-2 орогенной золотой системы (оба связаны с рудой 2 и 1 соответственно), за исключением того, что Wm-2 может иметь более низкую кристалличность. Однако содержание Si в Wm-4 выше, чем в Wm-2. Как и в случае орогенной золоторудной системы, данные, полученные из EMPA для Wm-4, также показывают увеличение Si, Mg и отношения Mg/Fe, а также уменьшение Al и Fe (рис. 14 b). Также наблюдается увеличение эпидота в рудной зоне. Wm-3 и Wm-5, связанные с безрудными и средне-дистальными зонами, варьируются от богатых алюминием до бедных и состоят из мусковита и промежуточного мусковит-фенгита (Wm-3: 2207-2215 нм; Wm-5: 2212-2214 нм). Богатый железом Chl-3 (диапазон поглощения Mg-OH: 2340-2344 нм) отмечает дистальное и типичное пропилитовое изменение.

6. Заключение.

Спектроскопия отражения - это хорошо зарекомендовавший себя метод для определения относительного содержания, состава и степени кристалличности некоторых минералов, обнаруженных в гидротермальных рудных системах. Без комплексирования с другими этот метод может давать неточную информацию и приводить к путанным поисковым решениям. Большинство исследований с использованием этого метода относятся к месторождениям с простыми зонами изменений без многофазного наложения. Данное исследование является первым, примененным в сложной палеопротерозойской минерагенической провинции Альта Флореста, Бразилия. Месторождение Параиба ранее исследовалось с использованием традиционных методов, но ни один из них не выявил перекрытия двух разных рудообразующих систем.

Спектроскопия отражения и анализ SisuCHEMA, применяемые при исследовании керн скважин и интегрированные с традиционными методами (петрография, SEM, EMPA и каротаж керн), имели решающее значение для выявления перекрывающихся зон изменений и двух различных типов формирования Cu-Mo-Au оруденения. Результаты позволили совершенствовать поисковую модель в районном масштабе.

ЛАНТАНОИДНЫЙ "ТЕТРАДНЫЙ ЭФФЕКТ" КАК ИНСТРУМЕНТ ПОИСКОВ
РУДНЫХ СИСТЕМ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ, СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТАМИ
(Иберийский сегмент Варисканского орогенного пояса) [2].

1. Введение

Рудные системы, связанные с гранитами, включают в себя в основном: (1) кварцевые жилы, брекчиевые трубки и скарны, обогащенные минеральными комплексами, содержащими W-Sn-F (-P), и (2) редкометалльные граниты и минеральные комплексы, содержащие пегматит, обогащенные Li-Cs-Be-Ta (-P) и Nb-Y-F (-Sn). В Европе сосуществуют многочисленные рудные системы, связанные с гранитами, с различными типами оруденения, образуя металлогеническую провинцию Sn-W-Li мирового класса палеозойского возраста. Область Сегура-Панаскейра в Центральной Иберийской зоне (CIZ) является частью четко выраженного европейского металлогенического пояса, связанного с гранитами позднего палеозоя, где гранитоидные комплексы с различной степенью дифференциации связаны с различными W, Sn и Li рудными системами.

Высокофракционированные граниты и связанные с ними магма-гидротермальные рудообразующие процессы можно проследить по соотношениям содержания элементов, таких как K/Rb, Sr/Eu, Y/Ho, Rb/Sr, Nb-Ta и Zr/Hf. Эффект тетрады лантаноидов используется в качестве геохимического маркера магматической эволюции и магма-гидротермального перехода, соответствующего специфической форме фракционирования редкоземельных элементов (РЗЭ), о чем свидетельствует разделение нормализованных по хондриту структур РЗЭ на четыре изогнутых сегмента, которые называются тетрадами. Существует два типа рисунков РЗЭ, отражающих эффект тетрады, при этом изогнутые сегменты являются либо выпуклыми (M-тип), либо вогнутыми (W-тип). Это фракционирование РЗЭ обычно наблюдается в высокоразвитых кислых магматических породах и связанных с ними метасоматических породах, а также в минеральных осадках из гидротермальных флюидов, вспомогательных минералов и газовой-жидких включений (ГЖВ). Структура M-типа может представлять собой высокоразвитые граниты, из которых извлекается сосуществующий флюид со структурой РЗЭ W-типа. Исследования указывают на то, что обычная магматическая кристаллизация сама по себе может привести к аналогичным моделям M-типа, а несмешиваемость расплава с флюидом не требуется для объяснения тетрадоподобных моделей РЗЭ. Тем не менее, отклонение изогнутых сегментов тетрады от теоретической структуры REE без «тетрадного эффекта», нормированной по хондриту, нормированной по REE, например, степень тетрадного эффекта ($TE_{1,3}$ - отклонение первой и третьей тетрад), которая считается значительной, когда $TE_{1,3} > 1,1$.

В этой работе оценивается применение $TE_{1,3}$ в качестве вектора поисков связанного с минерализацией в гранитах путем изучения вариаций $TE_{1,3}$ наряду с другими геохимическими параметрами и содержанием редких металлов (Sn, W, Nb, Ta и Li) и флюсовых элементов. Новые полноэлементные геохимические данные по основным (составным) плутонам и дайкам, проявленным в районе Сегура-Панаскейра, подтверждают комплексную геохимическую характеристику: (1) гранитных и гранодиоритовых пород, представляющих различные региональные магматические комплексы; и (2) поздние редкометалльные граниты (RMG), дайки аплит-пегматита и грейзеновые породы, представляющие рудные системы W, Sn и Li. Оценивается степень дифференциации и потенциал минерализации, а также применимость $TE_{1,3}$ в качестве поискового инструмента рудных систем, связанных с гранитами.

2. Геологическая обстановка.

Область Сегура–Панаскейра расположена в регионе СИЗ, который образует центральную часть иберийского сегмента Варисканского орогенного пояса (рис. 1).

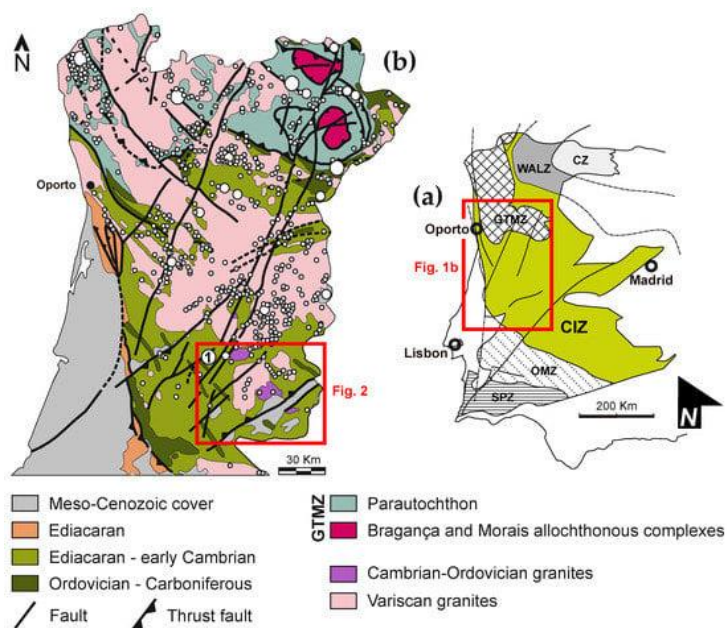


Рис. 1. (a) геотектоническая карта Иберийского массива. (b) упрощенная геологическая карта центральной и северной Португалии. Белые круги - основные известные месторождения вольфрама и олова.

Область Сегура–Панаскейра включает ряд объемных гранитных тел, в пределах складчатой кремне-кластической мета-осадочной толщи, которая была перекристаллизована в условиях зеленосланцевой метаморфической фации. Гранитоидные породы демонстрируют широкий спектр фаций и составов, возникающих в результате частичного плавления различных протолитов при переходе от средней к нижней коре, таких как метапелиты, мета-грауваки и

метавулканические породы. В некоторых случаях фиксируются блоки гранулитов нижней коры.

Гранитоиды классифицируются на четыре основные группы поздне девонского возраста:

1. ~320-310 млн лет — двуслюдяные граниты, с алюминиево-калиевым сродством, представляющие магмы, полученные в результате частичного плавления метапелитов;
2. ~310-305 млн лет - умеренно алюмокалиевые биотитовые монцограниты/гранодиориты с алюминиево—калиевым сродством, образующиеся в результате кристаллизации магм, образовавшихся в результате частичного плавления кислых метамагнитных пород;
3. ~300 млн лет - пералюминиевый двуслюдяной лейкогранит с высоким сродством к алюминию и калию;
4. ~296-290 млн лет — гранитоиды с железо-калиевым субщелочным сродством как продукты частичного плавления пород нижней коры.

Геологическая эволюция Иберии в палеозойские времена обусловила пространственное распределение гранитных тел вдоль определенных структур земной коры в CIZ. Образование преобладающих расплавов было примерно современно складчатости D₃, что благоприятствовало размещению гранитов в ядрах основных антиклиналей. Термомеханические контрасты, возникающие при охлаждении этих гранитов и их вмещающих пород в условиях сильного напряженного режима, привели к зарождению и распространению позднедевонских сдвиговых зон, которые в дальнейшем представляют собой предпочтительные места для аккомодации деформаций. Локально эти тектонические разрывы играли важную роль в качестве каналов расплавов.

Известные эпигенетические минерализованные системы в CIZ тесно пространственно связаны с упомянутыми выше гранитными комплексами. Пространственное распределение залежей Sn, W и Li связано с обнажающимися или подповерхностными гранитными телами, о чем свидетельствуют контактово-метасоматические ореолы переменной протяженности и отчетливые минеральные ассоциации. Расположение основных рудных систем W, Sn и Li в значительной степени контролируется унаследованными структурами, которые также были определяющими для размещения посттектонических гранитов, которые встречаются вдоль метаосадочных или диахронных гранитных контактов. Центры минерализации могут возникать в эндо- и экзо-контактных зонах, способствуя развитию моделей геохимического зонирования, часто описываемых следующей последовательностью: Sn-Li-содержащие пегматиты и кварцевые жилы в пределах эндо-контактов; Sn-W кварцевые жилы, рассеянные по эндо/экзо-контактам; и W-кварцевые жилы в экзо-контактах.

В районе Сегура-Панаскейра известны три основные группы гранитоидных пород (рис. 2).

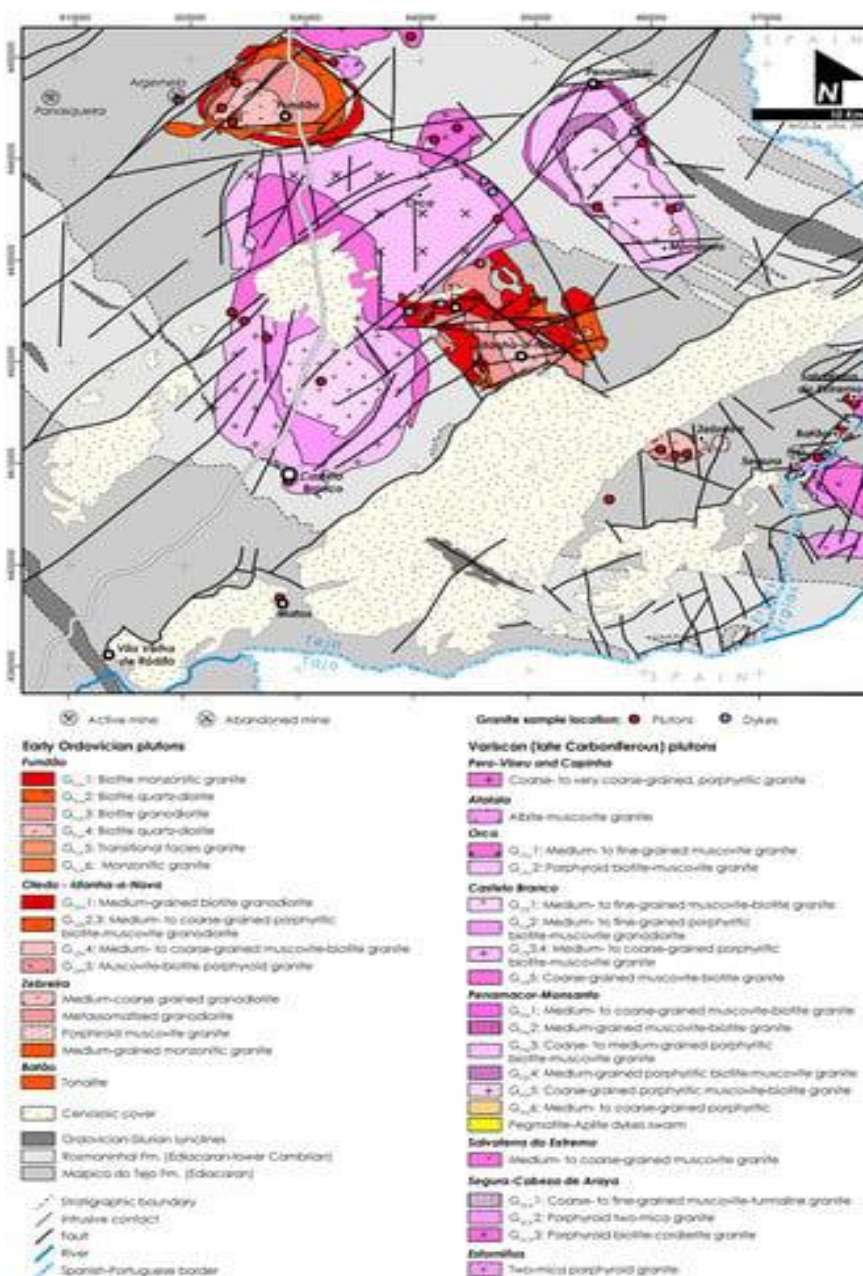


Рис. 2. Упрощенная геологическая карта района Сегура-Панаскейра с указанием места отбора проб.

Первая группа включает в себя: (1) две слюдяные гранитные интрузии с метаосадочными реститами, (2) биотитовые кварцевые диориты и grano-диориты и (3) непорфировидные граниты и гранодиориты кембро-ордовикского возраста.

Вторая группа D₃ включает: (1) порфировидные граниты и grano-диориты и (2) недифференцированные двуслюдяные граниты.

Третья группа D₃ включает: (1) двуслюдяные граниты, (2) монзонитовые граниты с редкими мегакристаллами полевого шпата, (3) порфировидные монзонитовые граниты и (4) порфировидные биотитовые граниты.

В последнюю группу также входят высокодифференцированные гранитоиды, которые являются ключевыми ориентирами для рудных систем.

3. Методы отбора проб и анализа.

Было собрано 197 репрезентативных образцов различных гранитов и высокодифференцированных пегматитовых и аплитовых жил. Критериями отбора проб были: (1) дополнение существующих данных по обнаженным породам; (2) получение пространственно репрезентативного отбора проб различных обнажающихся магматических фаций; (3) отбор проб, предпочтительно, вдоль берегов рек, где коренные породы обычно лучше сохраняется; (4) сбор образцов в пределах рудной минерализации, для выявления геохимических отпечатков, наложенных гидротермальными процессами.

В общей сложности было собрано 75 образцов: (1) 51 образец кислых магматических тел; (2) 18 образцов даек; и (3) 6 образцов грейзенов. Большая часть образцов была собрана из обнажений (58), из горных выработок и скважин - (17).

Основные элементы были проанализированы методом оптической эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-OES). Микроэлементы и редкоземельные элементы (РЗЭ) были получены с помощью масс-спектрометрии с индуцированной плазмой (ICP-MS) и инструментального нейтронно-активационного анализа (INAA). Содержания F, В и FeO измеряли с помощью ионно-КОН-хроматографии, экспресс-гамма-нейтронного активационного анализа (PGNAA). Полученные результаты были использованы в качестве внутренних стандартов для остальных образцов, проанализированных с помощью рентгенофлуоресцентного (XRF) анализа. Использовался спектрометр Zetium XRF с дисперсией по длине волны (Malvern PA Nalytical), имеющий рентгеновскую трубку Super Sharp мощностью 4000 Вт с родиевым анодом и оконным покрытием CHI-BLUE для характеристик светового элемента. Устройство также имеет дуплексный ксеноновый детектор и сцинтилляционный детектор для элементов тяжелее Zn, а также два проточных (аргон/метан) детектора для легких и тяжелых элементов. Установленные кристаллы LiF 200, LiF 220, Ge 111, PE 002 и PX-1. Аналитическое программное обеспечение SuperQ помогало во всех измерениях: калибровка Omnipan для анализа без ограничений и калибровка ProTrace для количественного анализа микроэлементов. Калибровка для полного количественного анализа материалов на основе силикатов была основана на сертифицированных международных стандартах. Погрешности, связанные с точностью измерений РФА, составляли $\leq 5\%$ для основных элементов и более 10% для наиболее несовместимых элементов. Повторные измерения

образцов показывают, что ошибки, связанные с воспроизводимостью при рентгенофазовом анализе, как правило, составляли $\leq 5\%$ как для основных, так и для микроэлементов.

4. Результаты

Описание фаций, предыдущая геохронологическая информация и полевые взаимосвязи указывают на то, что отобранные образцы пород представляют два основных региональных магматических импульса - кембрий–ордовикский и каменноугольно–пермский (варисканский). Для целей геохимической интерпретации были также исследованы аплит-пегматитовые дайки и гранитоиды относящиеся к Li–Sn и W–Sn рудным системам. Степень тетрадного эффекта оценивалась с помощью методов количественной оценки, предложенных Ирбером (1999) и Монеке (2002). Оба метода дали схожие результаты $TE_{1,3}$.

4.1. Основные и второстепенные элементы.

Большинство гранитоидных пород кембрия–ордовика относятся к слабо пералюминиевым породам I типа (среднее значение ASI 1,11), от тоналитовых до гранодиоритовых (рис. 3).

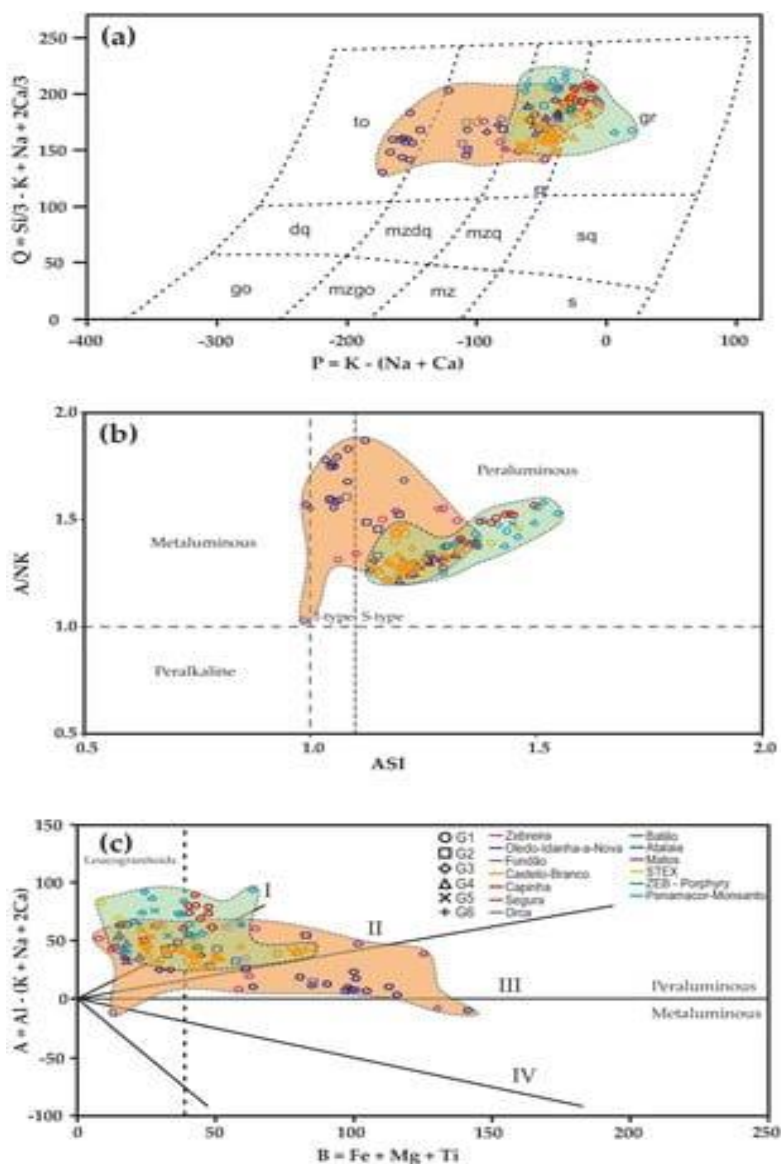


Рис. 3. Диаграммы классификации кембрийско–ордовикских (оранжевое композиционное поле) и варисканских (зеленое композиционное поле) гранитных свит. (а) диаграмма Q-P (ad-адамеллит; dq—кварцевый диорит; gd—гранодиорит; go—габбро, диорит, анортозит; gr—гранит; mz—монзонит, mzdq—кварцевый монцодиорит, кварцевый монцогаббро; mzgo—монцогаббро, монцодиорит; mzq—кварцевый монзонит; s—сиенит; sq—кварцевый сиенит; to—тоналит, трондьемит); (б) диаграмма ASI против A/NK; (в) диаграмма A-B. Сектора I, II, III - пералуминозные породы с мусковитом > биотитом, биотитом > мусковитом и биотитом соответственно; Сектор IV — металлюинозные породы с биотитом + амфиболом ± пироксеном. Символы и цвета в (с).

Они имеют относительно умеренное содержание SiO_2 (среднее значение 68,2 мас. %), общей щелочи (среднее значение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 6,87 мас. %) и соотношение общего количества $\text{FeO}/(\text{общее количество } \text{FeO} + \text{MgO})$ (среднее значение Fe^* 0,66), при этом большинство образцов попадают в составные поля кальциево-известково-щелочной серии и магнезиальных гранитов (рис. 4).

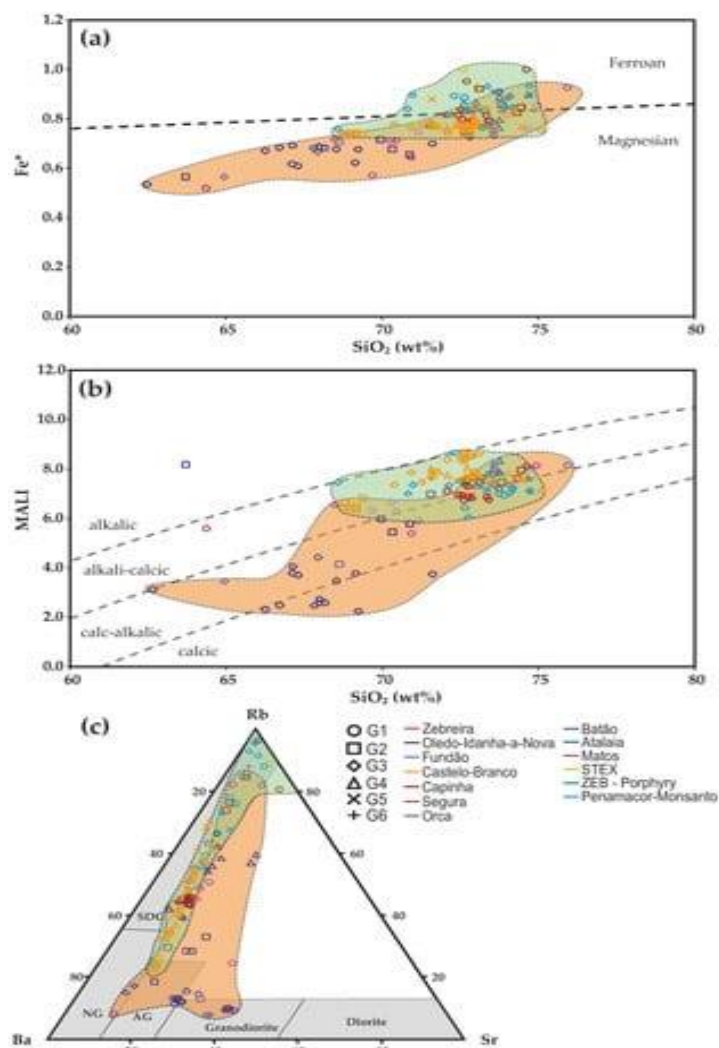


Рис. 4. Диаграммы классификации для кембрийско–ордовикских (оранжевое композиционное поле) и варисканских (зеленое композиционное поле) гранитных свит. (а) SiO_2 против Диаграмма Fe^* ; (б) SiO_2 (мас. %) против Диаграмма MALI; (с) тройная диаграмма Ba-Rb-Sr. AG — аномальные граниты; NG — нормальные граниты; SDG — сильно дифференцированные граниты.

В свою очередь, варисканский магматизм представлен высокоалюминистым S-типом (среднее значение ASI 1,25), от монцогранита до гранита (рис. 3). Породы варисканского гранита демонстрируют относительно высокое медианное содержание SiO_2 (72,7 мас. %), общее содержание щелочей (медианное значение 8,12 мас. %) и соотношение $FeO_{total}/(FeO_{total}+MgO)$ (медианное содержание 0,79), что соответствует составным полям от известково-щелочных до щелочно-кальциевых рядов и от магнезиальных до железистых гранитов (рис. 4 а, б). Что касается степени их дифференциации, кембрийско–ордовикские гранитоиды варьируются от диоритового до обычного гранитного состава и демонстрируют тенденции дифференциации по сравнению с теми, которые типичны для варисканских гранитов. Последние представляют собой сильно дифференцированные породы, что подтверждается их содержанием в Ba, Rb и Sr (рис. 4с). Большая часть гранитоидных пород

кембрия–ордовика находится в композиционном поле гранитов вулканической дуги, тогда как варисканские граниты группируются в области синколлизонных гранитов (рис. 5).

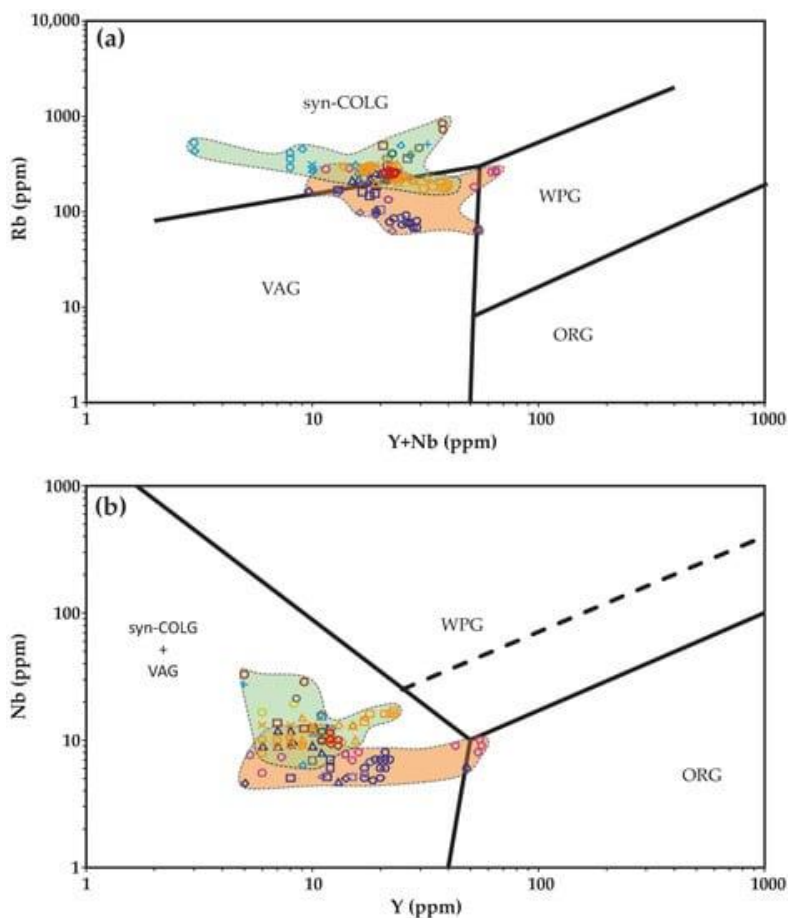


Рис. 5. (а) Y+Nb против Rb; и (б) Y против Nb диаграммы тектонической дискриминации для кембрийско–ордовикских (оранжевое композиционное поле) и варисканских (зеленое композиционное поле) гранитов. VAG —граниты вулканической дуги; syn-COLG—син-коллизонные граниты; WPG—внутриплитные граниты; ORG—граниты океанического хребта.

Рассматривая классификационную диаграмму А-В для кислых пород Дебона и Лефорта (1988), модифицированную Cuney (2014) и Romer и Pichavant (2020), можно классифицировать высокодифференцированные граниты по пути эволюции индекса насыщения алюминием во время магматического фракционирования. На этой диаграмме рассматриваются минералы Fe-Mg и алюмосиликаты (мусковит, топаз, кордиерит, гранат, биотит, амфибол, пироксен), и обычно только высокоразвитые редкометалльные граниты и дайки аплит–пегматита отклоняются от начала диаграммы (точка экстремальной фракционной кристаллизации) до более высоких значений А. Гранитная фация и аплит-пегматитовые дайки следуют типичной тенденции фракционирования гранитов S-типа, выпадая в основном в поле лейкогранита, вблизи состава RMG. Отклонение от этой общей тенденции по существу оправдано геохимическим составом грейзенов и аплит-пегматитовых даек, которые демонстрируют переменные значения А, отражающие позднее магма–гидротермальное взаимодействие и/или

составы расплавов, способных стабилизировать мусковит, лепидолит, Li-Al-фосфаты (монтебразит-амблигонит) и топаз (рис. 6).

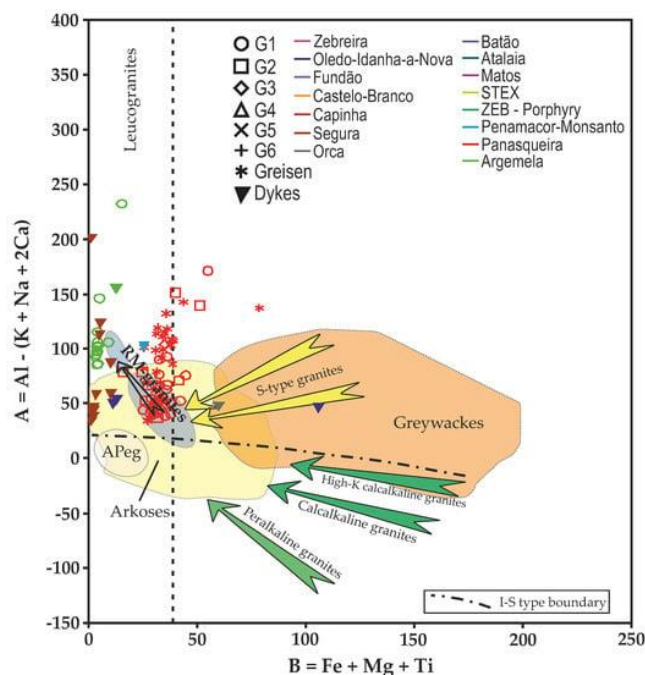


Рис. 6. Модифицированная диаграмма классификации А-В для высокодифференцированных гранитов и даек аплит–пегматитов. APeg—анатектические пегматиты; RM-граниты—редкометалльные граниты

4.2. Микроэлементы

На рисунке 7а,в для кембрийско–ордовикских и варисканских гранитоидов нарисованы многоэлементные структуры с нормализацией верхней континентальной коры (UCC). Они в основном характеризуются положительными аномалиями в Р, Li, В, Cs, Та и U и отрицательными аномалиями в Ва, Zr и Th, обычно гораздо более очевидными для гранитоидов, представляющих варисканское магматическое событие. Кроме того, варисканские гранитоидные фации демонстрируют положительные аномалии в Ве и Sn и отрицательные аномалии в F, Rb и Y. Независимо от типа аномалий, эти два магматических массива демонстрируют UCC-нормализованные структуры со значительным обогащением P, F, Be, Li, B, Rb, Cs, Ta, Sn, W и U, а также истощение Ba, Sr, Zr, Hf, Th и Y, особенно значительное в варисканской гранитной фации. Высокодифференцированные гранитные фации и аплит-пегматитовые дайки характеризуются положительными аномалиями в P, Be, Li, Rb, Ta, Sn, Hf и U и отрицательными аномалиями в F, B, Ba, Zr, Th и Y (рис. 7 с). Помимо аналогичных относительных обогащений и истощений, наблюдаемых в гранитных фациях в результате кембрийско – ордовикских и варисканских магматических событий, высокодифференцированные граниты и аплит – пегматитовые дайки также фиксируют очень высокие обогащения Nb.

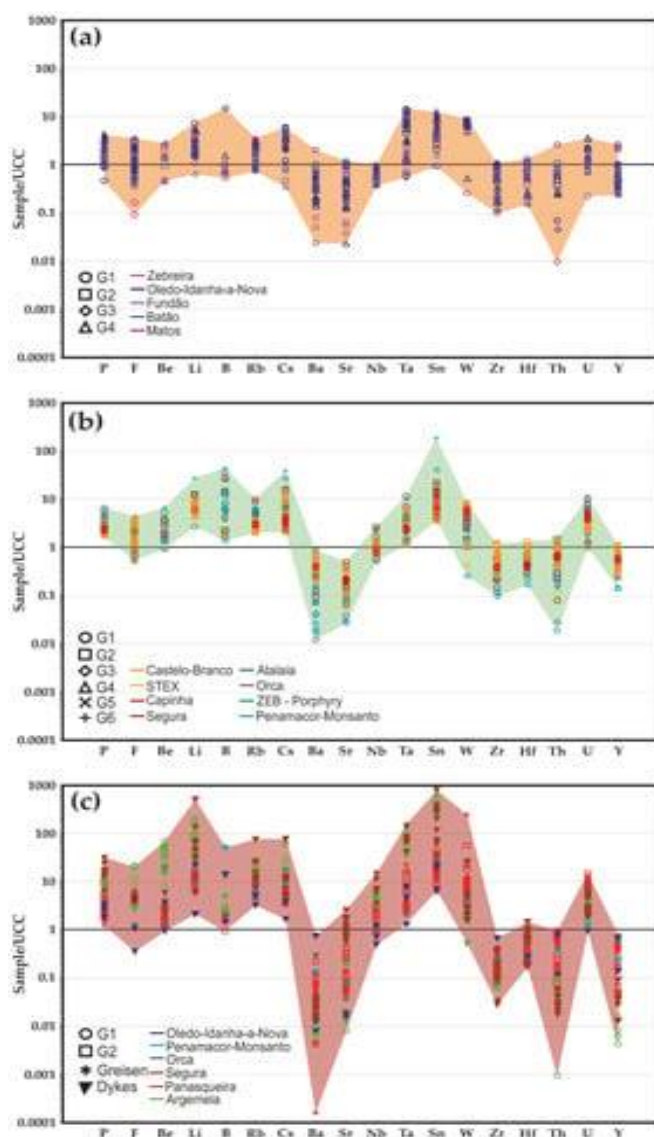


Рис. 7. Верхняя континентальная кора - нормализованные модели многоэлементных концентраций для (а) кембрийско–ордовикских гранитоидов (оранжевое композиционное поле); (б) варисканские гранитоиды (зеленое композиционное поле); и (в) высокодифференцированные гранитные фации и аплит–пегматитовые дайки (розовое композиционное поле). Символы и цвета в (с).

В целом, все элементарные аномалии более выражены в дифференцированных гранитных фациях и дайках аплит-пегматита, особенно в отношении обогащения P, F, Be, Li, Ta и Sn.

4.3. Редкоземельные элементы.

Модели с нормированным содержанием хондритов (CN) показывают, что породы, представляющие кембрийско-ордовикские и варисканские магматические события, демонстрируют широкие диапазоны концентраций РЗЭ ($\Sigma\text{REE} =$ от 10,4 до 172,0 частей ppm и $\Sigma\text{REE} =$ от 8,9 до 194,6 ppm соответственно), но представляют аналогичные модели с нормированным содержанием хондритов (рис. 8а, б).

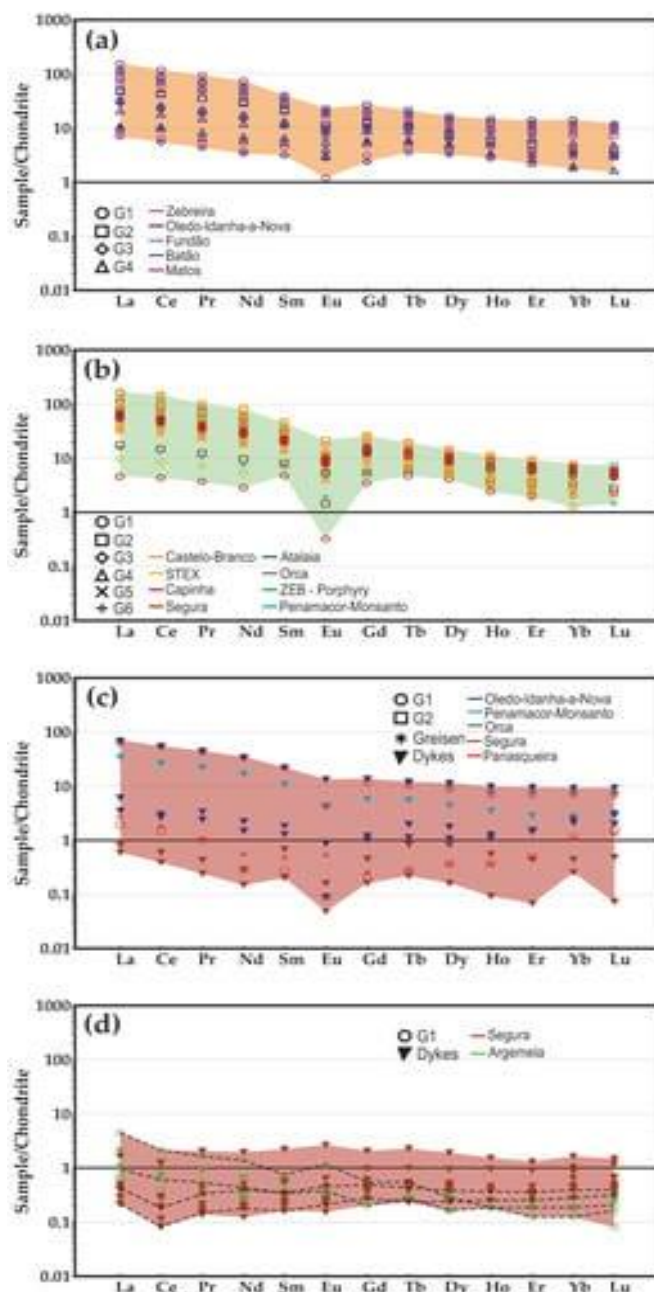


Рис. 8. Диаграмма нормализации хондритов РЗЭ для (а) кембрийско–ордовикских гранитоидов (оранжевое композиционное поле); (б) варисканских гранитоидов (зеленое композиционное поле); высокодифференцированных гранитных фаций и аплит–пегматитовых даек (красное композиционное поле) с (с) моделями М-типа; и (г) W-введителе шаблоны, выделенные пунктирными линиями.

Обе модели имеют отрицательный наклон, показывая обогащение легкими редкоземельными элементами (LREE) по сравнению с тяжелыми редкоземельными элементами (HREE) ($La/Yb_{CN}=1,7-18,77$ и $La/Yb_{CN}=1,0$ от 8 до 25,6 соответственно), с разной степенью фракционирования HREE (Dy/Yb_{CN} =от 0,8 до 2,6 и Dy/Yb_{CN} =от 1,3 до 4,1 соответственно) и отрицательными аномалиями ЕС (Eu/Eu^* =от 0,3 до 1,0 и Eu/Eu^* =от 0,1 до 0,6 соответственно), что как правило, более выражен в образцах из варисканских гранитов. Сходство в фракционировании РЗЭ, наблюдаемое в образцах из кембрийско–ордовикской и варисканской

свит, с небольшими различиями в HREE, объясняет сопоставимые степени тетрадного эффекта, хотя варисканские граниты имеют несколько более высокие значения ($TE_{1,3}=0$ от 95 до 1,20 для кембрийско–ордовикской свиты; $TE_{1,3}$ от 0,99 до 1,30 для варисканской свиты). В этой связи следует отметить, что наименьшее содержание ΣREE в цельной породе типично для высокодифференцированных образцов, предположительно представляющих чрезвычайно фракционированные остаточные расплавы, образовавшиеся/извлеченные после ранней кристаллизации минералов, содержащих РЗЭ (таких как монацит) в исходных гранитных магмах. Некоторые из этих образцов также в последнее время подверглись значительным изменениям состава, вызванным высокотемпературными гидротермальными процессами.

Рассматривая нормализованные по хондриту структуры высокодифференцированных гранитов и даек аплит–пегматитов, можно выделить две основные группы (рис. 8 с). Первая группа включает в себя грейзены, граниты, лепидолит-содержащие аплиты, пегматиты и дайки. Она характеризуется М-типом (выпуклыми) хондритно–нормализованными структурами. Эти кислые породы имеют широкий диапазон содержания РЗЭ (ΣREE от 0,6 до 83,8 ppm) с отрицательным наклоном, нормализованным по хондриту ($La/Yb_{CN}=1,5-12,5$), слегка плоские модели HREE ($Dy/Yb_{CN}=0,3-1,9$) и выраженные отрицательные аномалии Ес ($Eu/Eu^* = 0,1-1,6$, среднее значение 0,5), характеризующиеся значительной степенью тетрадного эффекта ($TE_{1,3}=1$ с 01 по 1.38). Вторая группа включает редкометальные гранитные и аплит-пегматитовые дайки, содержащие фосфаты и которые в основном характеризуются W-типом (вогнутыми) хондритно-нормализованными структурами. Эти высокодифференцированные породы имеют низкое содержание РЗЭ ($\Sigma REE = 0,5-4,3$ промилле), структуры с положительным или отрицательным наклоном, нормализованные по хондриту ($La/Yb_{CN}=0,4-24,0$), низкое фракционирование HREE ($Dy/Yb_{CN}=0,5-1,5$), аномалии Eu от умеренных отрицательных до сильно положительных ($Eu /Eu^*=$ от 0,4 до 1,8) и чрезвычайно низкие значения $TE_{1,3}$ (с 71 по 1.05), последовательно документируя отсутствие тетрадного эффекта.

5. Обсуждение.

5.1. Магматическая дифференциация и рудная специализация: корреляция с $TE_{1,3}$.

Необходимо было оценить степень дифференциации и специализации по металлам гранитоидных комплексов, прежде чем оценивать полезность параметра $TE_{1,3}$ в качестве поискового инструмента.

С этой целью:

(1) соотношения Nb/Ta, K/Rb, Y/Ho, Sr/Eu, Eu/Eu*, Zr/Hf и Rb/Sr рассматривались как геохимические маркеры магматической дифференциации;

(2) значения $Nb/Ta < 5$, $K/Rb < 150$, $Y/Ho > 28$, $Sr/Eu > 200$ и $Eu/Eu^* < 0,1$ использовались в качестве индикаторов магма-гидротермальных процессов;

(3) репрезентативные составы гранитов с разной степенью дифференциации и обогащения металлами из других секторов Варисканского орогенного пояса были нанесены на график для определения геохимических тенденций на основе широкого и надежного набора данных.

Выбранные эталонные характеристики гранитов включали - данные по кембрийско-ордовикскому батолиту Бейра–Эстремадура, Армориканскому массиву, варисканским гранитам Корнуолла, варисканскому Sn–Ta–Nb RMG Пенута и др.

Гранитные комплексы с низким соотношением Nb/Ta также имеют тенденцию проявлять низкие соотношения K/Rb , Eu/Eu^* и Zr/Hf , а также высокие соотношения Y/Ho , Sr/Eu и Rb/Sr (рис. 9), демонстрируя четкую корреляцию между различными соотношениями элементов.

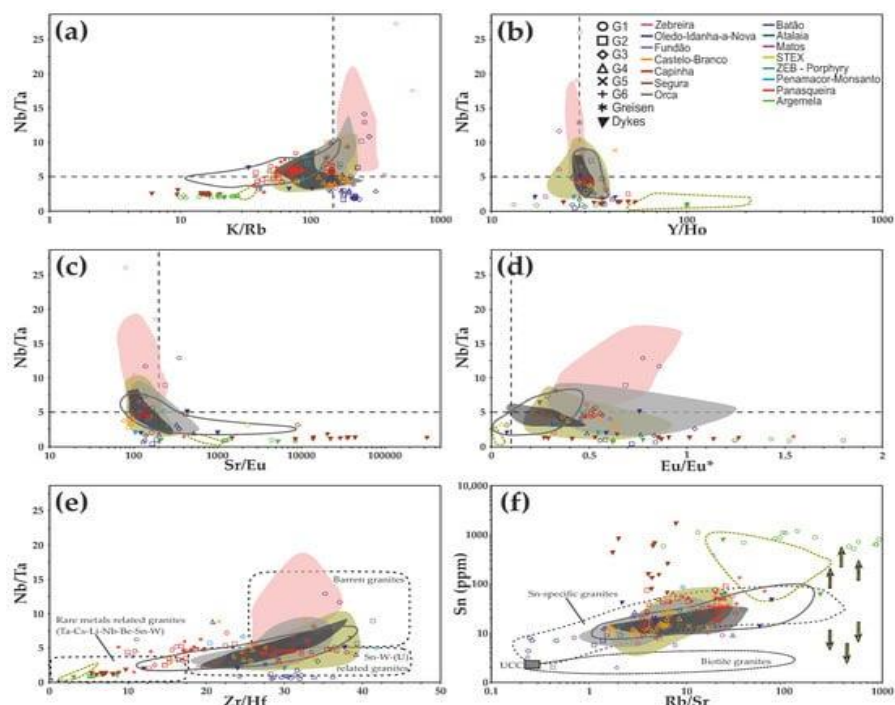


Рис. 9. Диаграммы, показывающие изменение соотношения ключевых микроэлементов для гранитов, свидетельствующие о разной степени дифференциации, поздних стадиях магма-гидротермальных взаимодействий и специализации металлов. (a) K/Rb против Nb/Ta ; (b) Y/Ho против Nb/Ta ; (c) Sr/Eu против Nb/Ta ; (d) Eu/Eu^* против Nb/Ta ; (e) диаграмма Zr/Hf против Nb/Ta . (f) Rb/Sr против Sn , свидетельствующая об обогащении Sn с увеличением степени дифференциации. Эта диаграмма отличает биотитовые граниты от Sn-специализированных гранитов, а отклонения в составе связаны с поздней стадией перехода расплав-гидротермальный переход (желтые стрелки). Эти диаграммы включают репрезентативные поля кембрийско-ордовикского батолита Бейра–Эстремадура (розовая композиционная область; Армориканский массив (серая композиционная область, Иберийский массив (зеленовато-желтая композиционная область, Эрцгебирге-Фихтельгебирге (сплошная темно-серая линия, Корнуолл (черная композиционная область, и Пенута RMG (пунктирная зеленовато-желтая линия. Черные пунктирные линии представляют контрольные значения $Nb/Ta < 5$, $K/Rb < 150$, $Y/Ho > 28$, $Sr/Eu > 200$ и $Eu/Eu^* < 0,1$.

Более того, наблюдается сходство по составу между изученными образцами и опубликованными данными для аналогичных пород из других сегментов Варисканского пояса. Наиболее дифференцированными являются граниты Сегура, Сальватерра-ду–Экстрему,

Пенамакор–Монсанта, Панаскейра, Аргемела и Пенута, а также аплит-пегматитовые дайки: Оледо-Иданья-а-Нова, Сегура, Пенамакор-Монсанта и Аргемела. Кроме того, отношения Nb/Ta по сравнению с Zr/Hf и Rb/Sr по отношению к Sn также могут рассматриваться как геохимические показатели, отличающие безрудные граниты от Sn-W (-U)-специализированных гранитов и (Ta-Cs-Li-Nb-Be-Sn-W)-обогащенных гранитов. Кембрийско-ордовикский магматизм в основном характеризуется безрудными гранитами, тогда как варисканский магматизм имеет тенденцию быть более плодородным, особенно для рудных Sn-W- (U) месторождений. Граниты в наибольшей степени подверженные воздействию поздних магма-гидротермальных флюидов, демонстрируют специфические особенности рудных систем (Ta-Cs-Li-Nb-Be-Sn-W). Дифференциация гранита и последующие модификации состава, приписываемые магматико-гидротермальным процессам, привели к постепенному обогащению гранитофильными элементами, такими как Sn, Li, Nb, Ta, Be и Cs (рис. 10).

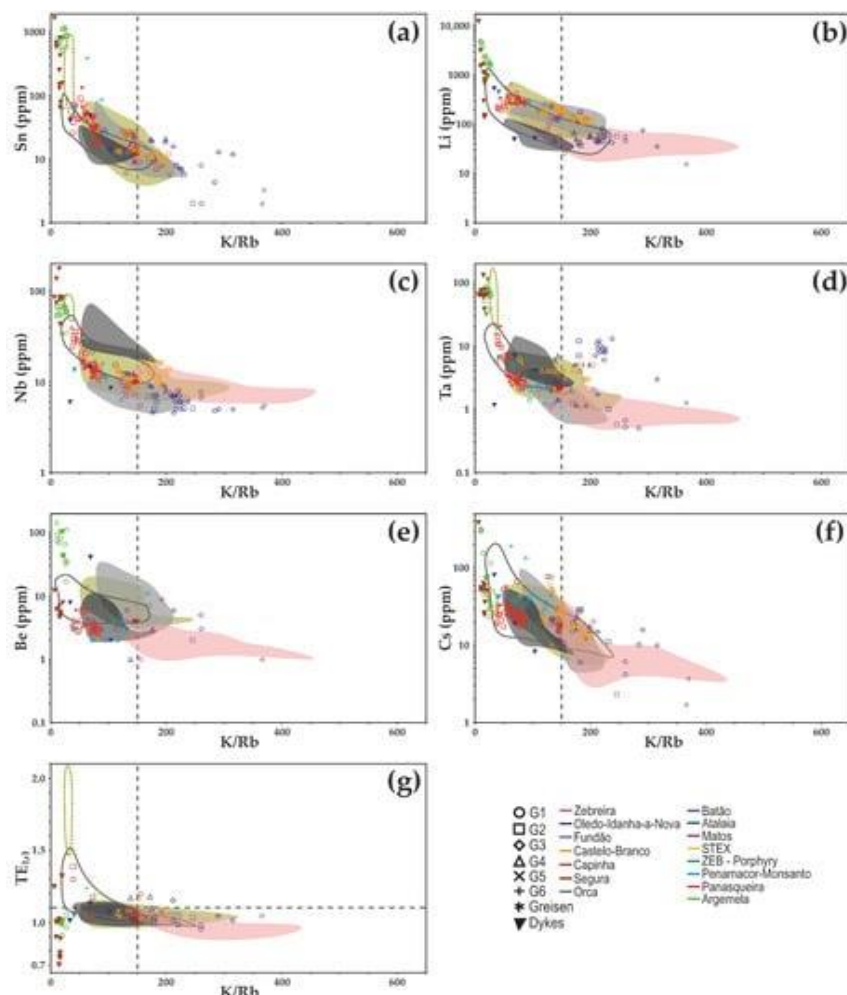


Рис. 10. (a-f) Содержание отдельных микроэлементов в зависимости от соотношения K/Rb для гранитоидов, что свидетельствует о разной степени дифференциации (K/Rb) и обогащения обычными редкими металлами в рудных системах (Sn, Li, Nb, Ta, Be и Cs). Низкое содержание W ($\leq 50,44$ ppm), часто ниже пределов обнаружения и поэтому W не учитывался. (g) K/Rb против $TE_{1,3}$, показывающий корреляцию между дифференциацией гранита и степенью тетрадного эффекта. Черные пунктирные линии - контрольные значения $K/Rb < 150$ и $TE_{1,3} > 1,1$.

Увеличение значений $TE_{1,3}$, как правило, коррелирует с магматической дифференциацией и обогащением металлами, о чем свидетельствует контраст между слабо дифференцированными кембрийско-ордовикскими гранитами с самыми низкими значениями $TE_{1,3}$ ($\leq 1,2$) и варисканской гранитной фацией, демонстрирующей постепенно более высокий $TE_{1,3}$ (до 2,1-Пенута RMG) (рис. 10 г). Хотя содержащие литий-фосфат аплит-пегматитовые дайки демонстрируют самые высокие степени дифференциации и обогащения металлами, они отклоняются от этой геохимической тенденции, не демонстрируя признаков тетрадного эффекта ($TE_{1,3} < 1,1$). Более того, на основе параметра $TE_{1,3}$ существует четкое различие между этими литий-фосфат-содержащими дайками и лепидолит-содержащими аплитами. Развитие эффекта тетрады лантаноидов (M-типа) с выраженным отрицательным Eu^* в высокоразвитых гранитах подразумевает удаление зеркальной структуры REE (W-типа) с положительным Eu^* . Таким образом, хотя большинство рассмотренных гранитов характеризуется признаками PЗЭ силикатных расплавов с постепенно повышающимися степенями дифференциации, RMG и содержащие фосфаты Li аплит-пегматитовые дайки демонстрируют признаки, сопоставимые с ожидаемыми для высокотемпературных водных флюидов, на что указывает отсутствие тетрадного эффекта ($TE_{1,3} < 1,1$) и тенденция аномалий Eu^* быть положительными (рис. 9 d).

5.2. $TE_{1,3}$ как вектор поисков рудных систем, связанных с гранитами.

Во многих гранитных системах дифференциация приводит к постепенному обогащению флюсовыми компонентами (H_2O , P, F, B) в расплаве, что при экстремальном фракционировании может быть завершено разделением насыщенного H_2O расплава и высокотемпературной водной жидкости. Кристаллизация высокоразвитых силикатных расплавов, сосуществующих с водными высокотемпературными флюидами, приводит к важным изменениям в геохимическом поведении многих элементов. Во время первичного размешивания концентрации редких металлов больше не контролируются исключительно ионным радиусом и зарядом, но также разделением между магмой и флюидной фазой. Таким образом, чтобы понять, как на сигнатуры фракционирования PЗЭ в Li-Sn, W-Sn и Sn-Ta-Nb рудных системах влияют эти магма-гидротермальные процессы и относительное преобладание P, F и B, важно оценить их корреляцию с $TE_{1,3}$ (рис. 11). С этой целью можно выделить три основных геохимических направления в зависимости от аксессуарных минералов, содержащих PЗЭ (апатит, монацит, циркон, ксенотим, флюорит и гранат). Значение $TE_{1,3}$ в первозданном расплаве может объяснить особенности несмешанной высокотемпературной водной жидкости

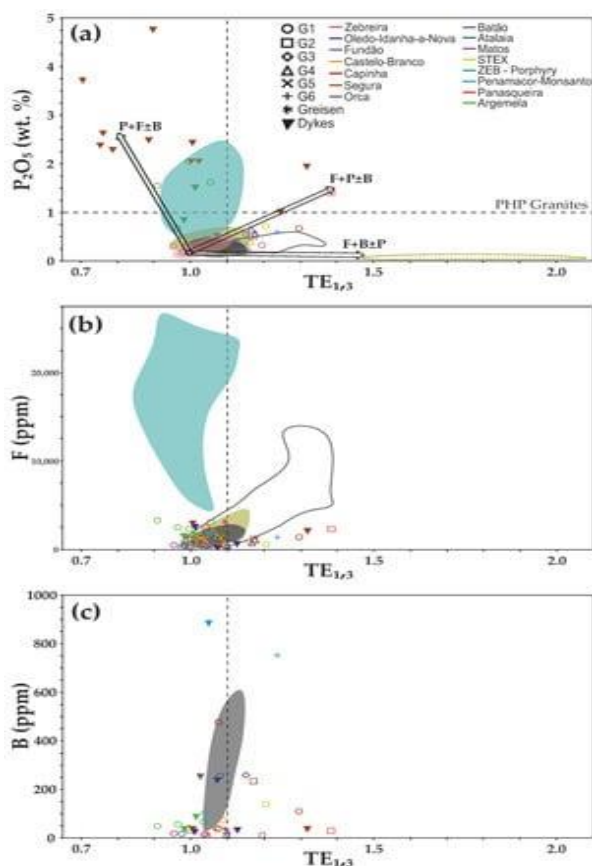


Рис. 11. Изменение тетрадного эффекта ($TE_{1,3}$) в зависимости от (а) P_2O_5 (мас. %), (b) F (ppm) и (c) B (ppm), показывающий влияние увеличения концентрации во флюсовых элементах на фракционирование РЗЭ. Нанесены репрезентативные составные поля гранитоидов: кембрийско-ордовикский батолит Бейра–Эстремадура (розовая композиционная область); Армориканский массив (серая композиционная область); Иберийский массив (зеленовато-желтая композиционная область); Эрцгебирге-Фихтельгебирге (сплошная темно-серая линия); Корнуолл (черная композиционная область), Пенута RMG (пунктирная зеленовато-желтая линия) и Бовуар (синяя композиционная область). Черные пунктирные линии представляют контрольные значения $TE_{1,3} > 1,1$, обычно отображаемые пералюминиевыми гранитами, которые демонстрируют эффекты значительного взаимодействия с высокотемпературными водными флюидами. Из-за неполных аналитических данных образцы из батолита Бейра-Эстремадура, Иберийского массива, Эрцгебирге-Фихтельгебирге, Корнуолла и Пенута RMG нанесены не на все диаграммы. По той же причине данные Бовуара нанесены только на диаграммы (а, б).

Выделяются три основных направления состава, представляющие магма-гидротермальные системы, связанные с различными типами минерализации:

- (1) Магма-гидротермальные системы с высоким содержанием фосфора Li-Sn, в которых преобладают $P+F\pm B (P>F)$, в которых Li в основном включен в фосфатные минеральные фазы;
- (2) Высокофосфористые магма-гидротермальные системы с высоким содержанием фосфора W-Sn-Li с преобладанием $F+P\pm B (F>P)$ и переменным обогащением Li-содержащими слюдами;
- (3) Высокофосфористые магма-гидротермальные системы с низким содержанием фосфора Sn-Nb-Ta с преобладанием $F+B\pm P (F>B)$.

Первая тенденция описывает магма-гидротермальные системы, в которых доминируют P и F ($P+F\pm B, P>F$), аналогичные тем, которые характерны для RMG и Li-фосфат-содержащих

аплит–пегматитов. В этих системах с высоким содержанием фосфора (РНР) с высоким содержанием P_2O_5 и Li (до 4,76 мас. % и 1,27 мас. % соответственно) и низким содержанием CaO ($\leq 0,85$ мас. %) фосфат сначала присутствует в виде апатита, а избыток фосфора при заданном содержании CaO образуется фосфат из серии амблигонит-монтебразит. Сильная отрицательная корреляция между P_2O_5 и $TE_{1,3}$ предполагают, что фосфаты Na-Li включают РЗЭ из флюида.

Вторая геохимическая тенденция описывает магма-гидротермальные системы с высоким содержанием фосфора, в которых преобладают F и P ($F+P \pm B$, $F > P$), сопоставимые с теми, которые представлены W-Sn гранитами и Li-Sn, лепидолит-содержащими аплитами. Эти высокоразвитые породы имеют несколько более высокое содержание F (до 2300 ppm) и CaO (до 1,7 мас. %) и более низкое содержание P_2O_5 ($\leq 1,94$ мас. %), что обычно выражается присутствием фторапатита. В таких случаях Li обычно содержится в слюдах, а не в фосфатах. Для этих магма-гидротермальных систем обычно высокие значения $TE_{1,3}$ соответствуют значениям высокоорганизованных силикатных расплавов, взаимодействующих с водными флюидами (до 1,4), а фторапатит выступает в качестве основного минерала, содержащего РЗЭ, о чем свидетельствует положительная корреляция P_2O_5 и F с $TE_{1,3}$.

Третья композиционная тенденция описывает магма-гидротермальные системы с высоким содержанием фосфора (PLP), в которых преобладают F и B ($F+B \pm P$, $F > B$), как показано на примере топазовых, турмалиновых и гранатоносных гранитов, относящихся к Sn-Ta-Nb рудным системам. Эти высокодифференцированные породы характеризуются самыми высокими значениями $TE_{1,3}$ (до 2.1), вероятно, унаследованный от высокоразвитого силикатного расплава, сосуществующего с поздним магма-гидротермальным флюидом; топаз и другие фазы, богатые F, являются преобладающими минеральными прокси, о чем свидетельствует совместное изменение между содержанием F и значениями $TE_{1,3}$.

Таким образом, степень тетрадного эффекта лантаноидов является полезным геохимическим признаком дифференциации гранитов для силикатных магма-гидротермальных систем, в которых преобладают F и B и с сильными гранитными магматическими сигнатурами REE. В таких случаях $TE_{1,3}$ положительно коррелирует с увеличением дифференциации гранита. Для поздних магма-гидротермальных систем с преобладанием P и F, представленных литий-фосфат-содержащими редкометальными гранитами и дайками аплит–пегматитов, отрицательная корреляция между высокой степенью дифференциации и низкими значениями степени тетрадного эффекта ($TE_{1,3} < 1,1$) предполагают, что эти породы имеют сильные признаки РЗЭ высокотемпературных водных флюидов. Также рекомендуется, чтобы значения $TE_{1,3}$ можно было рассматривать как вектор поисков для различных типов рудных систем,

связанных с гранитами, при нанесении на график P_2O_5 (мас. %). Таким образом, магма-гидротермальные системы можно разделить на три отдельных направления: (1) Li-Sn, Li-фосфат-содержащие рудные системы, связанные с гранитами; (2) W-Sn-Li, фтор-апатит- и лепидолит-содержащие рудные системы, связанные с гранитами; и (3) Sn-Nb-Ta топаз-, турмалин- и гранат-содержащие рудные системы.

6. Выводы

Комплексная геохимическая характеристика основных плутонов и поздних аплит-пегматитовых даек, обнаженных в Sn-W-Li поясе Сегура-Панаскейра (Центрально-Иберийская зона), показывает, что кембрийско-ордовикские и каменноугольные-пермские гранитные свиты:

(1) демонстрируют разную степень дифференциации и обогащения металлами,

(2) их особенности состава хорошо сопоставимы с данными, опубликованными для аналогичных пород из других сегментов Variscan. Увеличение значений $TE_{1,3}$ (до 1.4) коррелирует с магматической дифференциацией и обогащением металлами, а граниты каменноугольного и пермского периодов более дифференцированы и специализированы на Li-Sn рудные системы, содержащие Li-фосфаты RMG и аплит-пегматитовые дайки отклоняются от этой геохимической тенденции, демонстрируя значения $TE_{1,3} < 1,1$, но также высокое содержание P_2O_5 .

Затем предполагается, что значения $TE_{1,3}$ и P_2O_5 (мас. %) содержание можно использовать вместе, чтобы выделить три различные магма-гидротермальные системы:

(1) с преобладанием $P+F\pm B(P>B)$, с сильными водными высокотемпературными сигнатурами REE и связанными с Li-Sn гранитами с высоким содержанием фосфора и литий-фосфат-содержащими аплит-пегматитовыми дайками ($TE_{1,3} < 1,1$);

(2) преобладают $F+P\pm B(F>P)$ и связаны с W-Sn-Li пералуминозными гранитами с высоким содержанием фосфора и лепидолит-содержащими аплит-пегматитовыми дайками ($TE_{1,3}$ до 1,4);

(3) преобладают по $F+B\pm P (F>B)$ и относятся к пералуминозным гранитам с низким содержанием фосфора Sn-Ta-Nb ($TE_{1,3}$ до 2.1).

Полученные данные свидетельствуют о том, что степень эффекта тетрады лантаноидов может быть полезным геохимическим признаком дифференциации гранитов и поисковым вектором для различных рудных систем, связанных с гранитами.

ГЕОХИМИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ПОЛИМОРФОВ TiO_2
В КАЧЕСТВЕ ПОИСКОВОГО МЕТОДА М-НИЙ ОЛОВА И ВОЛЬФРАМА
(регион Сегура, центральная Португалия) [6].

1. Введение

Геохимия микроэлементов является одним из наиболее широко используемых геохимических инструментов для отслеживания геологических процессов и получения информации о происхождении и генезисе различных типов горных пород и минералов. Распределение микроэлементов в оруденелых породах и соответствующие ореолы геохимических изменений в настоящее время имеют решающее значение для понимания процессов минерализации и для оценки экономического потенциала конкретного месторождения или рудного района.

Изучение тяжелых минералов ($d > 2,8-2,9 \text{ г/см}^3$) успешно применялось для поисков полезных ископаемых на протяжении веков. В первых исследованиях использовались физические свойства минералов для идентификации и характеристики концентратов тяжелых минералов (ТМ). Новые аналитические методы улучшили способность использовать химические и изотопные составы ТМ в геохимических исследованиях.

Полиморфы диоксида титана (TiO_2 - рутил, анатаз и брукит) являются распространенными вспомогательными минералами, которые относятся к группе тяжелых минералов. Геохимическое сродство Ti с HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf) и другими переходными и основными металлами (Fe, Cr, V, Sn, Sb, Mo, W) делает TiO_2 полиморфными потенциальными минералами для аномального обогащения металлами, связанными с рудообразующими системами. В последние два десятилетия этот потенциал постепенно изучался, особенно в отношении рутила, наиболее стабильного TiO_2 минеральная фаза в большинстве геологических сред, позволяющая охарактеризовать и выделить несколько систем минерализации.

Рутил из различных типов рудных месторождений демонстрирует значительное обогащение Sn, W, Nb, Ta, Sb, Cr и V, в то время как анатаз и брукит обычно имеют низкое содержание микроэлементов. Исследования геохимии рутила в ряде месторождений полезных ископаемых различной природы показали высокие концентрации W, Sn, Nb и Ta в рутиле из гидротермальных Sn-W жил и редкоэлементных пегматитов, связанных с гранитами. Рутил из минерализованных жил и вмещающих пород м-ния Panasqueira (Sn-W-Cu) обогащен (Nb, Ta), что является признаками осаждения вольфрамита.

В настоящее время неразрабатываемое месторождение Сегура в восточном сегменте металлогенического пояса Góis–Panasqueira–Segura Sn–W (северо-центральная Португалия), содержит несколько касситеритовых и вольфрамитовых кварцевых жил, а также Li-Sn аплит-

пегматиты, которые, как полагают, генетически связаны с Варискан-Сегура гранитным массивом. Проведенные исследования геохимии отложений, выявили зональность и обогащение Ti, связанные с внедрением гранита, локально нарушенного минерализованными телами, указывая на развитие метаморфических/метасоматических титаносодержащих фаз. В этом исследовании использовали анализ аллювиальных образцов из этого района и геохимическую характеристику полиморфов TiO_2 для получения потенциальных поисковых инструментов месторождений Sn и W.

Тяжелые минералы обладают высокой устойчивостью к атмосферным воздействиям и могут физически отделяться от горных пород и накапливаться в аллювиальных отложениях, образуя обломочные аномалии и природные концентраты ТМ. Исследования показывают, что аллювиальные скопления ТМ перекликаются с геологией коренных пород водосбора, включая рудные тела, и что карты распределения аллювиальных полиморфов TiO_2 и другие сопутствующие минералы могут определить разнообразие типов минерализации Sn и W.

В этом исследовании применили электронно-зондовый микроанализ (EPMA) для характеристики химического состава аллювиального TiO_2 . Рутил и, в некоторой степени, анатаз показывают переменное, но значительное обогащение Sn, W, Nb, Ta, V и Fe в образцах, полученных из минерализованных зон. В результате было показано, что геохимия микроэлементов аллювиальных полиморфов TiO_2 может стать поисковым инструментом Sn-W месторождений.

2. Геологические условия

Это исследование было проведено на аллювиальных образцах, собранных в регионе Сегура, расположенном в округе Каштелу-Бранку (центральная Португалия) (рис. 1).

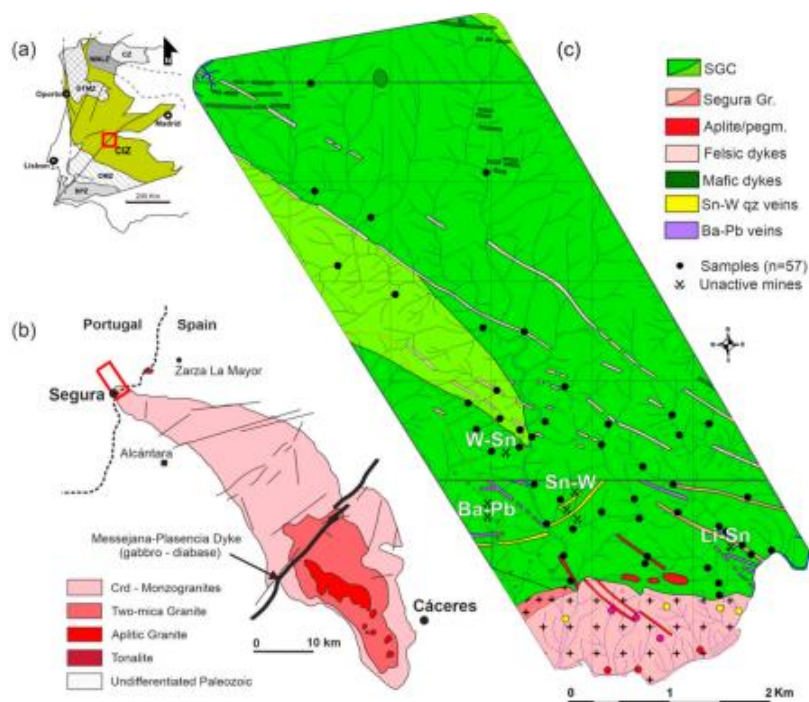


Рис. 1. (а) Схема Иберийского варисканского орогенного пояса, CZ — Кантабрийская зона; WALZ — Западная Астурия — Леонская зона; GTMZ — зона Галисии Трас-ос-Монтес; CIZ — Центрально-Иберийская зона; OMZ—Осса Зона Морена; C33 — южно-португальская зона. (б) Батолит Кабеса де Арайя. Crd – кордиерит. (с) Геологическая схема района с точками проб аллювиальных образцов. SGC – сланцевый граувакский комплекс; SM — Сегура Массив (1 — двухслюдяной гранит; 2 — мусковитовый гранит). Выделены W-Sn, Li-Sn и Ba-Pb рудные тела.

Регион Сегура расположен в пределах Центральной Иберийской зоны (CIZ), Варисканского орогенного пояса (рис. 1а). Основные литологические комплексы включают: метаосадочные породы Бейрашской группы, сланцево-грауваксовый комплекс (SGC), гранитный массив Сегура (SM) и системы даек и жил различной природы. Метаосадочная последовательность соответствует неопротерозойским и нижнекембрийским зеленосланцевым фациям метаграуваковых и метапелитовых пород, иногда переслаивающихся с метакогломератами. Общая региональная структура преимущественно WNW-ESE ориентации характеризуется складчатостью группы Бейрас при плотной сети разломов.

Основное гранитное тело - массив Сегура (SM), соответствует северо-западной оконечности батолита Кабеса-де-Арайя, который простирается от окрестностей Касереса (Испания) до Сегуры (рис. 1б). Этот вытянутый эллиптический батолит с главной осью, ориентированной с северо-запада на юго-восток, представляет собой сложный и зональный массив с двумя различными фациями: внутренний крупнозернистый двухслюдяной гранит граничит со средне- и мелкозернистой мусковитовой фацией. Двухслюдяной гранит имеет зернистую, гипидиоморфную текстуру, состоящую из кварца, калиевого полевого шпата, альбита, биотита, хлорита, мусковита, апатита, турмалина, циркона, силлиманита и рутила. Мусковитовый гранит представляет собой зернистую гипидиоморфную текстуру, в которой

преобладают табличные кристаллы мусковита, которые встречаются вместе с кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, редким биотитом, хлоритом, апатитом, цирконом, рутилом и сузалитом. Развиты также аплит–пегматитовые дайки, в т. ч. долеритовые, гранат–кордиеритовые и гранит–порфиоровые. Массив Сегура имеет возраст D_3 (возраст кристаллизации циркона и монацита U-Pb $311,0 \pm 0,5$ млн лет для двухслюдяного гранита и $312,9 \pm 2,0$ млн лет для мусковитового гранита). Эти граниты образовали контактный метаморфический ореол мощностью более 500 м, разделенный на две зоны: 20-метровую проксимальную зону, в которой преобладают кордиерит и силлиманит содержащие роговики, и более дистальную оболочку, характеризующуюся слюдистыми сланцами с кордиеритовыми порфиробластами.

Рудный район Сегура (SMC) - самый восточный сегмент олово–вольфрамового металлогенического пояса, известного своими месторождениями W/Sn, а также Sn-W-Ba-Pb-Zn. Они представлены Sn-W и Li-Sn кварцевыми жилами и аплит-пегматитовыми дайками, связанными с варисканскими гранитами, а позднее с альпийскими Ba-Pb-Zn кварцевыми брекчиевыми жилами. Эти месторождения разрабатывались, было добыто около 100 тонн касситерита, 12 тонн вольфрамита, 525 тонн барита и 211 тонн галенита.

Кварцевые жилы с переменной толщиной (от нескольких сантиметров до нескольких метров) залегают и контролируются основными структурами. Некоторые жилы являются субвертикальными, параллельными основным региональным разломам, и могут быть минерализованы. Касситерит и/или вольфрамитовая минерализация в основном обнаруживаются в субгоризонтальных жильных структурах, средняя толщина которых не превышает 10 см, и представляют собой дилатационные трещины. Субгоризонтальные кварцевые жилы имеют зернистую ксеноморфную структуру и в основном состоят из кварца, мусковита, касситерита, вольфрамита, редкого циркона, апатита и различных сульфидов. Касситерит более распространен в жилах ближе к гранитам, встречаясь вблизи контакта кварцевых жил с вмещающей породой, тогда как вольфрамит имеет тенденцию увеличиваться вдали от гранитов и встречается рассеянно внутри залежей.

Аплит-пегматиты имеют зернистую гипидиоморфную текстуру и состоят из кварца, микроклина, альбита, мусковита, апатита, циркона и рутила. Li-Sn-содержащие аплит-пегматиты также содержат топаз, сподумен, лепидолит, касситерит, колумбит-танталит и Li-фосфаты серии амблигонит–монтебразит.

Жилы кварцевых Ba-Pb-Zn брекчий встречаются вдоль разломов ENE–WSW и NNE–SSW простираний и имеют максимальную толщину до 3 м и длину до 2500 м. Эти кварцевые брекчии имеют ксеноморфную текстуру, кварц и барит являются преобладающими

минералами, встречаются также галенит, сфалерит, мусковит, хлорит и апатит. Барит составляет 20-30% этих минерализованных зон и присутствует в двух разновидностях: массивный и сахароидный.

3. Материалы и методы

3.1. Отбор и подготовка проб тяжелых минералов.

Было отобрано пятьдесят семь аллювиальных образцов тяжелых минералов (ТМ), для анализа, распределенных вдоль перпендикулярной полосы к контакту с массивом Сегура. При отборе образцов с особым вниманием была рассмотрена репрезентативность основных литологий обнажений к вкладам различных гранитных и минерализованных тел. Для идентификации минералов использовали бинокулярный микроскоп Leica Wild МЗХ и ручной магнит, способный притягивать магнитные и парамагнитные минералы. Минералы были идентифицированы на основе их физических свойств (удельный вес, магнетизм, цвет, блеск, форма кристаллов, расщепление и флуоресценция в ультрафиолетовом свете). Полиморфы TiO_2 также были отобраны вручную (850 зерен рутила, 1125 зерен анатаза и 295 зерен брукита), помещены в эпоксидную смолу и отполированы для последующего химического анализа. На рисунке 2 представлена краткая информация о процессе выделения аллювиальных ТМ и подготовке образцов.

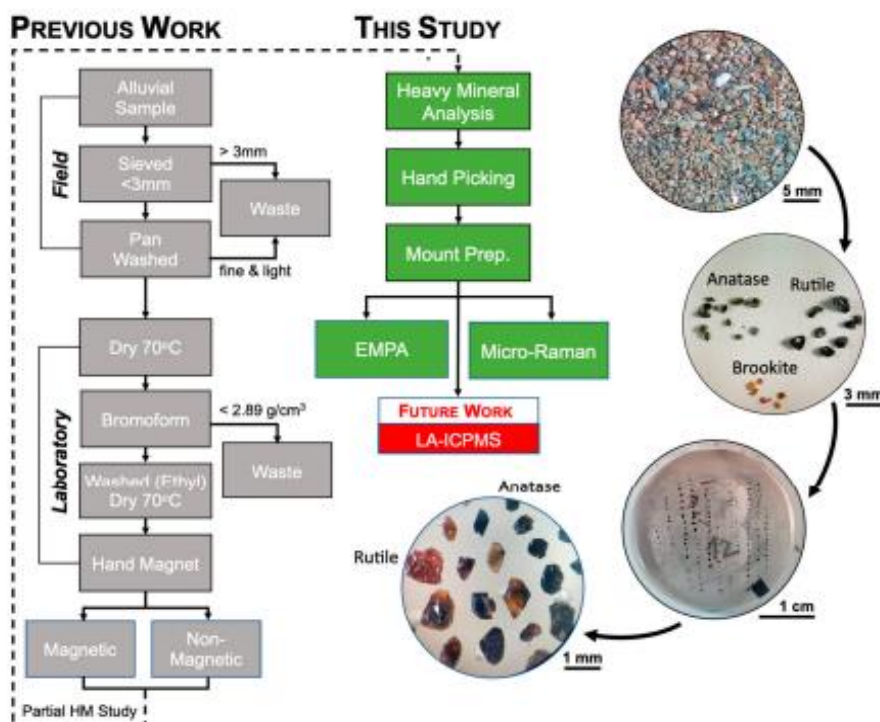


Рис. 2. Схема пробоподготовки и обработки тяжелых минералов.

3.2. Анализ тяжелых минералов и картирование минеральных ассоциаций.

Количественная оценка минералов была основана на интервальной шкале, где интервалы отражают содержание каждого идентифицированного минерала в соответствующей минеральной фракции (магнитной или немагнитной). От самого низкого до самого высокого уровня интервалы этой шкалы следующие: <1%; 1%-5%; 5%-25%; 25%-50%; 50%-75%; 75%-100%. Погрешность, связанная с этими измерениями, составляет примерно 5%. После идентификации минералов и полуколичественного ТМ-анализа было проведено статистическое исследование минеральных ассоциаций путем рекомбинации относительных содержаний как магнитных, так и немагнитных фракций. Средние значения относительной численности TiO_2 и других ключевых минералов (касситерит, вольфрамит и шеелит) были спроецированы на карты распределения. Учитывая тип данных, карты распределения были созданы с помощью программного обеспечения ArcGIS (версия 10.8.1, ESRI, Редлендс, Калифорния, США) с использованием метода обратной интерполяции, взвешенной по расстоянию (IDW). Метод IDW оценивает значения неизвестной области в предположении, что точки с известными значениями оказывают большее влияние на вычисленные оценки для областей, ближайших к этим точкам, и уменьшаются по мере увеличения расстояния до точки. Аналогичный подход был применен к данным о составе микроэлементов, впоследствии полученным EPMA для трех полиморфов TiO_2 .

3.3. Микро-рамановская спектроскопия.

Для регистрации спектров комбинационного рассеяния смонтированных зерен полиморфов TiO_2 использовался спектрометр комбинационного рассеяния HORIBA XPlora, оснащенный лазером ближнего инфракрасного диапазона с длиной волны 785 нм и соединенный с микроскопом OlympusTM. В системе применяется термоэлектрически охлаждаемый детектор устройств с зарядовой связью (CCD). Были получены три спектра на образец в диапазоне 100-2000 см. Для всех образцов использовался объектив 50x, а время измерения, мощность лазера и количество накоплений были скорректированы, чтобы избежать теплового повреждения и получить хорошее отношение сигнал/шум. Прибор управлялся с помощью программного обеспечения LabSpec. Собранные спектры комбинационного рассеяния света были дополнительно обработаны в грамах (ThermoFisher ScientificTM).

3.4. Электронно-зондовый микроанализ (EPMA)

Изображения с обратным рассеянием электронов (BSE) и рентгеновские карты (основной и микроэлементный состав рутила ($n = 979$ анализов), анатаза ($n = 1128$) и брукита ($n = 105$), были получены с помощью электронно-зондового микроанализатора (EPMA), используя прибор JEOL JXA 8200, оснащенный 4 спектрометрами с дисперсией длин волн (WDS), детекторами

вторичных и обратно рассеянных электронов и энергодисперсионным спектрометром (EDS). Анализы проводились с использованием пучка диаметром 5 мкм, тока пучка 25 нА и ускоряющего напряжения 15 кВ. В качестве стандартов использовали: рутил (Ti), гематит (Fe), скуттерудит (Co), касситерит (Sn), металлический вольфрам (W), металлический ниобий (Nb), LiTaO₃(Ta), оксид хрома (Cr), металл V(V), цирконий (Zr), апатит (P), жадеит (Na), стибнит (S), бенитоит (Ba), Би-селенид (Bi), периклаз (Mg), галенит (Pb), арсенид алюминия (As), санидин (K), диопсид (Si, Ca), плагиоклаз (Al), виллемит (Zn), силицид никеля (Ni), родонит (Mn), куприт (Cu), металл Ag и металл Au. Были применены стандартные поправки ZAF.

4. Результаты

4.1. Анализ аллювиальных тяжелых минералов.

Анализ ТМ, состоящий из идентификации и количественного определения тяжелых минералов, был проведен в пятидесяти семи аллювиальных образцах, как в магнитной, так и в немагнитной фракциях концентрата. Идентификация минералов была основана на их физических свойствах (удельный вес, магнетизм, цвет, форма кристаллов, расщепление, блеск и флуоресценция в ультрафиолетовом свете) под бинокулярным микроскопом. Таблица 1 обобщает минералы, идентифицированные в соответствии с их средним содержанием, с учетом всех 57 аллювиальных образцов.

Табл. 1. **Виды тяжелых минералов в аллювиальных образцах.** % соответствует среднему содержанию каждого минерала в сумме концентратов 57НМ (магнитная + немагнитный).

Mineral	%	Mineral	%	Mineral	%
Iron oxyhydroxide	43.18	Andalusite	0.78	Corundum	0.03
Tourmaline	11.52	Biotite	0.74	Classic monazite	0.03
Magnetite	11.03	Brookite	0.72	Epidote	0.01
Ilmenite	5.61	Zoisite	0.42	Chlorite	0.01
Cassiterite	4.57	Zircon	0.41	Sillimanite	0.01
Nodular monazite	3.41	Scheelite	0.38	Xenotime	0.01
Anatase	2.73	Altered pyrite	0.34	Topaz	<0.01
Wolframite	2.20	Garnet	0.30	Magnetic leucoxene	<0.01
Baryte	2.19	Gold	0.12	Nonmagnetic leucoxene	<0.01
Apatite	2.03	Muscovite	0.07		
Rutile	1.18	Cinnabar	0.05	Und. minerals	6.33
Total					100%

С самым высоким средним содержанием выделялся оксигидроксид железа, что отражает его значительное количество во всех изученных образцах, в то время как другие распространенные минералы ограничены конкретными образцами.

Что касается полиморфов TiO₂, то анатаз является наиболее распространенным (2,73%), за ним следуют рутил (1,18%) и брукит (0,42%). Карта, показывающая относительное содержание минералов TiO₂ в каждом образце, представлена на рисунке 3, где выделяется преобладание анатаза в метаосадках и рутила в гранитах. Среди рудных минералов - касситерит является наиболее распространенным (4,57%), за ним следует вольфрамит (2,20%), в то время

как шеелит встречается гораздо реже (0,34%), что отражает взвешенное обилие и региональное разнообразие рудных систем Sn-W (Рис. 3). Турмалин встречается довольно часто, отражая как магматические, так и метаморфические турмалин-содержащие породы. Обращает на себя внимание также среднее содержание барита, связанное с альпийскими Ва-Рb минерализованными структурами в этом районе.

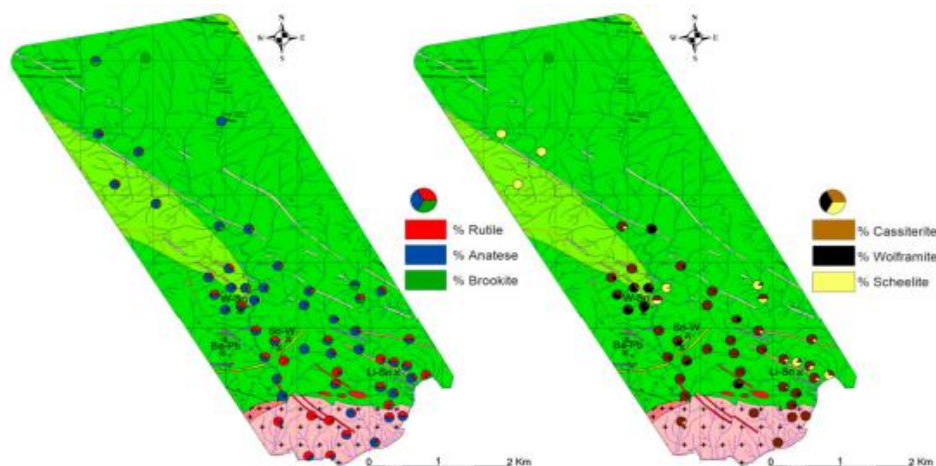


Рис. 3. Содержание полиморфов TiO_2 и рудных минералов Sn и W для каждого аллювиального месторождения.

Полиморфы TiO_2 были охарактеризованы и идентифицированы на основе их основных физических свойств (рис. 4).

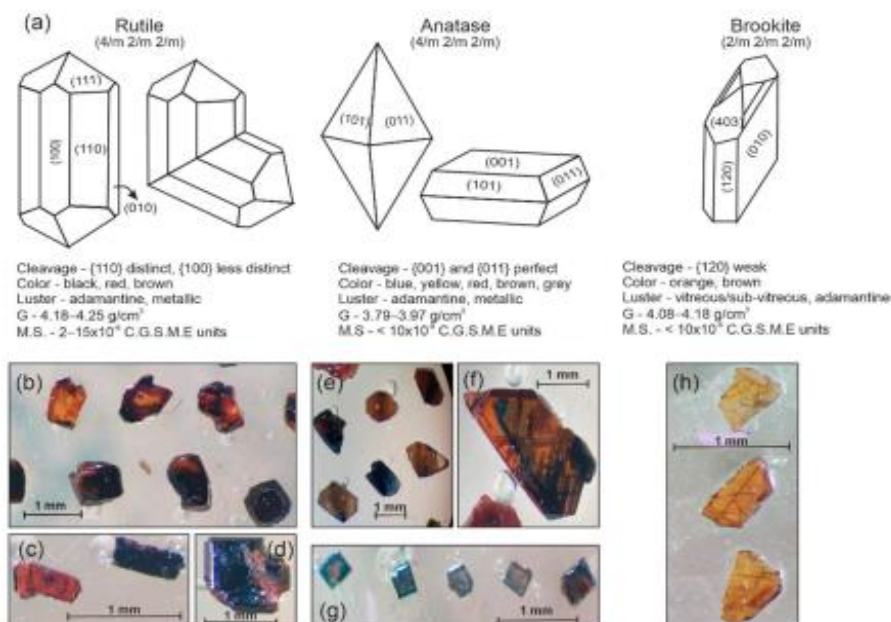


Рис. 4. Формы кристаллов полиморфов TiO_2 и основные физические свойства (а): спайность, цвет, блеск и G

(удельный вес), магнитная восприимчивость (М.С.). Зерна рутила (b-d), анатаза (e-g) и брукита (h).

Призматические кристаллы рутила с бипирамидальным окончанием (c). Двойной “локоть” рутила (d).

Бипирамидный и окрашенный анатаз (e, f). Табличный синий анатаз (g).

Рутил был обнаружен в немагнитной фракции - 54 исследованных аллювиальных образца.

Наблюдалось большое разнообразие цветов рутила, включая черные, красновато-черные, серовато-черные, кроваво-красные, желтые или коричневые кристаллы; в большинстве случаев

они полупрозрачные, с адамантиновым или металлическим блеском. Большинство кристаллов рутила являются ангедрическими, субокруглыми, с размерами зерен от мелких ($<0,5$ мм) до крупных (>1 мм). В образцах со значительными количествами рутила и касситерита их было трудно отличить, особенно в случае черных кристаллов ангедрической формы. Для отсеивания зерен касситерита была использована методика “испытания на лужение”. Призматические кристаллы рутила с бипирамидальными окончаниями и вертикальными бороздками на гранях призмы, часто свидетельствующими об истирании, были обнаружены в 21 образце. “Локтевые” близнецы также наблюдались в некоторых более тонких кристаллах ($<0,1-0,2$ мм) тонкой игольчатой формы.

Анализ был идентифицирован во всех 57 образцах и выделялся среди других ТМ благодаря своей характерной тетрагональной $\{011\}$ бипирамидной форме (рис. 4). Однако из-за заметного развития параллелоэдра $\{001\}$, усекающего бипирамиду, также присутствуют базальные формы. Аналит обладает обширной хроматической изменчивостью с коричневыми, желтыми, красными, синими и сероватыми цветами и неоднородной зернистостью, варьирующей от мелкозернистой ($<0,5$ мм) до крупнозернистой (>1 мм). Зерна анатаза обладают адамантиновым или металлическим блеском и становятся более прозрачными при слабом окрашивании и непрозрачными при сильном окрашивании. Поскольку анатаз и рутил кристаллизуются в одной и той же кристаллографической системе, некоторые призматические кристаллы с бипирамидальными окончаниями трудно отличить. Сомнительные зерна были экранированы с помощью рамановской спектроскопии, чтобы обеспечить правильную идентификацию минеральной фазы TiO_2 перед химическим анализом.

Брукит, самый редкий из трех полиморфов TiO_2 , был идентифицирован в 42 аллювиальных образцах, причем относительное содержание превышало 1% только в 4 из них. Брукит легко идентифицировать по его физическим и оптическим свойствам (рис. 4). Преобладают табличные формы $\{010\}$, демонстрирующие типичную $[001]$ исчерченность. Кристаллы в основном мелкозернистые ($<0,5$ мм), но могут достигать и более крупных размеров (>1 мм). Брукит прозрачный или полупрозрачный, оранжевого цвета (иногда с коричневатыми или желтоватыми оттенками) и стекловидным или суб-стекловидным, иногда адамантиновым, блеском.

4.1.1. Ассоциации тяжелых минералов

Анализ НМ выявил минеральные ассоциации, которые повторяют литологию коренных пород в местах отбора проб, что указывает на низкую дисперсность минералов и, таким образом, улучшает оценку следов минерализации. В таблице 2 и на рисунке 5 показаны

репрезентативные ассоциации аллювиальных минералов для образцов, собранных в пределах гранитов Сегура, в метаосадках и вблизи минерализованных тел.

Табл. 2. Сводка результатов анализа тяжелых минералов.

Granites		SGC Metasediments		Sn-W		W-Sn		Li-Sn		Ba-Pb	
Mineral	%	Mineral	%	Mineral	%	Mineral	%	Mineral	%	Mineral	%
Tourmaline	57.71	Fe O-OH.	52.93	Fe O-OH.	42.60	Fe O-OH.	37.24	Ilmenite	49.92	Fe O-OH.	35.50
Biotite	13.86	Magnetite	31.75	Cassiterite	35.50	Wolframite	37.24	Magnetite	19.97	Baryte	22.19
Apatite	7.69	Anatase	6.61	Wolframite	17.04	Cassiterite	10.63	Cassiterite	12.48	Magnetite	14.20
Rutile	4.61	Altered Pyrite	2.54	Apatite	1.70	Anatase	4.25	Schoelite	4.99	Anatase	5.32
Altered pyrite	2.77	Ilmenite	2.54	Epidote	0.56	Und. minerals	4.25	Altered pyrite	3.99	Cassiterite	5.32
Garnet	2.77	Rutile	1.59	Nod. Monazite	0.56	Magnetite	2.97	Tourmaline	3.99	Rutile	5.32
Fe Ox-hyd.	2.77	Und. minerals	1.59	Anatase	0.29	Brookite	0.86	Anatase	1.00	Ilmenite	2.84
Zoisite	2.77	Brookite	0.31	Brookite	0.29	Schoelite	0.86	Rutile	1.00	Tourmaline	2.84
Anatase	1.84	Gold	0.06	Gold	0.29	Ilmenite	0.50	Zircon	1.00	Zoisite	2.84
Zircon	1.84	Schoelite	0.06	Rutile	0.29	Tourmaline	0.50	Nod. Monazite	0.67	Andalusite	1.07
Ilmenite	0.46			Topaz	0.29	Baryte	0.14	Zoisite	0.67	Brookite	1.07
Magnetite	0.46			Scheelite	0.29	Gold	0.14	Brookite	0.17	Altered pyrite	0.47
Andalusite	0.37			Und. minerals	0.29	Muscovite	0.14	Gold	0.17	Wolframite	0.47
Muscovite	0.06					Rutile	0.14			Gold	0.18
						Zircon	0.14			Schoelite	0.18
										Zircon	0.18

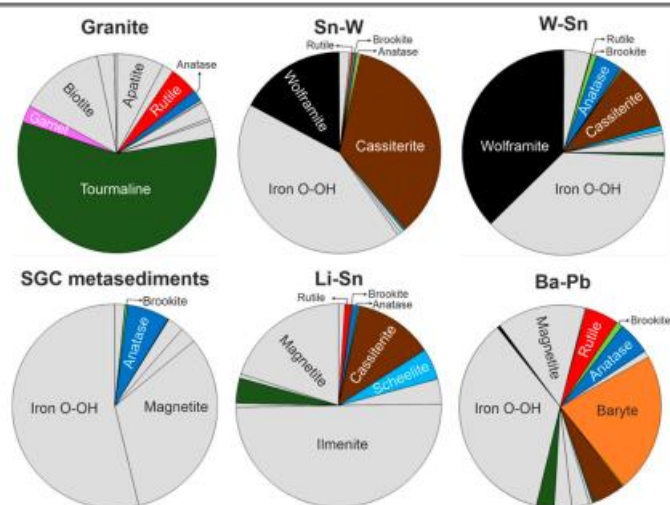


Рис. 5. Аллювиальные комплексы тяжелых минералов с относительным содержанием полезных компонентов.

В образцах, собранных в пределах гранитов, в тяжелых минеральных ассоциациях преобладают турмалин, биотит, апатит и гранат, с рутилом (4,61%) > анатазом (1,84%). Оксигидроксиды железа (Fe O-OH) преобладают в образцах из метаосадочных отложений, включая образцы, близкие к минерализованным кварцевым телам (Sn-W, W-Sn и Ba-Pb), все с содержанием анатаза (0,29%-6,61%) > рутила (0,14%-5,32%). Брукит встречается редко, но, когда присутствует, его содержание всегда ниже 1,07%.

Обилие магнетита наблюдалось почти во всех образцах метаосадочных отложений, за исключением тех, которые связаны с жилами W-Sn и Sn-W, где магнетит незначителен или отсутствует. Образцы, расположенные вблизи минерализованных жил Sn-W, содержат больше касситерита, чем вольфрамита, в то время как в образцах, расположенных вблизи жил W-Sn, происходит прямо противоположное. Вокруг Li-Sn аплит-пегматитовых даек аллювиальные образцы также богаты касситеритом. Другой рудный минерал, шеелит, распространен вблизи жил W-Sn и вокруг даек Li-Sn. Барит встречается вблизи жил Ba-Pb. Изменчивость,

наблюдаемая в некоторых образцах, особенно богатых баритами, отражает сложность района с несколькими мафитовыми и кислыми магматическими породами и Sn-содержащими дайками аплитов.

4.1.2. Карты размещения аллювиальных тяжелых минералов.

Относительное обилие полиморфов TiO_2 и других ключевых минералов (касситерит, вольфрамит и шеелит) было использовано для создания интерполированных карт распределения минералов с обратным взвешиванием по расстоянию (IDW) (рис. 6).

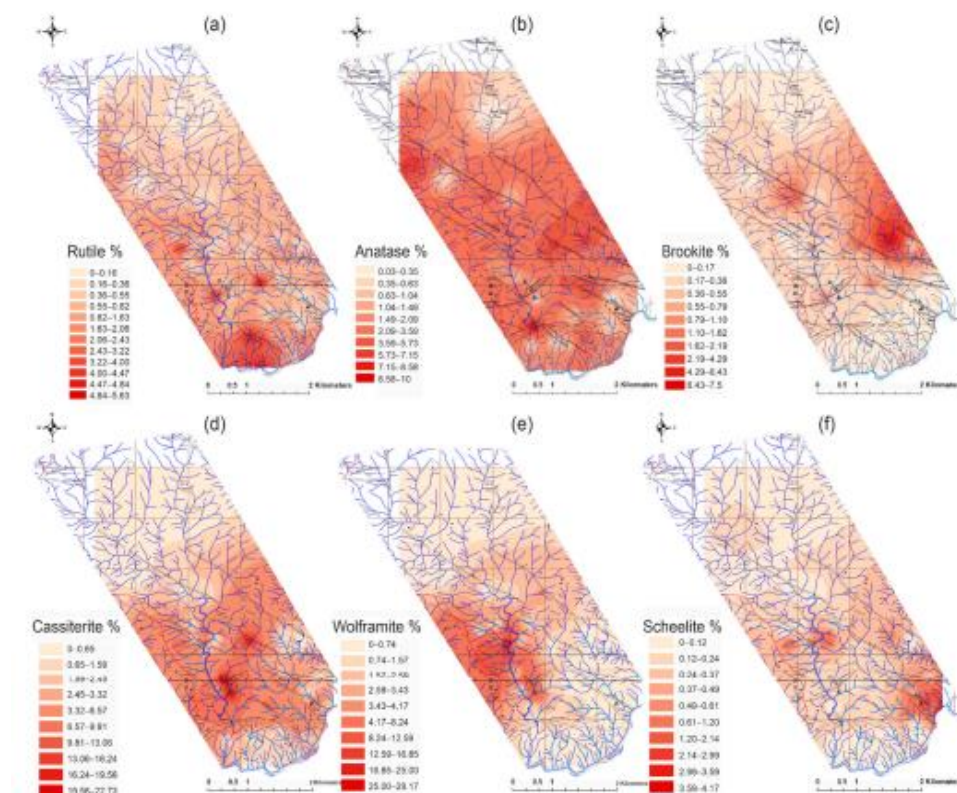


Рис. 6. Карты относительного содержания минералов аллювиального рутила (а), анатаза (б), брукита (в), касситерит (г), вольфрамит (д) и шеелит (е). Созданы интерполированные карты, взвешенные по обратному расстоянию с программным обеспечением ArcGIS.

Рутил показывает хорошо выраженные положительные аномалии (рис. 6а), точно определяющие граниты массива Сегура и основные минерализованные структуры Sn и W. Анатаз демонстрирует более слабые положительные аномалии (рис. 6б). Однако отмеченные отрицательные аномалии анатаза определяют контактный ореол в пределах метаосадков вокруг массива Сегура, а также тренд NW–SE, совпадающий с основными минерализованными кварцевыми жилами Sn-W и W-Sn. Аномалии брукита очерчивают зону, потенциально связанную с интрузивными тоналитовыми телами, которые присутствуют к северо-востоку от исследуемой области.

Карты распределения содержания рудных минералов (касситерит, вольфрамит и шеелит — рис. 6d, 6е и 6f) показывают их нахождение в пределах массива Сегура, их распределение за

пределами гранитов отражает разнообразие и сложность систем олова и вольфрама. Касситерит демонстрирует высокие фоновые значения в полосе протяженностью 2 км в пределах метаосадков и наиболее распространен в аллювиальных образцах со значительным вкладом минерализованных зон Sn-W. Отмеченные положительные аномалии соответствуют м-нию Сегура. Вольфрамит встречается не в таком количестве образцов, как касситерит. Поскольку это рыхлый минерал, самая высокая концентрация вольфрамита должна быть вблизи его источника. В дополнение к аномалии, которая сопряжена с аномалией касситерита, коррелирующей с Sn-W жилами м-ния Сегура, на северо-западе можно увидеть более крупную положительную вольфрамитовую аномалию, документирующую кварцевые жилы с преобладанием W. Шеелит имеет две положительные аномалии в одной и той же области, а также более широкую аномалию в секторе SE карты, рядом с Li-Sn минерализованными аплит-пегматитами.

Анализ НМ показал огромный потенциал аллювиальных минеральных сообществ в качестве прокси для местной геологии и для метаморфических/метасоматических процессов, связанных с продуктивными интрузивными телами в сходных ландшафтах, где факторы рассеивания, такие как геоморфология и гидравлическая сортировка, среди прочего, препятствовали значительному переносу и не оказывали существенного влияния на рассеивание минералов.

4.2. Микроэлементы в минералах TiO_2 — данные EPMA.

Для химического анализа были подготовлены полированные частицы отобранных вручную рутила, анатаза и брукита. Правильная идентификация некоторых зерен рутила и анатаза с сомнительными морфологическими характеристиками была подтверждена методом рамановской спектроскопии (рис. 7а) перед электронно-зондовым микроанализом (EPMA). Каждое зерно также проверяли на наличие неоднородностей и включений с помощью визуализации с обратным рассеянием электронов (BSE) (рис. 7b–i).

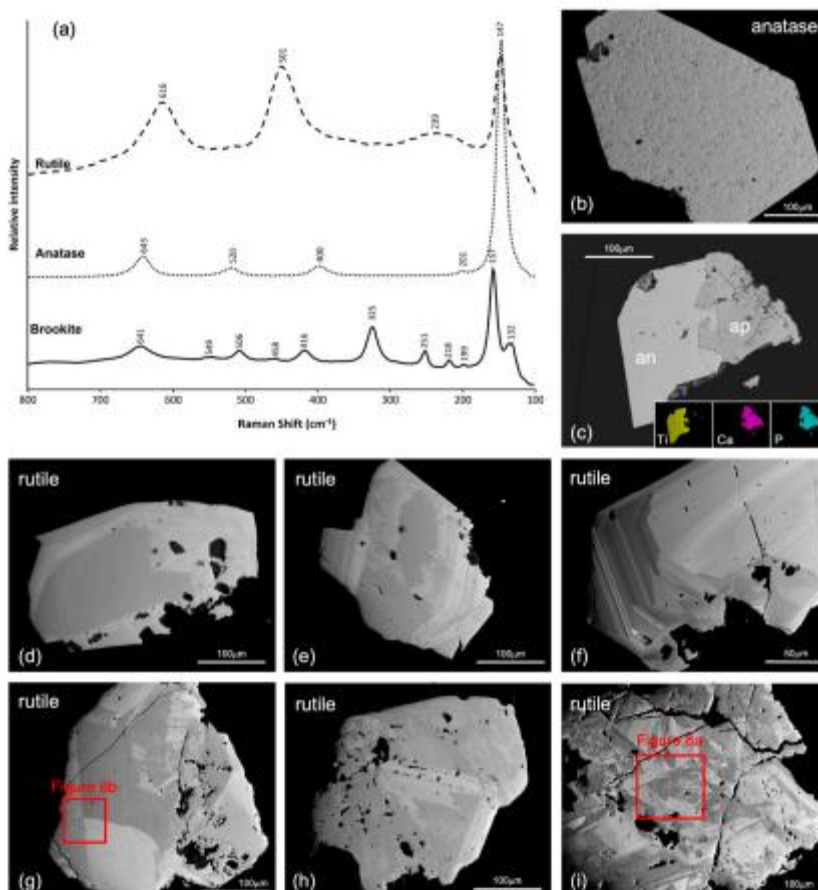


Рис. 7. Спектры комбинационного рассеяния полиморфных модификаций TiO_2 (а). Изображения ЕРМА в обратно рассеянных электронах (BSE), демонстрирующие композиционную однородность для анатаза (б, в) и некоторые аспекты внутригранульной изменчивости состава рутила (г – и): однородный анатаз (б); анатаз (ан) в сростании с апатитом (ап) с рентгеновскими снимками на Ti, Ca и P, включенными внизу справа (в); зональный рутил с однородными бедными микроэлементами более темными ядрами и неоднородными более светлые ободки, богатые микроэлементами (д–е); колебательная зональность (д–ф); секторальное районирование (f–i); и нерегулярные, сложные и пятнистые модели зонирования (h, i).

Анатаз и брукит обычно однородны по составу и лишены включений. Однако некоторые кристаллы рутила демонстрируют хорошо развитые структуры композиционного зонирования (колебательное зонирование, секторное зонирование, неоднородное и нерегулярное зонирование), которые видны на изображении BSE (рис. 7). Наблюдаемая зональность, отражающая различия в среднем атомном номере, воспроизводит неоднородные распределения микроэлементов, которые были оценены с помощью рентгеновского картирования (рис. 8). Более светлые зоны обогащены W, Nb, Ta, Fe, Sn и V, контрастируя с более темными зонами, которые, как правило, бедны микроэлементами; последние в основном встречаются в ядрах зерен (рис. 7d, e). Секторное зонирование (рис. 7g) показывает содержание микроэлементов, контролируемое формами и гранями кристаллов, при этом Sn и V сопряжены с богатыми Ti секторами, а W, Nb, Ta и Fe обогащены в бедных Ti секторах (рис. 8b).

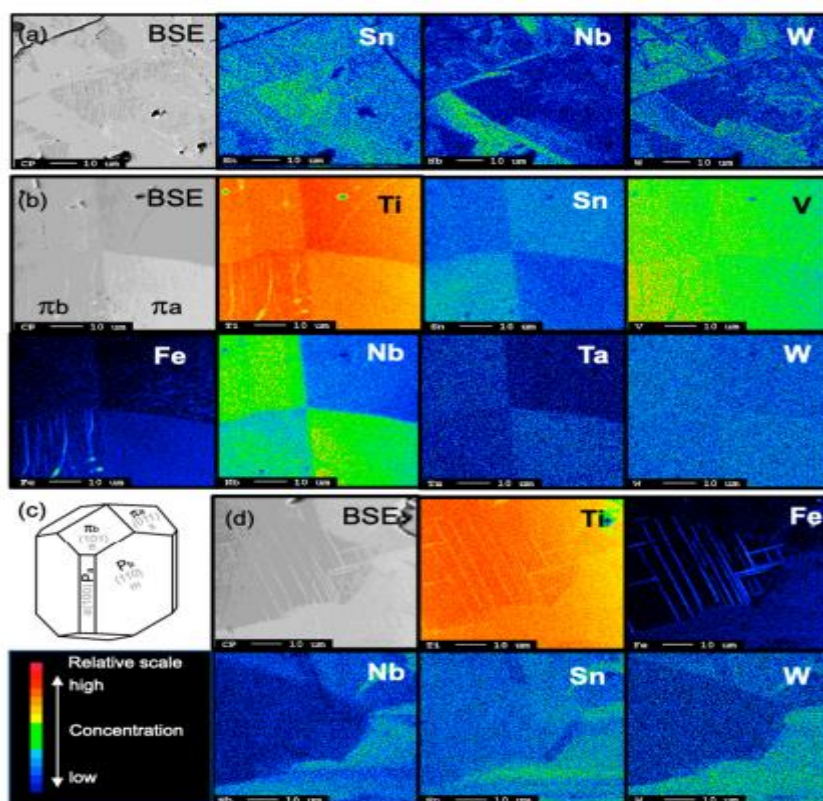


Рис. 8. Изображения в обратно рассеянных электронах (BSE) и выбранные композиционные рентгеновские карты (EPMA) из трех зерен рутила (а, б, г) с переменным содержанием микроэлементов. Кристаллографические формы тетрагональный рутил — {100} призма (грани Па); {110} призма (грани Pb); {101} бипирамида (грани ра и рb) (в). Кристаллографический контроль микроэлементного состава рутила (б) с помощью чередования высоких бипирамидальных граней Ti, Sn, V (ра) с высокими гранями W, Nb, Ta и Fe (рb).

В таблице 3 представлены сводные средние данные EPMA для наиболее значимых микроэлементов в рутите (анализ $n = 979$), анатазе ($n = 1128$) и бруките ($n = 105$) из изученных аллювиальных образцов, включая V, Cr, Fe, Sn, Nb, Ta, W и Zr.

Табл. 3. Минимальные, максимальные, средние и медианные значения концентрации микроэлементов (ppm) для рутила, анатаза и брукита.

Rutile (ppm)	V	Cr	Fe	Sn	Nb	Ta	W	Zr
Minimum	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l
Maximum	10,937	4201	29,258	55,665	85,347	19,139	57,173	1577
Average	1712	168	5882	4462	5723	890	5126	68
Median	1271	<b.d.l	4508	882	3845	<b.d.l	1491	<b.d.l
Std. Dev.	1388	370	5196	7900	6269	1990	8898	163
Anatase (ppm)								
Minimum	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l
Maximum	5289	1006	17,699	4892	12,296	16,895	10,523	992
Average	754	23	472	85	1575	261	694	99
Median	877	<b.d.l	894	<b.d.l	1139	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l
Std. Dev.	545	88	280	387	1510	833	1566	193
Brookite (ppm)								
Minimum	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l
Maximum	2855	1526	9553	6333	4649	2334	3457	429
Average	762	141	2268	123	1082	401	373	42
Median	714	<b.d.l	1780	<b.d.l	811	<b.d.l	<b.d.l	<b.d.l
Std. Dev.	622	236	1748	640	862	575	633	115

(b.d.l.)—below detection limit.

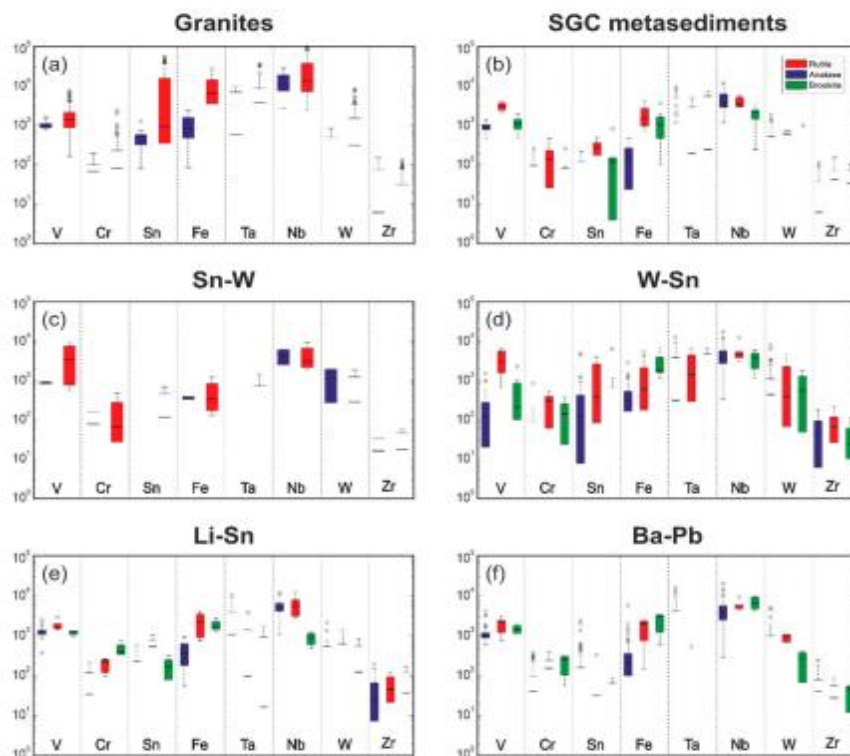


Рис. 9. Графики данных PCMA для микроэлементов в полиморфах TiO_2 . Каждый блочная диаграмма включает все проанализированные зерна из образцов, представляющих шесть минеральных ассоциаций Сегуры, определяется НМ-анализом. Граниты (а); метаосадки ЮГК (б); Sn-W (в); W-Sn (д); Li-Sn (д); Ba-Pb (е).

Рутил показывает более высокое содержание микроэлементов по сравнению с анатазом и брукитом (табл. 3, рис. 9), со значительными средними значениями для Nb (3845 ppm), Fe (4508 ppm), W (1491 ppm), V (1271 ppm) и Sn (882 ppm), достигая максимальных значений 85 347 ppm Nb, 57 173 ppm W, 55 665 ppm Sn, 29 258 ppm Fe и 10 937 ppm V в образцах гранитов. Медианы для Ta, Zr и Cr в рутиле ниже предела обнаружения (b.d.l.); однако Ta может достигать 19 139 ppm, в то время как Cr и Zr не превышают 4200 ppm и 1577 ppm соответственно.

В анатазе только медианы Nb (1139 ppm), Fe (894 ppm) и V (877 ppm) превышают обнаруживаемые, но максимальные концентрации Ta (16 895 ppm) выше, чем у Nb (12 296 ppm), в отличие от рутила. Также важно выделить максимальные концентрации Fe, W, V и Sn в анатазе, которые могут достигать 17 699 ppm Fe, 10 523 ppm W, 5289 ppm V и 4892 ppm Sn. Что касается брукита, только Fe (1780 ppm), Nb (811 ppm) и V (714) показывают значительные средние концентрации. Среднее содержание Fe в бруките выше, чем в анатазе, и этот элемент явно выделяется в качестве основного следа в бруките.

Учитывая характерные минеральные ассоциации, определенные в исследовании НМ (табл. 2, рис. 5), набор данных распознает различные особенности состава микроэлементов в полиморфах TiO_2 (рис. 9). Зерна рутила, представляющие ТМ-компонент гранитов Сегура, демонстрируют самое высокое обогащение микроэлементами, особенно V, Sn, Fe, Nb и W с

концентрациями, которые могут превышать 10 000 ppm (рис/ 9a). В образцах, представляющих метаосады СХГ (рис. 9b), содержание микроэлемента TiO_2 обычно ниже, за исключением некоторых богатых W кристаллов анатаза, состав которых может быть унаследован от минералов-предшественников или может обнаруживать взаимодействие с богатыми W жидкостями. Содержание микроэлементов в полиморфах TiO_2 из образцов вблизи минерализованных тел неоднородно и колеблется от 100 до 10 000 ppm (рис/ 9c–f), что отражает множественность источников и разнообразие минералообразующих процессов. Несмотря на такую неоднородность, в этих образцах зафиксировано большое количество высоких значений. Обогащенная Sn сигнатура минералов TiO_2 , связанные с жилами W-Sn, заслуживают внимания, контрастируя с их обычно обедненной Sn подписью, связанной с жилами Sn-W. Кроме того, во многих образцах содержание W и Sn отрицательно коррелирует. Кроме того, образцы, связанные с жилами Ba-Pb, являются единственными, в которых Sn в анатазе выше, чем Sn в рутиле.

5. Обсуждение

5.1. Контроль микроэлементного состава полиморфов TiO_2

В природных минералах TiO_2 Ti^{4+} может быть заменен широким спектром других гекса-, пента-, тетра-, три-, ди- и одновалентных катионов. Включение микроэлементов в минералы тесно связано с геохимическим сродством между элементами, которое в значительной степени контролируется их эффективными ионными радиусами и зарядом, внутренними минеральными факторами, связанными с их кристаллическими структурами и физико-химическими параметрами, характерными для формирующихся сред.

5.1.1. Структура полиморфов TiO_2

В природе TiO_2 встречается в основном в трех различных структурных конфигурациях, соответствующих трем полиморфам: рутилу, анатазу и брукиту. Катионы Ti^{4+} координируются шестью анионами O^{2-} во всех трех кристаллических структурах, образуя искаженные октаэдры TiO_6 с различными расположениями (разделяющими вершины или ребра) и степенями искажения (рис. 10).

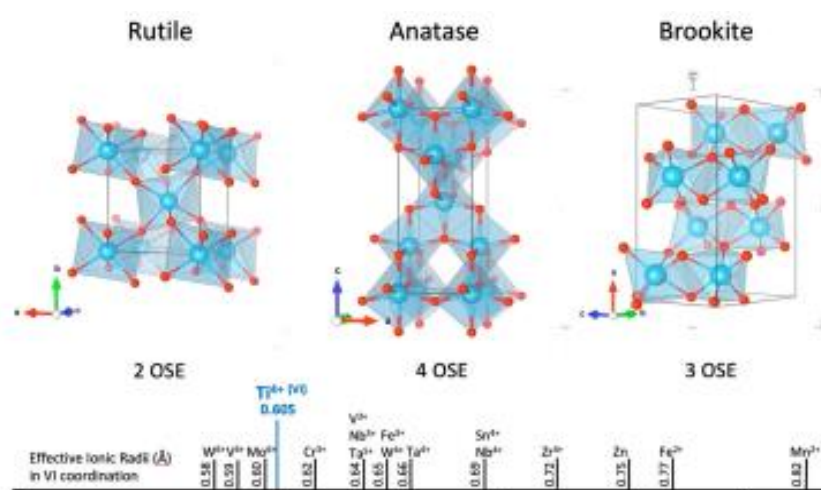


Рис. 10. Расположение октаэдра TiO_6 (общие вершины и ребра) в полиморфной модификации структуры TiO_2 . 2 характерных общих ребра октаэдра (OSE) в рутиле, 4 OSE в анатазе и 3 OSE в бруките.

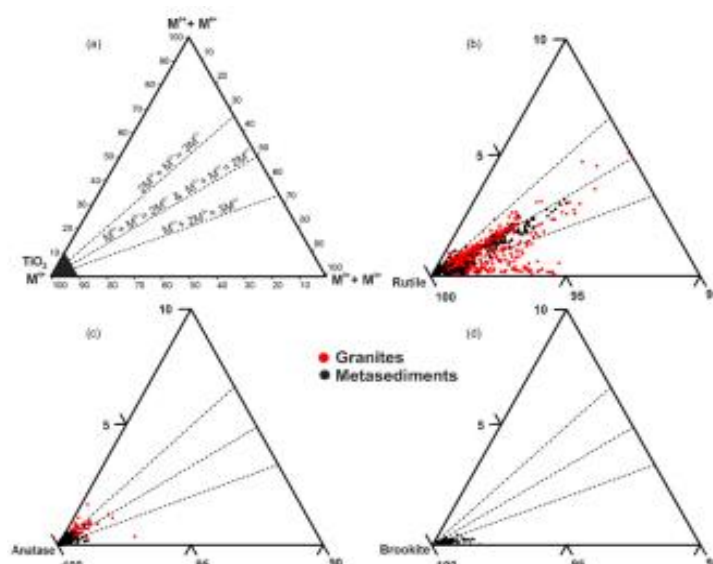


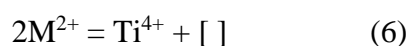
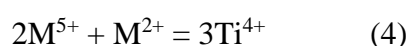
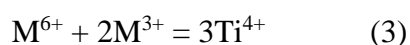
Рис. 11. Тройная диаграмма ($M^{4+} = M^{2+} + M^{3+} = M^{6+} + M^{5+}$) для полиморфного состава TiO_2 , показывающая основные векторы замещения гетеровалентных катионов Уравнения (2)–(5) (а). Черный треугольник - область масштабирования фигур (b–d). Состав аллювиального рутила Сегуры (б). Аллювиальный анатаз Сегуры состав (с). Состав аллювиальных брукитов Сегуры (г).

Рутил и анатаз кристаллизуются в тетрагональной системе. В рутиле каждый октаэдр разделяет только два ребра с соседними октаэдрами, образуя ряды $[001]$, тогда как в анатазе слои (001) октаэдра перекрываются, разделяя четыре ребра. В бруките каждый октаэдр имеет три общих ребра со своими соседями, создавая орторомбическую структуру. Совместное использование дополнительных ребер в анатазе и бруките по сравнению с рутилом делает их структуру более жесткой и менее эластичной, ограничивая их способность приспосабливаться к искажениям, возникающим в результате включения микроэлементов. Отчасти это объясняет наблюдаемые различия в типе и распространенности замещения микроэлементов между полиморфами TiO_2 (табл. 3, рис. 11).

Замещение микроэлементов в минералах также может быть функцией кристаллических форм минералов и их последующей корректировки во время роста кристаллов, как описано для рутила. Секторное зонирование, наблюдаемое в некоторых бипирамидальных рутилах, с чередованием граней, обогащенных Sn и V, и граней, обогащенных W, Nb, Ta и Fe (рис. 8b), вероятно, является средством минимизации структурных искажений, напоминающих, в другом масштабе, ближайшего соседа. Принцип избегания Al/Al, основная движущая сила упорядочения Al/Si в тетраэдрических алюмосиликатных структурах. Обогащение Sn и V на менее обедненных Ti^{4+} гранях предполагает, что оба элемента включены в рутил посредством аналогичных изовалентных замещений, подразумевая, что V должен присутствовать в его окисленной форме (V^{4+}). Обогащение гетеровалентными катионами (W^{6+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} и Fe^{3+} или Fe^{2+}), наблюдаемое в явно обедненных Ti бипирамидальных гранях, вместо этого должно следовать за парными заменами для поддержания баланса зарядов.

5.1.2. Механизмы замещения микроэлементов в минералах TiO_2

Значительными замещающими микроэлементами в решетках рутила, анатаза и брукита являются элементы с эффективными ионными радиусами, аналогичными Ti^{4+} в октаэдрической координации (рис. 10). Элементы с ионным зарядом $4+$ (M^{4+}), такие как Sn^{4+} , V^{4+} , Zr^{4+} , Nb^{4+} или Ta^{4+} , могут входить в структуру путем изовалентной замены Ti^{4+} (уравнение (1)). Для зарядов, отличных от $4+$, необходимо учитывать парные механизмы замещения. Это имеет место для гетеровалентных высокозаряженных (M^{6+} и M^{5+}) и низко заряженных (M^{2+} , M^{3+}) ионов, которые заменили Ti^{4+} (Уравнения 2– 6).



Катионы M^{2+} , такие как Fe^{2+} , Mn^{2+} или Zn^{2+} , могут входить в структуру в соответствии с уравнениями (2), (4) и (6). Катионы M^{3+} , в основном Fe^{3+} , V^{3+} или Cr^{3+} , но также Sc, Al и As, следуют уравнениям (3) и (5). Катионы M^{5+} обычно представлены Nb, Ta и Sb; наиболее распространенными катионами M^{6+} являются W и Mo; U является более редким катионом. Когда катионы M^{5+} или M^{6+} включены, избыточные положительные заряды все еще могут быть уравновешены наличием вакансий в положении Ti^{4+} .

Хотя механизмы замещения одинаковы во всех трех полиморфах, их величина зависит главным образом от общего количества дефектов и искажений решетки, допустимых для каждой структуры полиморфа TiO_2 , как обсуждалось в предыдущем разделе.

В Сегуре полиморфы TiO_2 проявляют более одного механизма замещения микроэлементов, не превышая в общей сложности 2-3% для брукита и анатаза, но достигая почти 10% для рутила (рис. 11). Более широкое замещение микроэлементов в рутиле из образцов, собранных в SM (красные точки на рис. 11b), отражает большую изменчивость этого минерала в отношении механизмов замещения, подчеркивая множественные компоненты аллювиального источника или множественные поколения рутила из одного и того же источника (т. е. первичный или вторичный).

Включение W, по-видимому, следует обоим уравнениям (2) и (3), тогда как включение Nb^{5+} и Ta^{5+} следует только уравнению (5). Избыток катионов M^{2+} и/или M^{3+} в некотором количестве рутила из образцов, представляющих SM, подчеркивает возможность других типов замещения, а именно протонирования ($\text{Ti}^{4+} = \text{R}^{3+} + \text{H}^+$) или даже существования анионных вакансий, которые обычно придает рутиловым полупроводниковым характеристикам. Включение микроэлементов в рутил из метаосадков (черные точки) обычно более ограничено. Тем не менее, образцы с более высоким содержанием W, собранные вблизи залежей Sn-W, в основном следуют тенденции уравнения (2), выявляя их гидротермальный характер и образование в условиях относительного восстановления (в уравнении (2) W сопряжен катионами M^{2+} , скорее всего, Fe^{2+}).

Механизмы замещения в анатазе аналогичны механизмам замещения в рутиле, но гораздо более ограничены, тогда как в бруките преобладает избыток катионов $^{2+}$ и $^{3+}$, что способствует включению Fe, главным образом, через механизмы, включающие протонирование.

5.1.3. Формирующие среды полиморфа TiO_2 — генезис и стабильность.

В то время как включение микроэлементов в рутил, анатаз и брукит в значительной степени контролируется внутренними факторами, определяемыми специфическими особенностями каждой кристаллической структуры полиморфа TiO_2 , как обсуждалось в разделе 5.1.1, не менее верно его зависимость от внешних параметров, таких как T, P, pH, fO₂, и состав (главным образом доступность микроэлементов) геологических сред, в которых образуются эти минералы. Таким образом, крайне важно обратиться к стабильности и генезису минералов TiO_2 , чтобы лучше оценить изменчивость их состава и оценить, как различные геологические условия могут повлиять на них.

Минералы TiO_2 могут иметь первичное происхождение, если они кристаллизуются непосредственно из магмы, гидротермального флюида или даже низкотемпературных водных

жидкостей, или они могут иметь вторичное происхождение, возникающее в результате изменения ранее существовавших Ti-содержащих минералов. Хотя полиморфы TiO₂ могут образовываться во всех типах горных пород (магматических, метаморфических или осадочных), присутствующие минеральные фазы TiO₂ зависят от их полей P-T стабильности, рутил является наиболее стабильным в большинстве геологических условий. В магматических условиях кристаллизуется рутил, поскольку он является единственной стабильной фазой при температуре выше 500°C, в то время как первичный анатаз и брукит преобладают в аутигенных средах, низкотемпературном метаморфизме и низкотемпературных гидротермальных системах.

При субмагматических температурах и в условиях метаморфизма от низкого до среднего уровня Ti считается неподвижным. Низкая растворимость оксидов Ti в метаморфических флюидах подразумевает, что содержание TiO₂ в вмещающей породе является ограничивающим фактором для количества полиморфов TiO₂, образующихся в процессе гидротермальных изменений. Несмотря на его общую низкую растворимость в этих условиях, Ti может образовывать хлоридные, фторидные, гидроксидные, карбонатные, фосфатные и сульфидные комплексы, повышая его растворимость и, как следствие, подвижность. Гидротермальный рутил и анатаз в гидротермальных жилах и связанных с ними зонах гидротермальных изменений в порфириновых месторождениях Cu, например, являются однозначным доказательством мобилизации Ti магматическими гидротермальными флюидами. Хотя появляется все больше доказательств, подтверждающих мобилизацию Ti через гидротермальные флюиды, физико-химические условия, благоприятствующие подвижному поведению Ti, не были полностью определены количественно.

Выветривание Ti-содержащих силикатов (например, сфена, богатого Ti биотита, Ti-магнетита и ильменита) в поверхностных средах, включая аллювий, приводит к образованию широкого спектра вторичных минералов, в том числе анатаза и брукита. После выветривания Ti первоначально растворяется, но он быстро выпадает в осадок в виде гидратированного оксида, который впоследствии кристаллизуется в виде анатаза, рутила или брукита. Экспериментальная работа по лабораторному синтезу нанокристаллов анатаза и брукита показывает, что анатаз является первым из двух полиморфов, образующихся из-за его низкой поверхностной энергии, и что при температурах выше 600°C эти два полиморфа превращаются в рутил.

Метаосадочные породы Сегуры подвержены низкому региональному метаморфизму, который не выходил за пределы хлоритовой зоны зеленосланцевой фации. Следовательно, минералы, образующиеся в этом регионе, в основном определяются T и химией. Преобладание

анатаза и, в меньшей степени, брукита в метаосадках Сегура ЮГК указывает на то, что эти минералы никогда не достигали температуры выше 600°C , иначе они превратились бы в рутил.

Более высокое содержание аллювиального рутила в пределах гранитов Сегура (рис. 6а), безусловно, указывает на его существенное магматическое происхождение, в то время как истощение анатаза в гало метаморфического контакта SM (рис. 6б) должно отражать превращение анатаза в рутил из-за увеличения локального температурного градиента, вызванного размещением гранитов SM. Следуя тем же рассуждениям, положительные аномалии содержания рутила и отрицательные аномалии содержания анатаза связаны с минерализованными зонами Sn-W (рис. 6а, б) также предполагают превращение анатаза в рутил, что, безусловно, связано с гидротермальными процессами. Поскольку анатаз не может образоваться в магматических условиях, и учитывая низкую дисперсность минералов в этом районе, его присутствие в образцах, собранных в гранитах, скорее всего, отражает либо вторичное происхождение, путем замещения гранитных Ti-содержащих минералов, и/или первичное происхождение, через осаждение гидротермальной жидкости, оба эти способа совместимы с поздними магма-гидротермальными флюидами, которые характеризуют большинство рудных систем, связанных с гранитами.

Хотя стабильность полиморфов TiO_2 , хорошо известна, подробные условия, при которых стимулируются их замены микроэлементами, все еще плохо изучены. Помимо условий с высоким P–T, коэффициенты фракционирования микроэлементов между полиморфами TiO_2 и флюидами (магматическими и гидротермальными) неизвестны. Тем не менее, рассчитаны коэффициенты распределения некоторых микроэлементов между рутиловыми и силикатными магмами в зависимости от летучести кислорода, демонстрируя их исключительную совместимость с Ta, Nb, W, Cr и V (рис. 12).

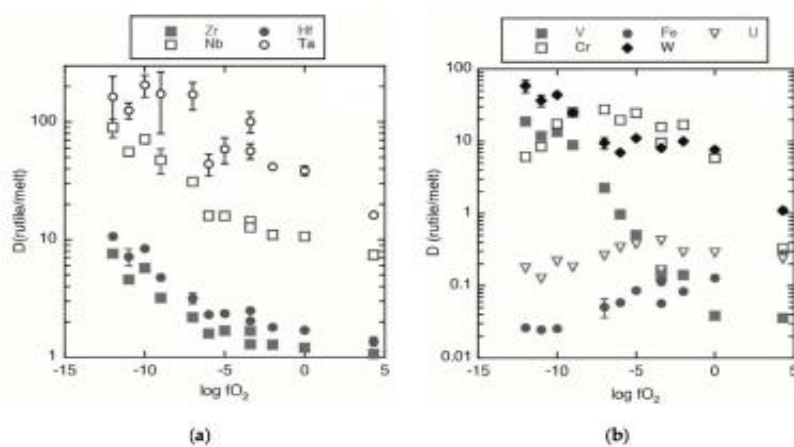


Рис. 12. Коэффициенты распределения расплава рутил/силикат, полученные для HFSE (а) и нескольких гетеровалентных элементов (б) в зависимости от фугитивности кислорода.

Поскольку коэффициенты распределения W, Nb и Ta между рутилом и магмой очень похожи, включение этих следов зависит от состава магмы. Коэффициенты распределения рутил-магмы для Sn неизвестны, но его геохимическое сродство с Nb и Ta предполагает аналогичное поведение.

Если в магмах не кристаллизуются обычные минералы, содержащие микроэлементы, такие как специфические оксидные фазы (колумбо-танталит для Nb и Ta, касситерит для Sn, хромит для Cr и вольфрамит или шеелит для W), Fe- и Ti-Fe-оксиды или другие минералы, такие как сфен, первичные магматический рутил может содержать значительные концентрации микроэлементов, если магмы обогащены этими элементами. Фактически, некоторые из самых высоких значений Nb, Ta и Sn зафиксированы в рутиле из редкометальных пегматитов, которые кристаллизуются непосредственно из гидратированной силикатной магмы. Таким образом, высокие значения Sn и W в магматическом рутиле могут быть использованы для отслеживания продуктивных гранитов.

Различные перекрывающиеся эпизоды изменений, действующие на контрастные литологии и различные минеральные предшественники, приводят к различным поколениям полиморфов TiO_2 . Полиморфы TiO_2 , полученные в таких разных условиях, включают разные элементы в разных пропорциях. Именно на этих различных стадиях изменения рутил включает в себя микроэлементы как из фаз Ti, так и из гидротермальных флюидов, расширяя изменчивость его химического состава, как наблюдалось и в других гидротермальных месторождениях.

Таким образом, изменчивость содержания микроэлементов внутри кристаллов и между ними, является типичной характеристикой рутила, что приводит к различным зональным закономерностям (рис. 7). Колебательная зональность регистрирует прямую кристаллизацию в открытой системе, в основном отражая изменения локальных химических потенциалов, связанных с кинетикой роста минералов (скорость роста минералов в зависимости от скорости химической диффузии элементов), а не резкие химические колебания, возникающие в результате последовательных потоков химически различных жидкостей. Неоднородные, перекрывающиеся и более сложные модели зональности раскрывают историю кристаллизации–перекристаллизации каждого отдельного рутила, включая взаимодействие с несколькими жидкостями. Закономерности зональности наблюдались исключительно в рутиле. Изученные образцы анатаза и брукита довольно однородны, по-видимому, менее чувствительны к этим изменениям или имеют гораздо более простую историю кристаллизации. В условиях аутигенного или низкотемпературного метаморфизма кристаллы анатаза, по-видимому, сохраняют содержание микроэлементов во время перекристаллизации *in situ* [. Высокое аномальное содержание микроэлементов в некоторых зернах анатаза может отражать

их прямое осаждение из обогащенных гидротермальных флюидов, которые породили рудные месторождения в регионе.

5.2. Геохимия микроэлементов полиморфов TiO_2 как индикатор рудных систем и ее применение для поисков месторождений Sn и W.

Геохимия микроэлементов полиморфов TiO_2 , главным образом рутила, все чаще используется для характеристики и выделения различных систем рудных месторождений. Однако его применение для разведки Sn и W все еще ограничено; оно включает рутил из месторождения Панаскейра, крупнейшего месторождения W в Западной Европе, и рутил из месторождения Sn-W Пилок (Таиланд).

Аллювиальный рутил из данного исследования показывает химическую зональность (колебательную, секторальную, неоднородную и сложную), аналогичную кристаллам рутила из Панаскейры. Максимальная концентрация W, зарегистрированная в аллювиальном рутиле, составила 7,2 мас%, что немного ниже максимума в 10,7 мас% W, зарегистрированного в Панаскейре, одном из самых высоких в мире. Рутил в Панаскейре также обогащен V (3,5 мас% V) по сравнению с рутилом в Сегуре (1,6 мас% V). Что касается остальных микроэлементов, рутил в Сегуре показывает более высокие максимальные концентрации Nb (12,2 мас%), Sn (6,7 мас%), Fe (3,8 мас%) и Ta (3,7 мас%), чем рутил в Панаскейре (Fe —3,0 мас%, Nb—1,6 мас%, Ta—2,2 мас.%). Высокое содержание Nb в аллювиальном рутиле Сегуры отражает его магматическое происхождение, связанное с высокодифференцированной и редкометалльной специализацией SM-гранитов.

Средняя концентрация W в аллювиальном рутиле из Сегуры (0,66 мас% по массе) сопоставима с концентрацией рутила из месторождения Пилок (0,72 мас% по массе). Однако средние значения Nb, Ta и Sn (7,15 мас%, 1,88 мас% и 1,72 мас% соответственно) из этого азиатского месторождения выше, чем средние значения тех же элементов в изученном рутиле (0,82 мас.% Nb, 0,13 мас.% Ta и 0,57 мас.% Sn). Значения для Piloc представляют рутил из субминерализованных зон месторождения, в отличие от настоящей работы, в которой не было возможности иметь такой уровень контроля над источниками рутила.

Хотя месторождение Минни-Спрингс в Западной Австралии является Mo, а не Sn- и/или W объектом, оно относится к рудной системе, связанной с гранитами, и является одним из немногих, на котором были проанализированы три полиморфа TiO_2 для оценки их потенциала в качестве инструментов разведки. Рутил из неминерализованных образцов имеет более низкое содержание микроэлементов, чем рутил из Сегуры, за исключением Cr и Fe. Рутил из минерализованных образцов имеет аналогичные максимальные концентрации Nb и Ta (109 142 ppm Nb и 17 815 ppm Ta) с рутилом из Сегуры (85 347 ppm Nb и 19 139 ppm Ta). Максимальное

содержание железа в рутиле из австралийских минерализованных образцов намного выше (50 490 ppm), чем в рутиле из Сегуры (29 258 ppm). Максимальные концентрации V, Sn и W в сегурском рутиле (V—10 937 ppm; Sn—55 665 промилле; W—57 173 промилле) выше, чем рутил Минни Спрингс Проспект (V—4210 промилле; Sn—2590 промилле; W—23 620 промилле), как и следовало ожидать, учитывая контраст между системой Sn-W Сегуры и системой Mo австралийского оруденения. Более высокие значения Sn и W анатаза из Сегуры (Сегура: Sn—4892 промилле; W—10 523 промилле; Минни Спрингс: Sn—170 промилле; W—830 промилле). Максимальные значения Nb в анатазе аналогичны, в то время как в Сегуре V и Ta выше, а Fe ниже. Брукит в австралийской минерализации был обнаружен только в неминерализованных образцах и показывает более высокие содержания Nb и Fe и более низкие содержания V, Cr, Sn, Ta и W, чем брукит в данном исследовании. Sn (6330 промилле) и W (3457 промилле) намного выше в бруките из Сегуры, чем в Минни—Спрингс (Sn—53 промилле; W—190 промилле). Содержание железа в австралийском бруките значительно, как и в Сегуре, что отражает их вторичное происхождение в результате изменения минералов Fe и Ti.

Треугольная дискриминантная диаграмма Ti-100(Fe+Cr +V)-1000(Sn +W) использовалась для различения сигнатур рутила в минерализованных и неминерализованных образцах. Большая часть рутила из пород, не затронутых минерализующим гидротермальным флюидом, расположена вдоль или вблизи оси Ti- (Fe + Cr + V), в то время как рутил, связанный с минерализующими метаморфическими/метаосадочными процессами, имеет тенденцию приближаться к вершине Sn + W. Рутил и анатаз были нанесены на эту диаграмму и на диаграмму (Nb + Ta) -Sn-W (рис. 13).

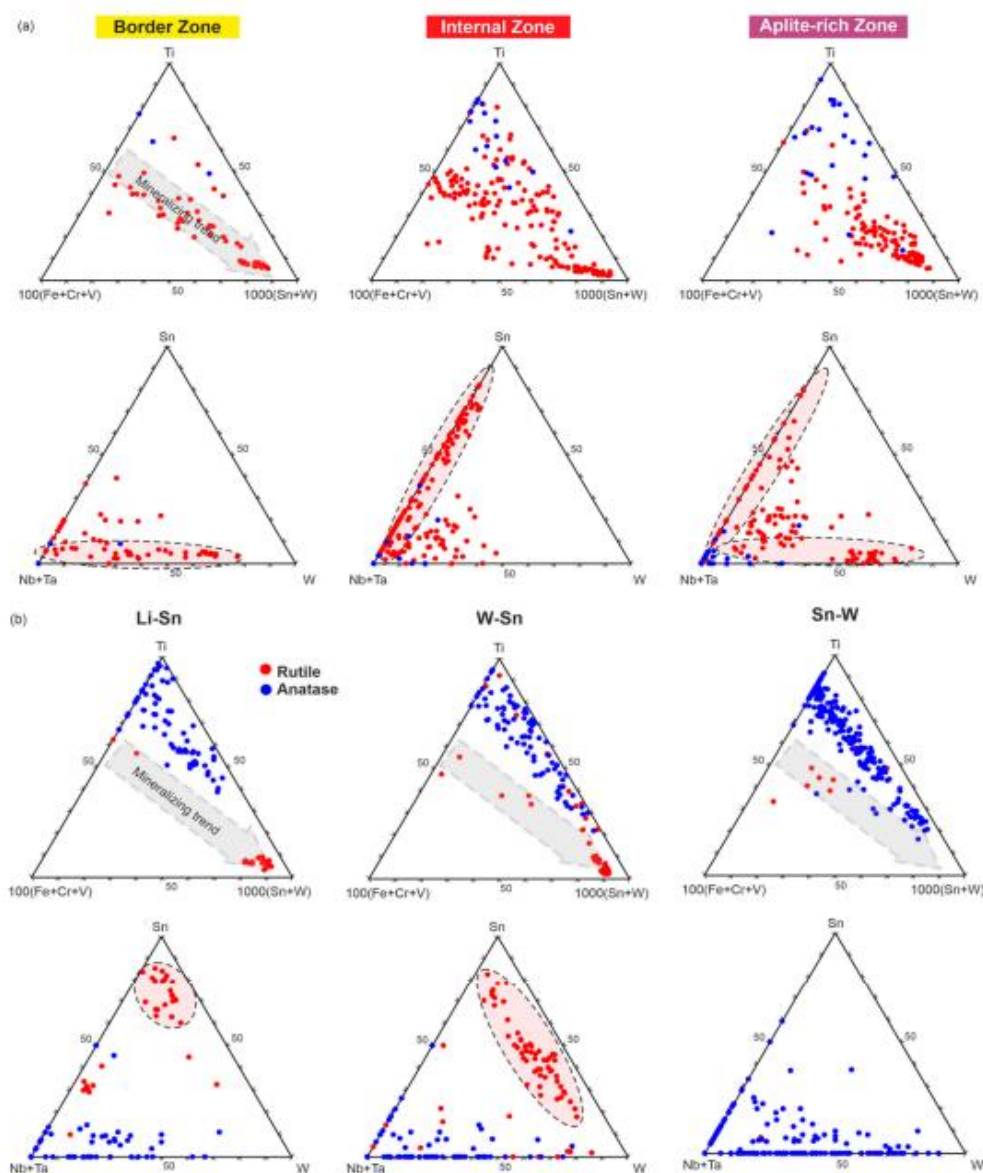


Рис. 13. Треугольные дискриминантные диаграммы Ti-100(Fe+Cr+V)-1000(Sn+W) и Sn-(Nb+Ta)-W для микроэлементного состава рутила и анатаза. Композиции рутила и анатаза из: Комплексы гранитных ТМ с учетом 3 групп – пограничной зоны, внутренней зоны и зоны, богатой аплитом (а); Комплексы тяжелых металлов для различных систем минерализации, связанных с гранитом (б).

Из-за дефицита брукита и низкого содержания в нем микроэлементов брукит не был нанесен на график. Нанесли образцы из скоплений ТМ, представляющих граниты (рис. 13а) и различные типы минерализованных жил (рис. 13б). В пределах гранитных комплексов выделили три группы: пограничная зона, внутренняя зона и богатая аплитом зона.

На диаграмме Ti-100(Fe+ Cr +V) -1000(Sn + W) рутил, доминирующий минерал TiO_2 в гранитах, изображен вдоль тенденции минерализации. На диаграммах (Nb + Ta)-Sn-W комплексов гранита НМ можно выделить тенденцию обогащения Sn в образцах из самой внутренней зоны SM и тенденцию обогащения W в пограничной зоне SM. Эти две тенденции могут отражать первичные магма-гидротермальные составы, представляющие два основных

магматических импульса, распознаваемых двумя слюдяно-гранитными основными фациями и пограничной фацией мусковит-гранита. Богатая аплитом зона показывает составы рутила, которые подпадают под обе тенденции. Образцы из этой группы были собраны в направлении внутрь-наружу, таким образом, включая обе гранитные фации, а также аплитовые вклады. Составы рутила, нанесенные за пределами этих тенденций, вероятно, состоят из вторичных зерен рутила, которые образовались при распаде других магматических Ti-содержащих минеральных фаз.

Обогащение Sn + W однозначно заметно в рутиле из ассоциаций Li-Sn и W-Sn НМ с некоторыми дисперсными составами (включая несколько зерен, не содержащих микроэлементов), что соответствует популяциям рутила с различными источниками и происхождением. Наиболее обогащенная популяция рутила должна представлять собой зерна, образовавшиеся в результате процессов минерализации, тогда как остальные представляют региональные метаморфические процессы. Истощение Nb + Ta относительно Sn и W в этих гидротермальных рутилах по сравнению с магматическими, предполагает осаждение из флюида с более низкими соотношениями $(Nb + Ta) / (W + Sn)$, чем в магме. Кроме того, это соотношение является постоянным в рутиле из ассоциации W-Sn НМ, при этом данные проецируются параллельно оси Sn-W (80%-90%). В этих образцах обнаружено значительное количество вольфрамитов, что позволяет предположить, что они представляют собой кварцевые жилы с преобладанием W. Рутил из литиеносных аплит-пегматитовых НМ-ассоциаций показывает две популяции, одну с более высоким Sn, а другую с более высоким Nb + Ta. В системах Sn-W, в которых доминирующим оксидом является касситерит, содержание Sn в нескольких проанализированных зернах рутила ниже, что подтверждает гипотезу о том, что при совместном осаждении касситерита ингибируется включение Sn в рутил.

Анатаз показывает характерную тенденцию к вершине Sn + W на треугольных диаграммах Ti- (Fe + Cr + V) - (Sn + W), иллюстрируя обогащение, хотя и не столь выраженное, как у рутила в соответствующих образцах. Эта тенденция по существу отражает относительное обогащение W, как видно на диаграммах Sn- (Nb + Ta)-W, и, вероятно, связана с минерализующими гидротермальными процессами, что показывает, что анатаз может также коррелировать с зонами минерализации/изменений.

При поиске следов разведки были подготовлены интерполированные карты IDW для Sn, W, Nb, Ta, Fe и V составов рутила и анатаза, следуя той же методологии, что и в картах обилия НМ (раздел 4.1.1), используя вместо этого средние значения ppm для каждого образца. Дефицит брукита и его существенное вторичное происхождение были достаточными причинами, чтобы исключить его из этого анализа.

Sn и W демонстрируют аналогичное поведение в рутиле (рис. 14).

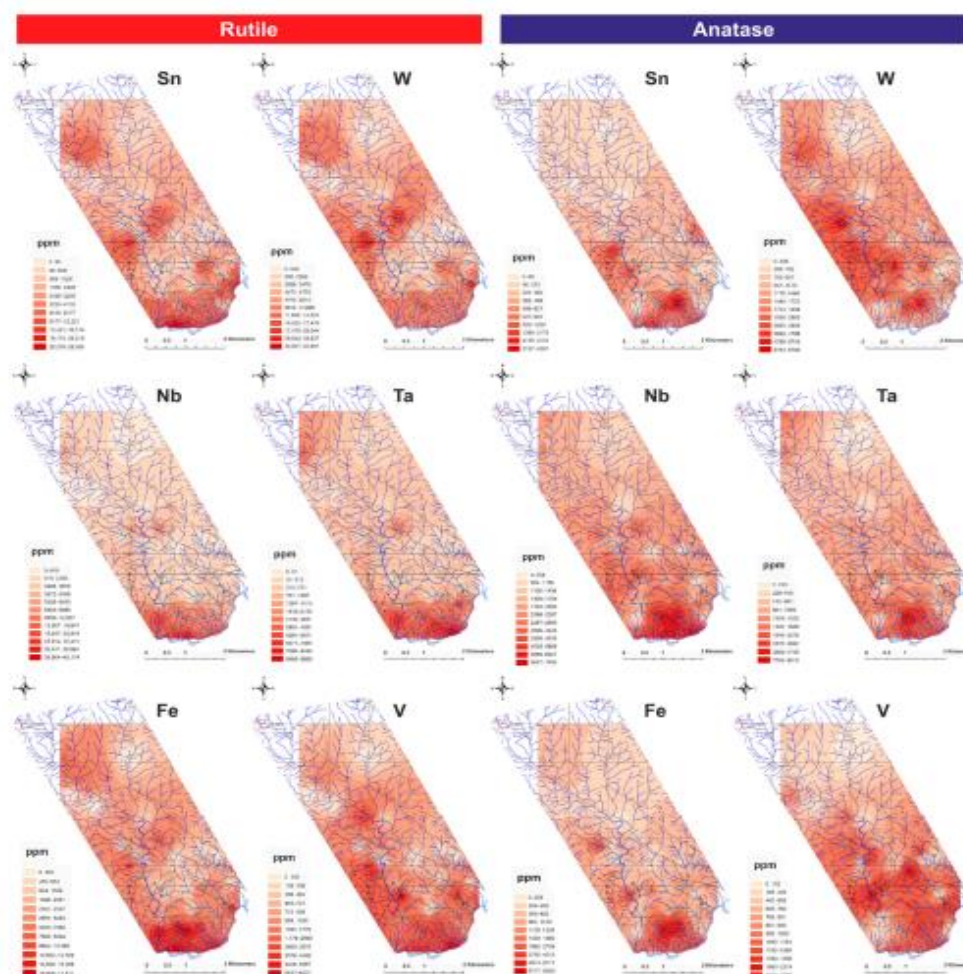


Рис. 14. Карты распределения содержания микроэлементов для аллювиального рутила и анатаза. Обратное расстояние взвешенные интерполированные карты, созданные с помощью программного обеспечения ArcGIS.

Оба элемента демонстрируют заметные положительные аномалии вблизи Li-Sn аплит-пегматитов, вблизи W-Sn жил и сопровождающих SM-граниты определены как обогащенные Sn и непосредственно связанные с Sn-W жилами. В этом контексте присутствие аномально обогащенного Sn рутила, рассматриваемого как магматический, является хорошим индикатором специализированных магм для Sn и отличным ориентиром для поисков. Заметно небольшое различие в поведении этих двух элементов в области обнажения SM с более интенсивной положительной аномалией Sn в самых внутренних зонах, но не в W. Это согласуется с наличием более чем одного магматического импульса, отраженного в различных гранитных фациях, и в различных популяциях, показанных дискриминантными треугольными диаграммами, рассмотренными выше, подтверждая гипотезу о некоторых W специализированных фациях. Особое внимание - выраженные отрицательные аномалии в областях, где преобладают вены Sn-W. Это указывает на совместное осаждение рутила и касситерита, причем последний захватывает доступный Sn, оставляя рутил обедненным в этом

элементе. В образцах, близких к касситерит содержащим литиеносным аплит-пегматитам, аномалия положительная. В этом случае либо мелкий касситерит в этих образцах не удалял весь Sn из системы, будучи способным включать рутил, либо рутил предшествует кристаллизации касситерита. В данном районе наличие рутила, обедненного Sn, не означает отсутствия минерализации, если в этом районе обнаружен обогащенный Sn рутил; и отрицательная аномалия Sn может быть отличным следом богатых касситеритом месторождений, особенно в сочетании с другими анализами микроэлементов. В районах с прожилками W-Sn присутствие обогащенного Sn и W рутила предполагает осаждение рутила, предшествующее осаждению вольфрамита и/или шеелита.

Поведение Sn и W в анатазе несколько отличается от поведения рутила (рис. 14). Анатаз показывает положительные аномалии Sn и W в пограничной зоне массива Сегура и вблизи богатых вольфрамитом жил, но также вблизи жил Sn-W. Следует учитывать, что, несмотря на эту последнюю положительную аномалию, содержание Sn в анатазе лишь немного выше, чем содержание Sn в рутиле из той же области. Учитывая, что анатаз не включает микроэлементы так эффективно, как рутил, выраженная положительная аномалия W, наблюдаемая в сочетании с минерализованными зонами W-Sn, указывает на то, что метаморфические процессы, ответственные за минерализацию вольфрамита, обеспечили достаточное количество W в системе, чтобы обеспечить его включение в TiO_2 полиморфа. Поведение Sn и W в анатазе показывает, что рутил не является единственным полиморфом TiO_2 , в котором распознаются признаки минерализации Sn и W.

Положительные аномалии Nb и Ta рутила явно связаны с гранитными породами SM (рис. 14). Обогащение Nb и Ta рутилом обычно является результатом магматических и поздних магма-гидротермальных процессов, поскольку они редко являются подвижными элементами в большинстве гидротермальных или метаморфических условий. Обогащение этими элементами рутила, связанного с гранитными породами, менее удивительно, если рассмотреть сильную совместимость Nb и Ta с рутилом, демонстрируя значения коэффициента распределения от 10 до более 100 (рис. 12).

Поведение Nb, Ta и Fe в анатазе аналогично поведению в рутиле, с той же заметной положительной аномалией в SM (рис. 14), что, скорее всего, отражает его вторичный характер.

Поведение Fe в рутиле аналогично поведению Nb и Ta, с положительной аномалией в обнажениях SM, что указывает на общее происхождение. Однако на карте значения Fe высоки по сравнению с Nb и Ta, с небольшими положительными аномалиями вокруг Li-Sn аплит-пегматитов и вблизи кварцевых жил с преобладанием W-Sn. Это различие может быть объяснено более высокой подвижностью Fe по сравнению с Nb и Ta в гидротермальных и

метаморфических средах, а также унаследованным составом его предшественников в случае вторичного происхождения.

V в рутиле демонстрирует очень интересное поведение, поскольку выявленные небольшие положительные аномалии связаны со всеми минерализованными зонами (Sn-W, W-Sn и Li-Sn) и гранитами SM (рис. 14). Чтобы продемонстрировать, что содержание V было увеличено в результате процессов изменения, связанных с минерализацией, необходимо определить региональные фоновые значения V в рутиле. Эти результаты могут привести к выводу, что V также является хорошим маркером гидротермальных и/или магматических процессов.

Как и в случае с рутилом, анатаз также обнаруживает небольшую положительную аномалию V вблизи минерализованных структур Sn-W (рис. 14). Аномалии в зоне SM и вблизи Li-Sn аплит-пегматитов не столь выражены, как и аномалии Li-Sn аплит-пегматитов вблизи гранодиорит-порфировой дайки.

Полученные результаты достаточно информативны, чтобы их можно было использовать в качестве поисковых признаков Sn и W оруденения.

6. Заключительные замечания

Эта работа задокументировала повсеместное присутствие рутила и анатаза, а также низкое содержание брукита в немагнитной фракции аллювиальных концентратов с тяжелыми минералами из Сегуры. Анализ аллювиальных ТМ оказался хорошим инструментом для определения вклада обломочных минералов в аллювий, включая основные литотипы обнажения и минерализованные тела, что подтверждает огромный потенциал скоплений ТМ-минералов в качестве прокси для местной геологии. Данные по аллювиальному обилию полиморфов TiO_2 и соответствующие карты IDW раскрывают огромный потенциал распознавания метаморфических/метаосадочных процессов, связанных с размещением продуктивных интрузивных тел Sn-W. Карты обилия IDW для аллювиального касситерита, вольфрамита и шеелита должны сами сигнализировать о присутствии минерализованных тел.

Геохимический состав микроэлементов аллювиальных рутила, анатаза и брукита Сегуры сильно варьируется, что подразумевает наличие множества источников и разнообразие минералообразующих процессов. Основные композиционные различия, наблюдаемые среди полиморфов TiO_2 , возникают в результате различий в их кристаллических структурах и связанных с ними внутренних факторах, а также из-за различий во внешних параметрах, характерных для их формирующей среды (P, T и X). Были зарегистрированы значительные аномальные обогащения Sn, W, Nb, Ta, Fe, V и Cr, особенно в рутиле, но также и в анатазе. Брукит обычно имеет низкое содержание микроэлементов, за исключением железа.

Основываясь на этих вариациях, удалось идентифицировать несколько популяций рутила и анатаза, связанных с процессами минерализации Sn-W, показывая, что рутил не является единственным полиморфом TiO_2 , в котором распознаются эти признаки. Некоторое количество богатого HFSE и гранитофильного рутила, скорее всего, магматическое, образующееся в чрезвычайно дифференцированных расплавах. Их содержание Sn и W позволяет различать системы с Sn-доминантой и W-доминантой. В дополнение к магматическому рутилу, другие обогащенные микроэлементами рутил и анатаз связаны с минерализующими гидротермальными флюидами, относящимися к системам Sn-W, W-Sn и Li-Sn.

Карты распределения микроэлементов IDW для рутила и анатаза позволили идентифицировать как положительные, так и отрицательные геохимические аномалии, которые могут быть связаны с основными местными проявлениями рудообразующих процессов. Соответствующая интерпретация этих аномалий требует понимания парагенетической последовательности формирования минералов, содержащих TiO_2 , т.е. времени выпадения полиморфов TiO_2 относительно рудных минералов Sn и W.

Анализ тяжелых минералов в сочетании с геохимией микроэлементов аллювиальных полиморфов TiO_2 может быть надежным, экономичным и эффективным инструментом поисков Sn (W) и W(Sn) рудных систем.

ИСТОЧНИКИ:

1. Amir Eskandari, Mohsen Hosseini and Eugenio Nicotra. «APPLICATION OF SATELLITE REMOTE SENSING, UAV-GEOLOGICAL MAPPING, AND MACHINE LEARNING METHODS IN THE EXPLORATION OF PODIFORM CHROMITE DEPOSITS». *Minerals* 2023, 13.
2. Ivo Martins, António Mateus, Michel Cathelineau, Marie Christine Boiron, Isabel Ribeiro da Costa, Ícaro Dias da Silva and Miguel Gaspar. «The Lanthanide “TETRAD EFFECT” AS AN EXPLORATION TOOL FOR GRANITE-RELATED RARE METAL ORE SYSTEMS: EXAMPLES FROM THE IBERIAN VARISCAN BELT». *Minerals* 2022, 12.
3. Lila Costa Queiroz, Adalene Moreira Silva, Frederico Ricardo Ferreira Rodrigues de Oliveira e Sousa, Michele Zorzetti Pitarello and Márcia Abrahão Moura. «STRATEGIES FOR TARGETING IN UNDERCOVER TERRAINS: MODELING MULTI-SOURCE DATA IN APUÍ REGION, SW AMAZON CRATON, BRAZIL». *Minerals* 2023, 13.
4. Luciano Poggi, Diego Fernando Ducart, Maria José Mesquita, Igor Camargo Moreira, Márcia Elisa Boscato Gomes and Carlos Roberto de Souza Filho. «NEW INSIGHTS INTO THE EVOLUTION AND FOOTPRINTS OF THE PARAÍBA AU-CU-MO DEPOSIT, ALTA FLORESTA MINERAL PROVINCE (BRAZIL), THROUGH INTEGRATION OF SPECTRAL AND CONVENTIONAL METHODS». *Minerals* 2022, 12.
5. Marcelo Leão-Santos, Roberto Moraes, Yaoguo Li, Maria Irene Raposo and Boxin Zuo. «HYDROTHERMAL ALTERATION ZONES’ MAGNETIC SUSCEPTIBILITY FOOTPRINTS AND 3D MODEL OF IRON OXIDE-COPPER-GOLD (IOCG) MINERALIZATION, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, BRAZIL». *Minerals* 2022, 12.
6. Miguel Gaspar, Nuno Grácio, Rute Salgueiro, Mafalda Costa. «TRACE ELEMENT GEOCHEMISTRY OF ALLUVIAL TiO₂ POLYMORPHS AS A PROXY FOR Sn AND W DEPOSITS». *Minerals* 2022, 12.