



ФГБУ «ВИМС»

ЗАРУБЕЖНЫЕ ИНТЕРНЕТ-МАТЕРИАЛЫ

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

№ 14

Редактор-составитель: В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:

	стр.
1. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ VMS МИРОВОГО КЛАССА (<i>м-ние меди Туро, СЗ Пиренейского полуострова</i>)...	5
1. Введение.....	5
2. Геотектоническая обстановка.....	5
3. Материалы и методы.....	7
4. Геология месторождения.....	9
5. Проведенные исследования.....	10
5.1 Петрографический анализ.....	10
5.2. Результаты микрозондирования.....	12
5.3. Геохимический анализ.....	14
6. Обсуждение.....	27
7. Выводы.....	31
II. ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЗЭ МЕТОДОМ LIBS С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИНТЕРВАЛА PLS.....	33
1. Введение.....	33
2. Геологический обзор месторождений.....	35
3. Подготовка образцов, инструментальная настройка LIBS.....	36
4. Результаты.....	38
4.1. Структура спектров РЗЭ.....	38
4.2. Одномерная регрессия.....	40
4.2.1. Одномерная регрессия синтетических образцов.....	41
4.2.2. Одномерная регрессия полевых образцов РЗЭ.....	42
4.3. Характеристика матричных эффектов с помощью PCA.....	43
4.4. Интервальная регрессия методом частичных наименьших квадратов (iPLS).....	46
5. Выводы.....	49
III. ГРР С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРЯМОГО 3D-МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИНВЕРСИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ С БОЛЬШИМ ЦИКЛОМ ВО ВРЕМЕННОЙ ОБЛАСТИ.....	51
1. Введение.....	51
2. Геологические условия.....	53
3. Сбор полевых данных.....	54
4. Алгоритмы 3D-моделирования и инверсии.....	56
4.1. Прямое 3D-моделирование.....	56
4.2. Алгоритмы 3D-инверсии.....	59
5. Анализ прямого 3D-моделирования.....	59
5.1. Модель бесконечного вертикального контакта.....	60
5.2. Модель вертикального контакта с блоком.....	63
6. 3D-инверсия полевых данных.....	65
7. Выводы.....	70
IV. ПОИСКИ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТОДОМ ИНДУЦИРОВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ С РАСШИРЕННЫМ СПЕКТРОМ (SSIP) (<i>м-ние Цюшувань, провинция Хэнань, Китай</i>).....	72
1. Введение.....	72
2. Региональная геология.....	72

3. Геология месторождения.....	73
4. Электрические параметры горных пород и руд.....	74
5. Методология, сбор данных.....	75
6. Результаты и обсуждение.....	77
8. Выводы.....	82
V. ОБЪЕДИНЕНИЕ МНОГОСПЕКТРАЛЬНЫХ ДДЗ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА НАЛОЖЕНИЯ НА ОСНОВЕ ГИС ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ.....	83
1. Введение.....	83
2. Исследуемая территория.....	84
3. Используемые данные и методы.....	85
4. Результаты.....	88
4.1. Литологические и структурные характеристики.....	88
4.2. Зоны гидротермальных изменений.....	89
4.2.1. Landsat-8.....	89
4.2.2. Sentinel-2.....	90
4.2.3. Aster.....	91
5. Рентгеноструктурный анализ зон гидротермальных изменений.....	95
6. Карта поисковых признаков полиметаллического оруденения.....	96
7. Обсуждение.....	97
8. Вывод.....	98
VI. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ЛОГИСТИЧЕСКОЙ РЕГРЕССИИ И ВЕСОВЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ УРАНА ВУЛКАНИЧЕСКОГО ТИПА.....	99
1. Введение.....	99
2. Геологические условия и минерализация урана.....	100
3. Методы картирования перспективности.....	102
3.1. Веса доказательств (WofE).....	102
3.2. Логистическая регрессия (LR).....	103
4. Карты доказательств.....	103
4.1. Геологический контроль.....	103
4.2. Гидротермальные изменения.....	105
4.3. Аэро-радиоактивные аномалии.....	106
5. Моделирование перспективности на основе ГИС.....	107
6. Вывод.....	109
VII. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ МОЛИБДЕНИТА: ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТИПА МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОГРАНИЧЕНИЯ.....	110
1. Введение.....	110
2. Данные и аналитические методы.....	111
2.1. Подготовка данных.....	111
2.2. Статистические методы.....	112
3. Результаты.....	112
3.1. Химический состав молибденита.....	112
3.2. Результаты PLS-DA по молибдениту из разных типов м-ний.....	114
4. Обсуждение.....	117
4.1. Дискриминация между различными типами месторождений.....	117
4.2. Ограничения использования молибденита для типизации м-ний..	118

5. Вывод.....	120
<i>Источники:</i>	121

1. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ VMS МИРОВОГО КЛАССА (*м-ние меди Туро, СЗ Пиренейского полуострова*) [6]

1. Введение

Работа охватывает геометрию и трёхмерное моделирование рудных тел, петрографию минерализованных и вмещающих пород, а также геодинамическое расположение месторождения. Для определения минералогического состава было проведено исследование 24 тонких срезов, в ходе мульти-элементных, более 300 электронно-зондовых микроанализов (ЭЗМА) для получения геохимических характеристик.

Полученные результаты позволили провести минералогическую характеристику всего комплекса пород, участвовавших в формировании месторождения, что позволило подтвердить ранее предложенную геодинамическую модель месторождения VMS - «мафически-кремнисто-обломочного» (типа Бесши) и определить минералогические различия между вмещающими и гидротермально-измененными породами, которые могут быть использованы в качестве поисковых признаков на участках со схожими геологическими характеристиками.

Было проанализировано около 6000 образцов из более чем 1 350 кернов, четырёх основных литологических типов: амфиболита, парагнейса, минерализованного амфиболита и минерализованного парагнейса. Геохимические данные включают информацию об элементах, представляющих наибольший поисковый интерес (Cu, Zn, Pb, As), а также о другие элементы, включённые в аналитические процедуры.

Учитывая метаморфизованную и деформированную природу исследуемых пород, которые могут демонстрировать постепенные переходы и геохимические изменения в ходе осадочных, эксгальационных и гидротермальных процессов, дополнительной целью было определить элементы, которые могли бы помочь в различии литологических типов и гидротермальных изменений. В этом отношении полезными оказались элементы Th, Ca, Sr и Ba.

2. Геотектоническая обстановка.

Геологическое строение месторождения связано с Варисканской складчатостью Пиренейского массива в девонско-пермский период (400–290 миллионов лет назад), включающей аллохтонные остатки фрагментов как континентального, так и океанического происхождения: фрагментов пассивной континентальной окраины, зон, подвергшихся рифтогенным процессам, пород вулканической дуги и задуговых бассейнов, а также офиолитовых комплексов (рис. 1).

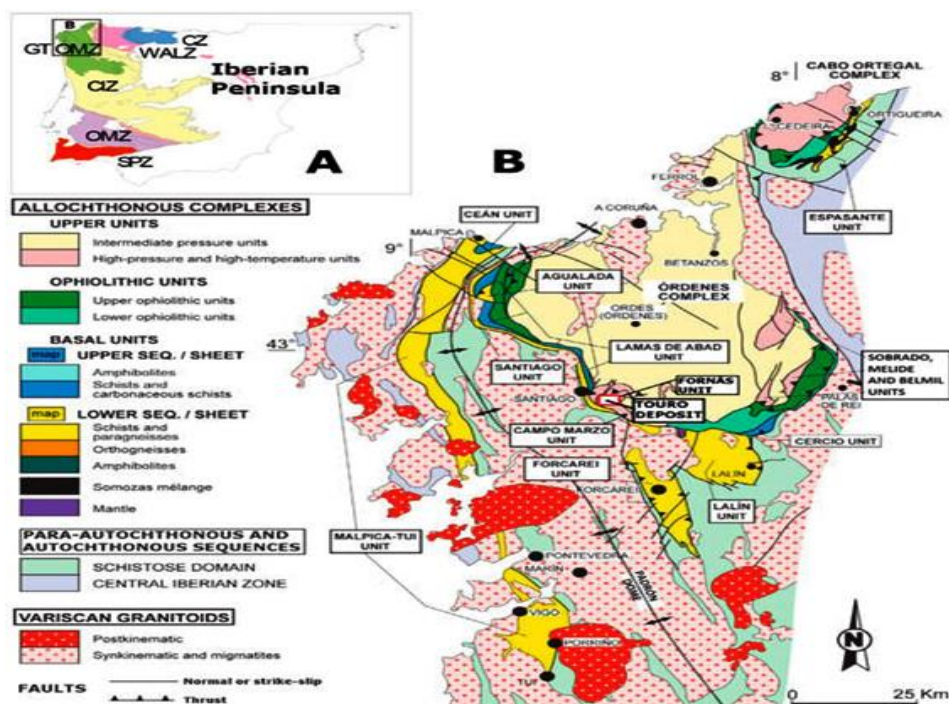


Рис. 1. (А) Геологическая карта Пиренейского Варисканского массива. CZ: Кантабрийская зона; WALZ: Западно-Астурийско-Леонская зона; CIZ: Центрально-Пиренейская зона; OMZ: Зона Осса-Морена; SPZ: Южно-Португальская зона. (В) Аллохтонные образования Центрально-Пиренейской зоны и м-ние Туро.

Вышеупомянутые фрагменты обладают характеристиками, указывающими на их первоначальное положение, литологический состав и тектоно-термическую эволюцию, и их можно разделить на три группы: базальные, офиолитовые и верхние. Как базальные, так и верхние фрагменты имеют литологический состав континентальной коры, включая островные дуги и задуговые бассейны. Верхний фрагмент состоит из двух подфрагментов: блока высокого давления и высокой температуры (НР-НТ) в основании и блока среднего давления (МР) в верхней части. М-ние Туро расположено в пределах подкомплекса НР-НТ. В отличие от него, офиолитовые образования сформировались в океанической коре. Все эти образования отделены друг от друга тектоническими разрывами.

Геодинамический контекст формирования магматических (толеитовых/щелочных) пород НР-НТ-единиц — это вулканическая магматическая дуга и задуговой бассейн растяжения. Наиболее распространёнными литологическими разновидностями в НР-НТ-компоненте являются парагнейсы и метаморфические ультраосновные породы, в том числе гранатые и клинопироксеновые гранулиты и эклогиты, а также их ретроградные метаморфические эквиваленты, такие как амфиболиты и зелёные сланцы. Формация Форнас, в которой расположено месторождение Туро, отличается преобладанием амфиболитов в составе парагнейсов. Эти амфиболиты содержат реликтовые структуры габбровых пород, но наиболее распространены амфиболиты с реликтами минералов гранулитов (Cpx-Grt-Pl), метагаббро и метаперидотиты, которые демонстрируют широкий спектр ретроградации, от почти

неизменённых до коронитовых метагаббро, гранулитов и пироксенитов. Химический состав габбро толеитовый, с характеристиками, сравнимыми с характеристиками базальтов срединно-океанических хребтов (MORB).

Месторождение Туро находится в нижней части НР-НТ-комплекса верхних пород. Предполагается, что первичное метаморфическое событие (НР-НТ) связано с предварительным эпизодом субдукции, который произошёл одновременно с началом варисканской деформации (D1). Среднее содержание меди составляет 0,41%, а общие ресурсы составляют 103 млн тонн. Геологическим контекстом месторождения Туро считается метаморфизованная руда «типа Бесши» (кремнисто-обломочная) или метаморфизованное офиолитовое месторождение VMS «Кипрского типа».

3. Материалы и методы.

Проанализированными элементами в процентном соотношении были Al, Ca, Cu, Fe, K, Mg, Na, Ti, S и Zn, а элементами, проанализированными в ppm были Au, Ag, As, Ba, Be, Bi, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Ge, Hf, In, La, Li, Mn, Mo, Nb, Ni, P, Pb, Rb, Re, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Tl, U, V, W, Y, Zr и Zr.

Были подготовлены и исследованы 24 полированных тонких среза с помощью микроскопии в проходящем и/или отражённом свете, сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионной рентгеновской спектроскопией (JEOL-6610LV, Токио, Япония) и электронно-зондового микроанализа (EPMA). Основные элементы были определены при ускоряющем потенциале 15 и 20 кВ, токе пучка 15 и 20 нА и времени сбора данных от 10 до 20 секунд как для пика рентгеновского излучения, так и для фона. Стандартное отклонение результатов всех электронно-микронзондовых анализов составило менее 0,1%.

Для определения минерального состава с помощью EPMA были проанализированы следующие элементы: K, Ca, Ti, Fe, Mn, Na, Si, Mg, Al, P, Cl, F, Cr и Ni. Количественный анализ был откалиброван с использованием сертифицированных природных и синтетических стандартов. Полученные значения интенсивности рентгеновского излучения были скорректированы с учётом атомного номера, массового поглощения и эффектов вторичной флуоресценции с помощью программы CAMECA x-phi, которая позволяет корректировать интенсивность рентгеновского излучения с учётом различных эффектов.

Чтобы подтвердить результаты были проведены 25 неминерализованных образцов, собранных на значительном расстоянии от минерализованных участков, на которых не было видимых признаков минерализации. Анализы позволили провести геохимическую характеристику как основных, так и парагенейсовых пород. Они были выполнены с помощью

рентгенофлуоресцентного анализа с использованием метабората лития (LiBO_2) в качестве плавителя для образцов. Анализ микроэлементов в цельных породах был выполнен с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). В качестве реагентов использовались концентрированные HF и HNO_3 . Деионизированная вода была получена с помощью устройства Millipore Elix и очищена до удельного сопротивления не менее 18 МОм·см с помощью системы Barnstead Easy Pure. Внутренние стандартные растворы In и Bi , а также многоэлементные растворы, использованные для первоначальной настройки и калибровки спектрометра, были приготовлены из многоэлементных стандартных растворов PerkinElmer для ICP, стабилизированных в HNO_3 с концентрацией от 2 до 6%. Для введения внутреннего стандарта использовался автоматический онлайн-набор для добавления, что позволило избежать случайных ошибок. Разбавление проводилось с максимальной точностью, до 0,1 мг, с помощью электронных весов (GRAM SV 205-A). Щелочное плавление образцов проводилось с помощью автоматизированной системы Claisse Fluxy 30 с использованием бутана в платиново-золотых (95-5) тиглях с метаборатом лития (LiBO_2) в качестве флюсующего агента и бромидом лития в качестве несмачивающего агента. Расплавленный материал автоматически переливался в полистироловый стаканчик, содержащий 100 мл азотной кислоты и примерно 0,05 мл плавиковой кислоты, который помещался в магнитную мешалку. Затем раствор разбавлялся гравиметрически до концентрации, необходимой для анализа.

Концентрации микроэлементов определялись с помощью ICP-MS Thermo XSeries 2, который был оснащен коллизионной ячейкой (межфазной ячейкой для определения общего содержания растворенных веществ или конусами Xt), экранированной горелкой и системой разбавления газа. Использовался концентрический распылитель PFA и кварцевая расширительная камера.

Изотопный геохимический анализ Sm-Nd был проведён с помощью масс-спектрометрии с изотопным разбавлением и термоионизацией (ID-TIMS) с использованием полностью автоматизированного масс-спектрометра Finnigan MAT262. Был использован смешанный изотопный индикатор $^{150}\text{Nd}/^{149}\text{Sm}$. Погрешности для Sm и Nd были незначительными, и эти два элемента были нанесены на нити Ta. Измерения проводились с использованием ячеек Фарадея в системе с несколькими коллекторами с поправками на фракционирование масс путём нормализации на $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$. Аналитическая погрешность для соотношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составила $\pm 0,2\%$, а погрешность для отдельных измерений была оценена в тех же условиях, что и для соотношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для стандарта La Jolla в разные периоды анализа.

4. Геология месторождения.

Геология рудного месторождения (рис. 2) включает две основные группы пород: основные магматические породы, к которым относятся несколько типов амфиболитов, пироксенитов (метагаббро) и парагнейсы. Обе группы подвержены гидротермальным изменениям в процессе минерализации, что привело к образованию гранатовых амфиболитов и минерализованных парагнейсов в непосредственной близости от руд.

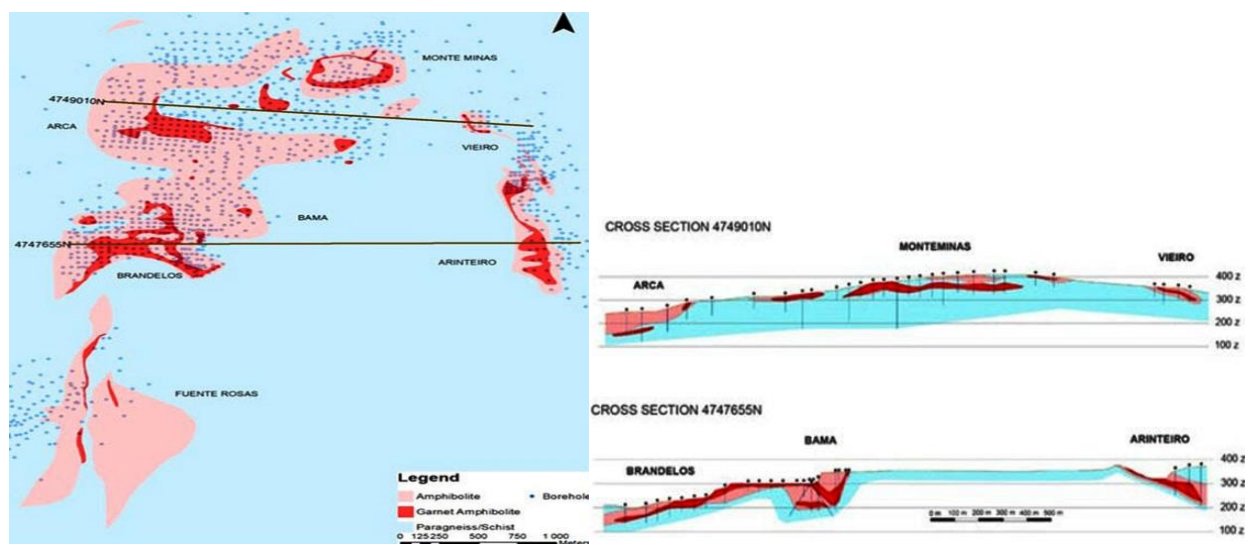


Рис. 2. Геологическая карта и поперечные разрезы медного м-ния Туро.

Микроскопическое исследование позволило выявить две различные разновидности амфиболов: мелкозернистый тёмно-зелёный амфибол и порфировый амфибол с высоким содержанием граната. Первый представляет собой полосчатый амфиболит, состоящий из роговой обманки и плагиоклаза, с небольшим количеством хлорита, эпидота, пироксена и редко граната. Текстура офитовая, определяется наличием кристаллов роговой обманки. В большинстве случаев богатый гранатом порфировый амфиболит находится в непосредственной близости от мелкозернистого тёмно-зелёного амфиболита. Текстура порфировая или нематобластовая; он отличается низким содержанием кальция и напрямую связан с минерализованными рудными телами. Горная порода состоит из хлорита, кварца и альмандинового граната диаметром до 3 см, с небольшим количеством роговой обманки, плагиоклаза, актинолита, рутила и эпидот-зойсита, а также с большим количеством непрозрачных минералов, в основном пирротина, халькопирита, сфалерита и пирита. Примерно 25–35% горной породы состоит из граната, а между вышеупомянутыми типами амфиболитов есть переходные амфиболиты. Амфиболит контактирует с парагнейсами как на верхних, так и на нижних уровнях тел.

Парагнейсы имеют размер зёрен от мелкого до среднего, тёмную окраску, лепидобластную текстуру и минеральный состав, включающий кварц, биотит, плагиоклаз,

гранаты и графит с небольшим количеством мусковита, ставролита, силлиманита, кианита, рутила, ильменита и редких сульфидов (пирротина и пирита). Парагнейсы имеют полосчатую структуру, состоящую из чередующихся слоёв плагиоклаза и богатых кварцем уровней, которые, в свою очередь, содержат графит и сульфиды.

Минерализованные структуры на поверхности (массивные сульфиды и прожилки) преимущественно имеют таблитчатую форму, достигая максимальной толщины 100 м, и залегают субгоризонтально, образуя четкий контакт с вмещающей породой. Минерализованные структуры простираются примерно на 6 км вдоль крыльев и шарнирной зоны антиформы Аринтейро, ориентированной с севера на юг (рис. 2). Месторождение Туро разделено на семь основных промышленных рудных тел: Аринтейро, Виейро, Арка, Монте-Мина, Бама, Бранделос и Фуэнте-Росас.

Во всех рудных телах минерализованная масса в основном приурочена к гранат-амфиболитам. Однако минерализованные тела также присутствуют в парагнейсах, расположенных под амфиболитами в районах Арка и Монте-дас-Минас. Минерализацию можно классифицировать как массивные сульфиды с минимальным содержанием несulfидных минералов, рассеянных по породе, или полумассивные сульфиды. В последнем случае он может иметь брекчиевидную текстуру, состоящую из брекчиевидных зон как в гранатовых амфиболитах, так и в минерализованных парагнейсах. Эти зоны изначально были идентифицированы как зоны струн и содержат фрагменты породы, состоящие из плагиоклаза, флогопита, роговой обманки, клиноцоизита, эпидота и кварца, которые цементируются пирротинном и халькопиритом. В отношении вышеупомянутых фрагментов горных пород предложено название «катаные шарики». С этой минерализацией связаны наиболее богатые зоны цинка (до 0,47%), при этом минералы свинца не были обнаружены.

5. Проведенные исследования.

5.1 Петрографический анализ.

При описании керна были выделены две группы амфиболитов и парагнейсов: обычные и богатые гранатом амфиболиты и парагнейсы, а также минерализованные парагнейсы. Это различие очевидно с минералогической и петрографической точек зрения.

Амфиболит.

Литология амфиболитов, представленная четырьмя образцами, характеризуется зелёным цветом и мелкозернистой гранобластовой текстурой. Основные выявленные минералы включают роговую обманку, цоизит-клиноцоизит, эпидот, кварц, плагиоклаз и, в одном тонком срезе, гроссулярит-гранат. Кроме того, были выявлены минералы-примеси, в том числе

пирротин, пирит, ильменит и титанит, а также местный ставролит. К вторичным минералам относятся хлорит и карбонаты. В некоторых местах порода содержит частичные нематобласты, богатые роговой обманкой, и клиноцоизито-кварцевые полосы. Гранат, обнаруженный в этой литологии, расположенный в непосредственной близости (в нескольких сантиметрах) от минерализованных гранатовых амфиболитов, отличается от граната, обнаруженного в парагнейсах и гранатовых амфиболитах, поскольку является второстепенным минералом и имеет относительно небольшой размер (менее 100 микрон).

Гранатовый амфиболит.

Особый интерес представляет гранат-амфиболит, который является основной минерализованной породой. Было исследовано в общей сложности восемь образцов, демонстрирующих различные текстуры, в том числе гранобластовые и grano-лепидобластовые, а в некоторых случаях брекчиевидные и сцементированные сульфидами (струнниками). Гранаты были обнаружены в тёмно-зелёной мелкозернистой матрице. При микроскопическом исследовании было обнаружено, что порода является grano-лепидобластной и состоит из крупных кристаллов граната в матрице, преимущественно состоящей из хлорита, с меньшим количеством эпидот-зоисита, тремолита, актинолита, роговой обманки и кварца. Сопутствующие минералы — калиевый полевой шпат и рутил, а непрозрачные минералы — пирротин, сфалерит, халькопирит, ильменит и пирит. Гранат часто бывает пойкилобластным и раздробленным, но неизменным. Слюдяные минералы в матрице частично ориентированы, преимущественно вокруг гранатов. Микроструктурный анализ показывает, что слоистость во всех породах приводит к образованию милонитов S-типа, что может указывать на неоднородное чистое скалывание или сплющивание. Основным непрозрачным минералом является пирротин, который содержит халькопирит, незначительное количество пирита и прозрачные минералы. Кристаллы халькопирита имеют неправильную форму и размер от 10 до 100 микрон. В этой литологической формации есть несколько поздних интерстициальных и карбонатных прожилок, которые пересекают другие минералы и имеют толщину до 0,5 мм.

Парагнейс.

Парагнейс — это литологическая формация, которая отличается гранобластовой структурой, состоящей из чередующихся полос непрозрачных минералов и слюдяных полос. Всего было исследовано восемь образцов. Основными минералами являются гранат, кварц, полевой шпат, биотит-флогопит и мусковит. Кроме того, присутствуют следующие сопутствующие минералы: титанит, апатит, ставролит, хлорит (продукт изменения биотита) и непрозрачные минералы, в первую очередь графит, сфалерит, пирротин и, в некоторых случаях, халькопирит, который входит в состав последнего. В образцах также присутствует пирит,

образовавшийся в результате замещения пирротина. Гранат часто раздроблен, но не изменён, а слюдяные минералы, присутствующие в матрице, ориентированы в ограниченной степени, преимущественно вокруг гранатов. Как и в случае с гранат-амфиболитами, слоистость во всех породах образует милониты S-типа, что указывает на неоднородное чистое сдвиговое или плоскостное смещение. Слои, богатые графитом и сульфидами, образовались из богатых органикой отложений (чёрных сланцев), а слои, богатые слюдой, образовались из сланцев с низким содержанием органики.

Минерализованный парагнейс.

В значительном количестве случаев этот литологический состав, из которого были отобраны четыре образца, имеет брекчиевидную текстуру, состоящую из фрагментов парагнейса в сульфидной матрице и цементе, который преимущественно состоит из пирротина (струн). Фрагменты состоят из калиевого полевого шпата (микроклина), флогопита (с примесью биотита), небольшого количества актинолита и кварца. Основными сульфидами являются пирротин, халькопирит, ильменит, арсенопирит и пирит, последний из которых образуется в результате замещения пирротина. Более крупные фрагменты были названы «скатанными шариками», а более мелкие фрагменты в основном состоят из кварца с редкими вкраплениями цоизита.

5.2. Результаты микронзондирования.

Для определения характеристик различных минералов было проведено более 300 анализов на восьми полированных образцах, включающих три амфиболита, три гранатовых амфиболита, два парагнейса и один минерализованный парагнейс. На основе полученных результатов была рассчитана структурная формула, и результаты были нанесены на диаграммы классификации минералов (рис. 3 А–F).

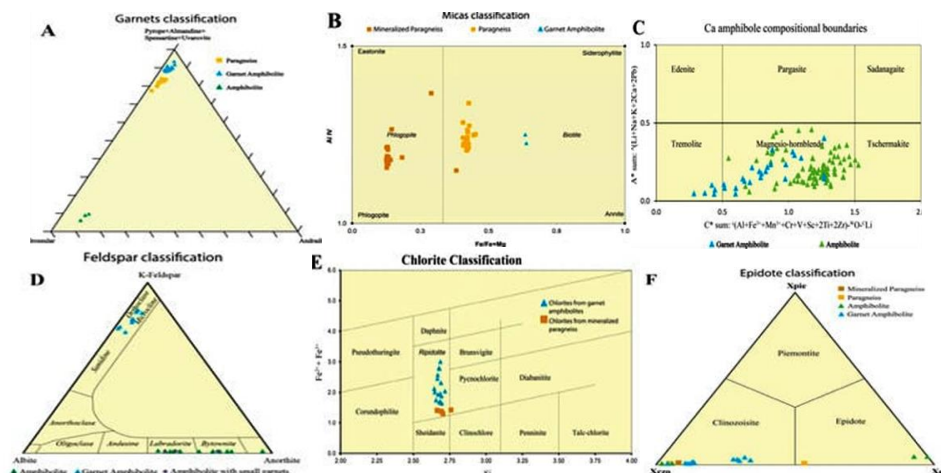


Рис. 3. Результаты микронзондирования:
(A) граната; (B) слюды; (C) амфибола; (D) полевого шпата; (E) хлорита; (F) эпидота.

Гранаты.

Химические показатели гранатов из различных литологических разностей распределены по разным областям, но в пределах каждой литологической разности они находятся в одной и той же области (рис. 3А). Более крупные кристаллы граната из богатых гранатом амфиболитов и парагнейсов находятся в отдельной области, но все они являются пироп-альмандиновыми и имеют самое низкое содержание кальция среди гранатовых амфиболитов и относительно более высокую концентрацию кальция в парагнейсах. Мелкие кристаллы граната, присутствующие в мелкозернистых амфиболитах, полностью отличаются от них и имеют грузуларитовый состав.

Слюды.

В геологических образцах были обнаружены три различных типа слюды (рис. 3В): флогопит в минерализованных парагнейсовых брекчиях, богатый магнием биотит в парагнейсе и богатый железом биотит в богатом гранатом амфиболите. Слюды также позволяют чётко различать три типа горных пород, содержащих этот минерал. В минерализованном парагнейсе содержится богатая магнием слюда, а в богатом гранатом амфиболите — бедная магнием слюда.

Амфибол.

Большинство проанализированных амфиболов представляют собой магнезиальную роговую обманку, демонстрирующую эволюционный переход от чермакита к тремолиту (рис. 3С). Действительно, при микроскопическом исследовании было обнаружено замещение роговой обманки тремолитом в амфиболитах и минерализованных амфиболитах (гранатовых амфиболитах), что соответствует потере кальция в минерализованных гранатовых амфиболитах.

Полевые шпаты.

Был проанализирован полевой шпат из двух различных литологических источников: амфиболита и гранат-амфиболита. Полевые шпаты из этих двух литологических источников заметно отличаются друг от друга, как показано на рисунке 3D. Плагиоклазы из амфиболитов отличаются высоким содержанием кальция и в основном состоят из лабрадорита-битуонита. Плагиоклаз в амфиболитах идентичен, с присутствием мелких гранатов-грунтуалитов, что указывает на то, что порода та же самая. В отличие от них, полевые шпаты в гранатовых амфиболитах характеризуются высоким содержанием щелочей и находятся в поле микроклин-ортоклаза.

Хлорит.

Изучаемые хлориты были получены из минерализованных пород, в частности из гранатовых амфиболитов и минерализованных парагнейсов. Под микроскопом, большинство

проанализированных хлоритов часто связаны с эпидотом, который также является вторичным минералом, образующимся при реметаморфизме.

Результаты показывают, что большинство проанализированных хлоритов являются рипидолитами, за исключением одного образца пикнохлорита, который находится на границе с рипидолитом (рис. 3Е). Геотермометр был применён к хлоритам, что позволило определить температуру примерно 365°C в процессе ретрометаморфизма.

Эпидот.

Все изученные породы содержат эпидот, хотя разновидности, присутствующие в каждом типе пород, различаются (рис. 3F). Анализу подвергались клиноцоизит и эпидот. Последний наблюдался исключительно в парагнейсе, где он встречался вместе с клиноцоизитом. Большинство проанализированных эпидотов представляют собой клиноцоизит, при этом значительная их часть происходит из гранат-амфиболитов, где идентифицированы две различные разновидности. Единственный эпидот, обнаруженный в образце парагнейса, находится на границе между эпидотовым и клинозойситовым полями.

Карбонаты.

Согласно результатам микрозондового анализа, карбонаты, присутствующие в жилах, пересекающих минерализованные породы (гранатовые амфиболиты и минерализованные парагнейсы, в том числе брекчии), или заполняющие открытые пространства, можно разделить на два типа: богатый железом сидеритовый тип, который встречается чаще всего, и богатый кальцием кальцитовый тип (табл. 1). Присутствие карбонатов может влиять на геохимию пород, и эта возможность была учтена в аналитической схеме.

Табл. 1.

Микрозондовый анализ карбонатов
(MP: минерализованный парагнейс; GA: гранат-амфиболит).

	GA Siderite	MP Siderite	MP Siderite	MP Siderite	MP Siderite	MP Siderite	MP Siderite	MP Siderite	MP Siderite	GA Siderite	MP Siderite	GA Siderite	MP Calcite	GA Calcite	GA Calcite
MgO	0.46	0.43	0.45	0.49	0.56	0.6	0.6	0.51	0.51	0.42	0.56	0.17	0.6	0.39	0.27
CaO	6.23	5.3	5.91	5.78	5.49	5.78	5.79	5.63	5.63	5.92	3.2	4.94	59.78	60.98	60.43
MnO	1.17	1.19	1.26	1.15	1.02	1.28	1.12	1.18	1.18	1.15	0.33	0.93	0.36	0.44	1.16
FeO	52.44	53.48	52.97	53.13	53.59	52.99	53.41	53.66	53.66	53.81	57.17	55.79	0.73	0.47	0.39
Total	60.43	60.56	60.67	60.71	60.77	61.08	61.09	61.18	61.18	61.34	61.46	62.08	62.45	63.13	64.04

(Учитывая ограниченное количество типов карбонатов, таблица является более подходящим представлением, чем график).

5.3. Геохимический анализ.

Был проведён комплексный геохимический и петрографический анализ в сочетании с детальным изучением гидротермальных изменений. Образцы можно разделить на две основные категории: неминерализованные (амфиболиты и парагнейсы) и минерализованные (гранатовые амфиболиты и минерализованные парагнейсы). Из обширного набора

аналитических результатов и возможных графических представлений выбрали наиболее примечательные графики и диаграммы.

Чтобы обеспечить надёжность образцов, используемых исключительно для классификации горных пород, были исключены те, которые подверглись значительной гидротермальной минерализации и преобразованию, в том числе гранатые амфиболиты и минерализованные парагнейсы. Несмотря на это, эти образцы были включены в остальные графики, чтобы продемонстрировать влияние гидротермальных изменений. Предоставлены следующие результаты анализов горных пород: 1855 анализов метабазальтов и метагаббро (1778 амфиболитов и 77 пироксенитов), 2337 анализов гранатых амфиболитов, 1773 анализа парагнейсов и 412 анализов минерализованных парагнейсов. Для всесторонней оценки данных было проведено ещё 25 анализов, результаты которых были объединены.

После тщательного изучения имеющихся данных было установлено, что наиболее эффективным методом различия типов горных пород в минерализованных зонах является график, на котором используется соотношение Th и Ba + Sr (рис. 4) с использованием полного набора данных (включающего более 6000 образцов). Диаграмма позволила чётко разграничить парагнейсы, минерализованные парагнейсы (гидротермально изменённые парагнейсы) и метаосновные породы по содержанию в них тория.

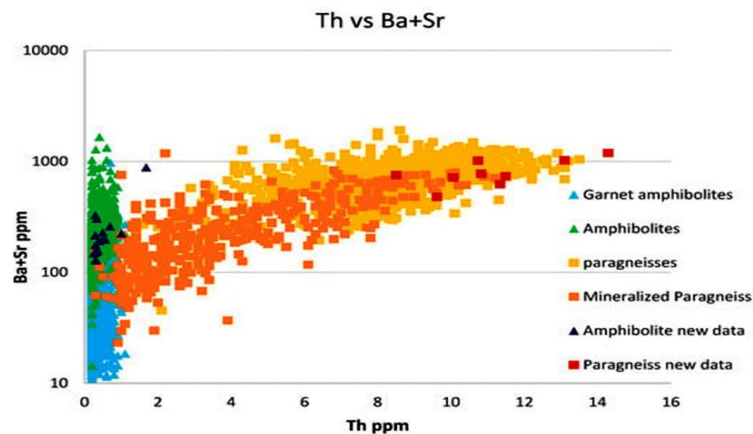


Рис. 4. Бинарная диаграмма Th и Ba + Sr, каждый тип участка горных пород в отдельной области.

Диаграмма позволяет проводить различие между метаморфизованными метабазитовыми породами и метаморфизованными гидротермально измененными метабазитовыми породами (богатый гранатом амфиболит) на основе содержания Ba+Sr. Классификация пород проводилась во время визуального каротажа керна, что могло привести к неправильной классификации некоторых редких образцов и их появлению на неправильных полях. Другие графики, такие как Ca vs. Ba+Sr мирового класса с мафическими породами и кремнекластиками Cu+Ba+Sr позволяют различать эти типы пород, хотя и с меньшей четкостью (рис. 5).

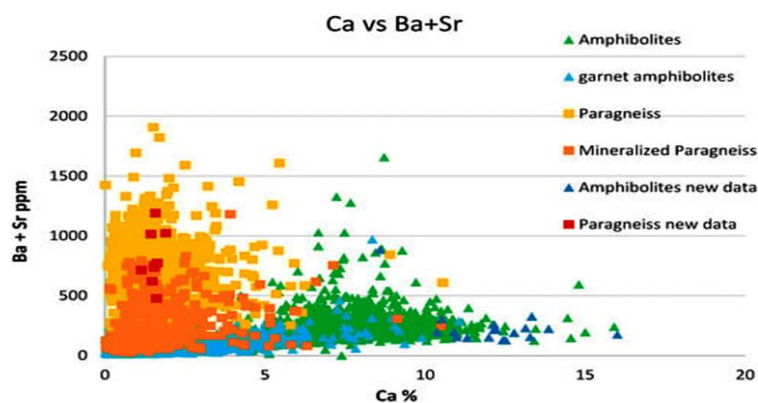


Рис. 5. Бинарная диаграмма Ca против Ba+Sr, типы горных пород.

Прогнозы, основанные на данных, полученных в результате анализа 25 образцов, проанализированных в рамках этого исследования, согласуются с остальными наборами данных и, таким образом, подтверждают их (рис. 4 и рис. 5). Помимо меди и цинка, анализ химических элементов выявил наличие кобальта, который характеризуется относительно высокой концентрацией и примерно таким же распределением, как и медь. Торий является эффективным элементом для дифференциации различных типов горных пород (рис. 4). Сопоставили торий с медью и кобальтом. Как показано на рисунке 6, диаграмма Cu против Th указывает на тесную связь между содержанием Cu и гранатовыми амфиболитами и минерализованными парагнейсами.

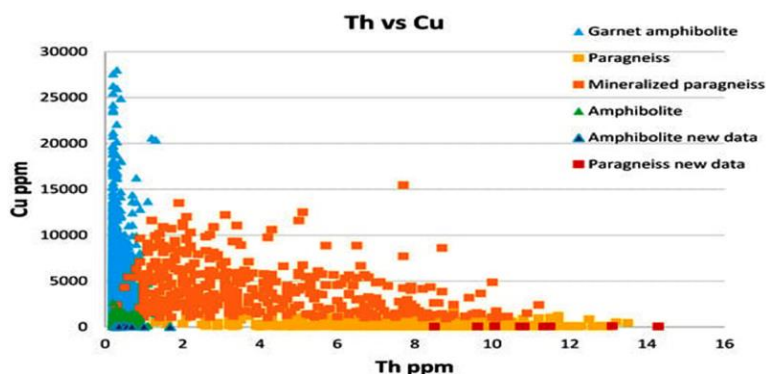


Рис. 6. Бинарная диаграмма Cu против Th, корреляция между содержанием Cu и наличием гранатовых амфиболитов и минерализованных парагнейсов.

Диаграмма Th в сравнении с Co (рис. 7) похожа на диаграммы с использованием Cu, что указывает на взаимосвязь между минерализацией меди и кобальта. Следовательно, была построена диаграмма Cu в сравнении с Co (рис. 8), которая иллюстрирует тесную взаимосвязь между минерализацией меди и кобальта.

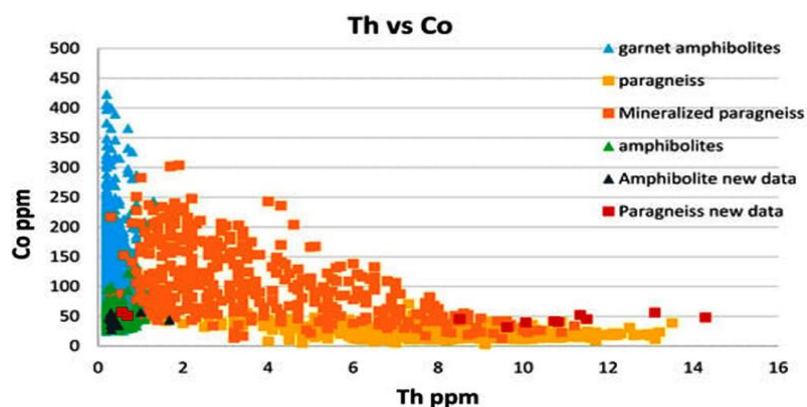


Рис. 7. Бинарная диаграмма Th против Co для исследуемых образцов

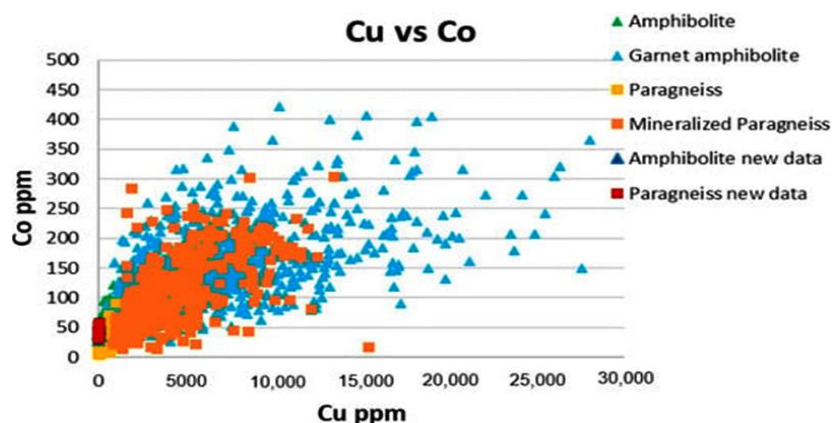


Рис. 8. Бинарная диаграмма Cu и Co для исследуемых образцов.

В соответствии с методологией, предложенной для месторождения Арка, нанесли все геохимические результаты на график $Al/(Al+Fe+Mn)$ в зависимости от Fe/Ti (рис. 9). Как показано на рисунке, большинство парагнейсов расположены в пределах кластера над пелагическими и терригенными отложениями Тихого океана. Кроме того, большинство амфиболитов находятся на средней глубине MORB. В отличие от них, как минерализованные гранатовые амфиболиты, так и парагнейсы демонстрируют явную склонность к перемешиванию с металлоносными отложениями, которые похожи на те, что наблюдаются в Красном море и на Восточно-Тихоокеанском поднятии.

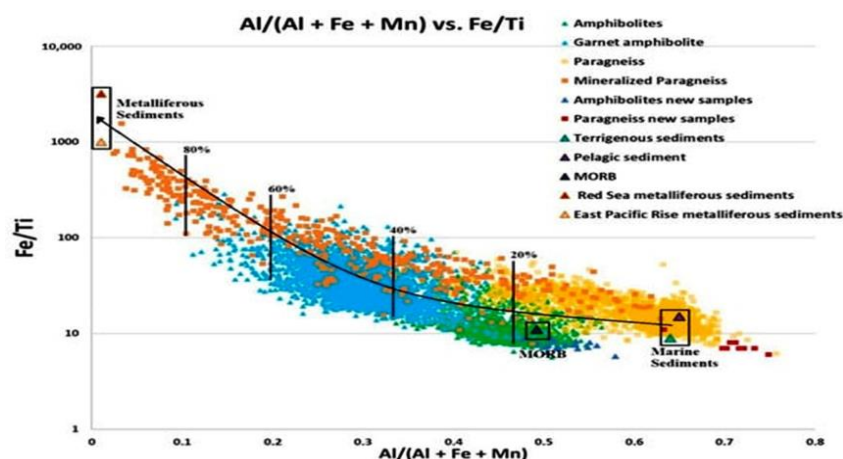


Рис. 9. График соотношения $Al/(Al+Fe+Mn)$ и Fe/Ti месторождения Туро.

Для справки также приведены средние составы металлоносных отложений Красного моря и Восточно-Тихоокеанского поднятия, пелагических отложений Тихого океана и среднее значение MORB. Вертикальные линии указывают процент смешивания морских и металлоносных отложений.

Представление образцов на диаграмме FeO+MgO в сравнении с TiO₂ (рис. 10) позволяет чётко определить тенденцию, обусловленную гидротермальными изменениями в результате процесса минерализации, которая особенно заметна в парагнейсах. Кроме того, на диаграмме можно наблюдать обширное химическое сходство между образцами, определёнными как парагнейсы, и образцами, определёнными как амфиболиты.

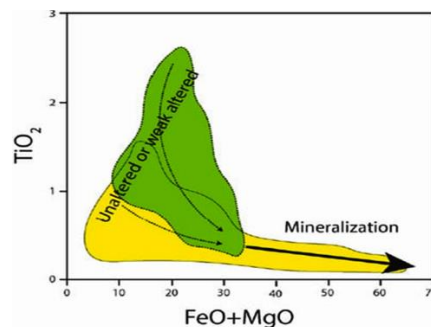


Рис. 10. График FeO+MgO в зависимости от TiO₂, химическая модификация горных пород (желтый: парагнейсы; зеленый: амфиболиты) в результате введения Fe в систему в процессе минерализации.

Геохимия и петрогенетическая характеристика метабазитовых пород.

Для характеристики метаосновных пород использовали различные диаграммы и данные по негидротермально изменённым породам, чтобы получить полное представление о предмете исследования.

Что касается бинарных диаграмм, то для всех неминерализованных основных магматических пород были построены графики изменения содержания выбранных групп элементов по отношению к MgO (рис. 11). Химический состав амфиболитов значительно варьируется в зависимости от основных элементов: концентрация магния и кальция составляет от 1 до 20% и от 3 до 22% соответственно. Вариативность метагаббро более ограничена: концентрация магния и кальция составляет от 7 до 16% и от 0,5 до 9% соответственно. И амфиболиты, и метагаббро демонстрируют непрерывность состава, о чём свидетельствует отрицательная корреляция между MgO и CaO. Метагаббро отличаются самым высоким содержанием оксида магния (MgO). Аналогичным образом, существует отрицательная корреляция между Al₂O₃, Na₂O, MnO и CaO, что приводит к большей дисперсии в породах с самым высоким содержанием MgO.

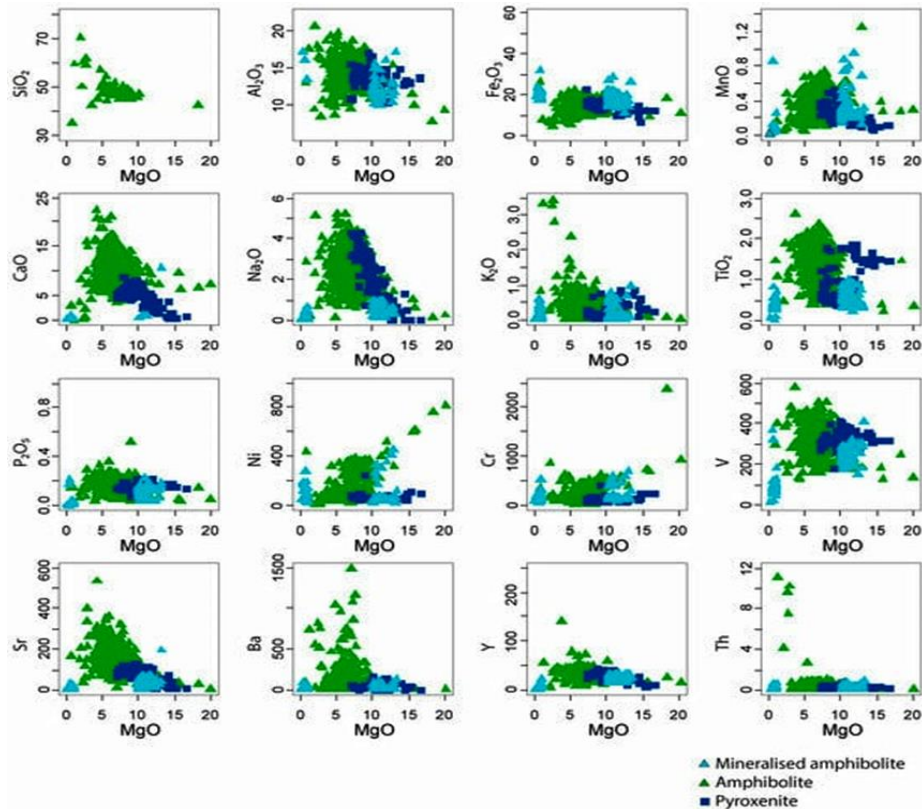


Рис. 11. Диаграммы различия в отдельных группах элементов по сравнению с MgO для магматических пород.

Выбранные микроэлементы демонстрируют ряд различных закономерностей. Наблюдается отрицательная корреляция между стронцием (Sr) и иттрием (Y), сопровождающаяся значительной дисперсией в породах с низким содержанием оксида магния (MgO). Поведение Cr, Ni и Ba является бимодальным: в некоторых случаях они не зависят от содержания MgO, а в других демонстрируют положительную корреляцию. Концентрация тория не коррелирует с содержанием оксида магния. Как будет рассмотрено далее, содержание тория позволяет отличить основные магматические породы от парагнейсов и гидротермально изменённых парагнейсов.

Другие диаграммы, которые полезны для определения условий формирования магматических пород (рис. 12А), — это диаграммы щелочности основных пород, которые демонстрируют очень низкие значения, указывающие на то, что эти породы имеют субщелочную природу. Проанализированные основные породы соответствуют толеитовой серии, на что указывает диаграмма AFM (рис. 12В), при этом большинство образцов располагаются в непосредственной близости от стороны диаграммы FeO-MgO.

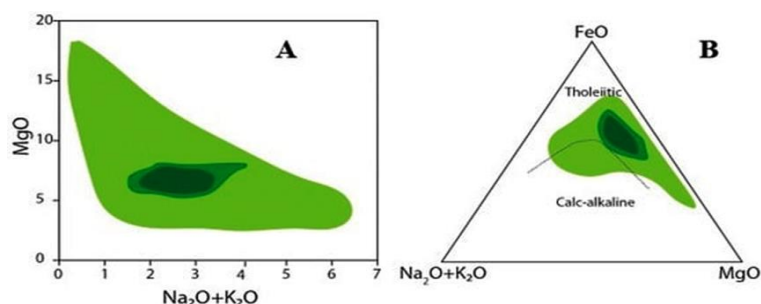


Рис. 12. (А) Бинарная диаграмма Na+K в сравнении с Mg; (В) Тройная диаграмма FeO-MgO-Na₂O+K₂O.

Значения Na₂O и K₂O в метабазитовых породах по сравнению с MgO, демонстрируют, что большинство точек данных находятся ниже 4%-ного порога содержания щелочей. График АСМ с теми же образцами, который был использован для характеристики субщелочных магматических пород, указывающий на их толеитовую природу. Зелёные границы указывают на процентное содержание данных, при этом тёмно-зелёный цвет указывает на самый высокий процентный диапазон.

Как показано на диаграмме Th-Co (рис. 13), образцы расположены на границе между известково-щелочными и толеитовыми породами. Предположили, что это явление можно объяснить разным расположением пород по отношению к зоне субдукции. Однако их анализ охватывает более широкий спектр типов пород, чем те, которые были выявлены в ходе настоящего исследования. Как будет показано далее, содержание Th позволяет отличить основные магматические породы от гидротермально изменённых парагнейсов.

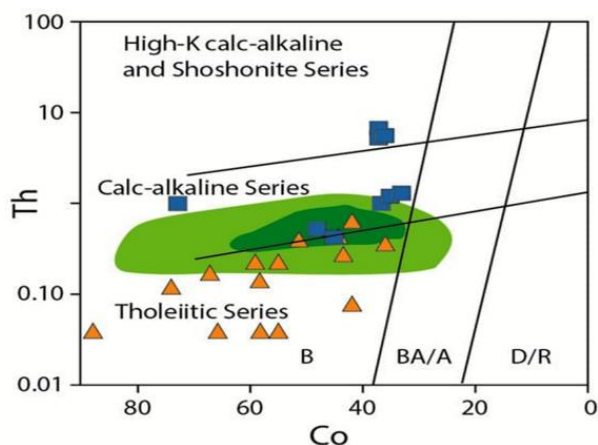


Рис. 13. Бинарная диаграмма Th-Co.

Зелёные границы указывают на процент данных, попадающих в следующие диапазоны: 0–5%, 5–10% и более 10%. Квадраты и треугольники обозначают основные породы из формаций Корредойрас и Монте-Каштелу соответственно. Образцы расположены на границе между известково-щелочными и толеитовыми полями (B: базальты; BA/A: базальтовый андезит/андезит; D/R: дацит/риолит).

Чтобы определить степень изменения основных пород, был использован график $100 \times K_2O / Na_2O + K_2O$ в зависимости от $Na_2O + K_2O$ (рис. 14), который показывает, что некоторые образцы подверглись незначительному изменению. Однако большинство основных образцов попадают в диапазон неизменённых образцов, что подтверждает эффективность процесса отбора проб.

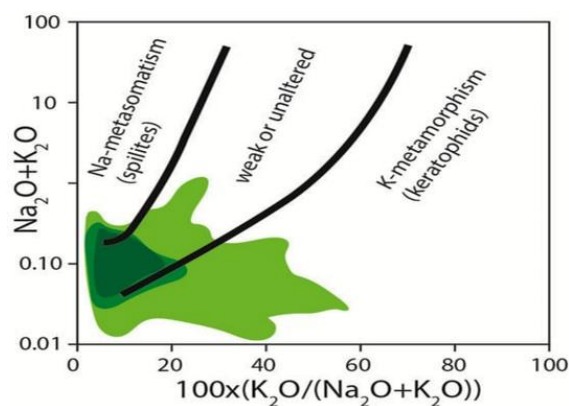


Рис. 14. График $100 \times K_2O / Na_2O + K_2O$ в зависимости от $Na_2O + K_2O$.

Зелёные границы указывают на процент данных в следующих диапазонах: 0–5%, 5–10% и более 10%. Большинство образцов основных пород попадают в диапазон неизменённых образцов.

Для определения тектонической обстановки, в которой находились образцы, также использовалась диаграмма $Hf/3$ - Th - $Nb/16$ (рис. 15). На диаграмме видна значительная дисперсия данных, при этом большинство образцов расположены в пределах E-MORB и внутриплитных толеитовых полей, что согласуется с предложенной тектонической обстановкой задуговой зоны.

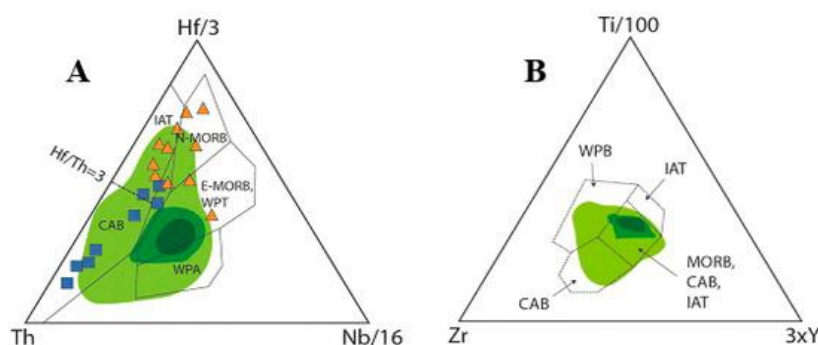


Рис. 15. (А) Тройная диаграмма $Hf/3$ - Th - $Nb/16$ [54]. (В) Тройная диаграмма $Ti/100$ - Zr - $3Y$.

Зелёные границы указывают на процентное содержание данных в следующих диапазонах: 0%–5%, 5%–10% и более 10%. Квадраты и треугольники соответствуют рисунку 13. Диаграммы (А, В) иллюстрируют степень разброса данных, при этом большинство образцов расположены в пределах E-MORB и внутриплитных толеитовых полей, что соответствует тектонической обстановке задуговой зоны.

Первичный график образцов отличается, что свидетельствует о том, что магматизм в этом районе более неоднороден, что соответствует характеристикам задуговой тектонической среды. Многоэлементная диаграмма, нормализованная по стандарту N-MORB (рис. 16), демонстрирует последовательное поведение без каких-либо отклонений в отношении некоторых наиболее несовместимых элементов. Примечательно, что наблюдается значительное истощение запасов Rb и Sr и особенно Nb. И наоборот, есть свидетельства обогащения концентраций тория и свинца. Эти наблюдения могут указывать на тектоническое событие субдукции с магматической дугой или, что более вероятно в данном случае, с обратной дугой.

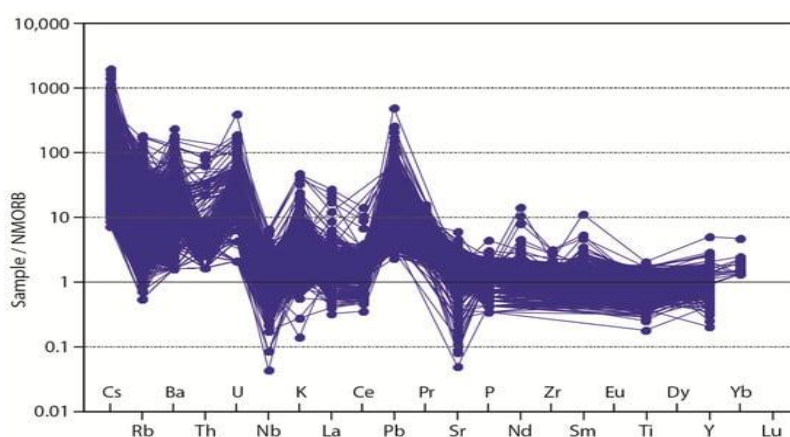


Рис. 16. Диаграмма спайдер для амфиболитов, нормализованная по стандарту N-MORB.

Петрогенетическая характеристика минерализованных гранат-амфиболитов.

Были выявлены две основные группы амфиболитов: метаморфизованный базальт типа MORB и минерализованный амфиболит с высоким содержанием граната, который, как было установлено, является метаморфизованным гидротермально преобразованным базальтом. В ходе гидротермального процесса из него были удалены определённые элементы, а именно кальций (Ca) и барий со стронцием (Ba+Sr). Таким образом, в гранатowych амфиболитах наблюдается заметное отсутствие кальция (а также Ba и Sr), сопровождающееся заметным увеличением содержания других элементов, в том числе железа, а также других элементов, таких как медь и кобальт.

Что касается бинарных диаграмм, то для основных магматических пород (рис. 17), в том числе минерализованных гранат-амфиболитов, было построено изменение содержания выбранных групп элементов по отношению к MgO. Процесс минерализации приводит к потере Al, Ti и V, а также, в меньшей степени, щелочей. Дифференциация других элементов менее заметна, и, наоборот, их содержание заметно увеличивается, о чём свидетельствуют Fe, Mn и Ni. Остальные элементы остаются неизменными на протяжении всего процесса минерализации.

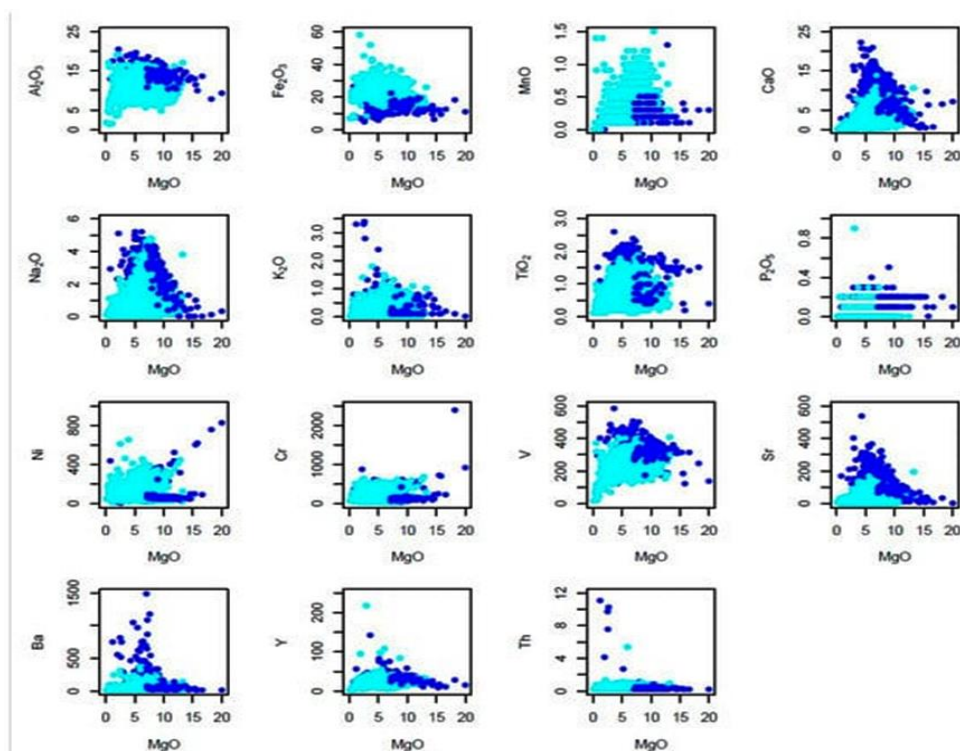


Рис. 17. Бинарные диаграммы, изменения содержаний выбранных групп элементов в зависимости от MgO для амфиболитов (темно-синим цветом) и минерализованных гранатовых амфиболитов (светло-синим цветом).

Геохимия и петрогенетическая характеристика минерализованных и неминерализованных парагнейсов.

При описании керна были выделены две основные группы парагнейсов: обычные и минерализованные парагнейсы. Это различие было подтверждено геохимическим анализом, в ходе которого некоторые элементы оказались особенно информативными, в частности Th. В обычных парагнейсах содержание тория (Th) обычно превышает 6 ppm, в то время как в большинстве минерализованных парагнейсов содержание Th ниже 6 ppm. Как и в случае с амфиболитами, некоторые образцы занимают промежуточное положение или демонстрируют лишь несколько основных значений из-за визуальной классификации или промежуточного положения (например, слабо минерализованные). Различия между другими элементами менее заметны. Соответственно, для дальнейшего анализа были построены бинарные диаграммы (рис. 18) с использованием тория в сочетании с другими элементами.

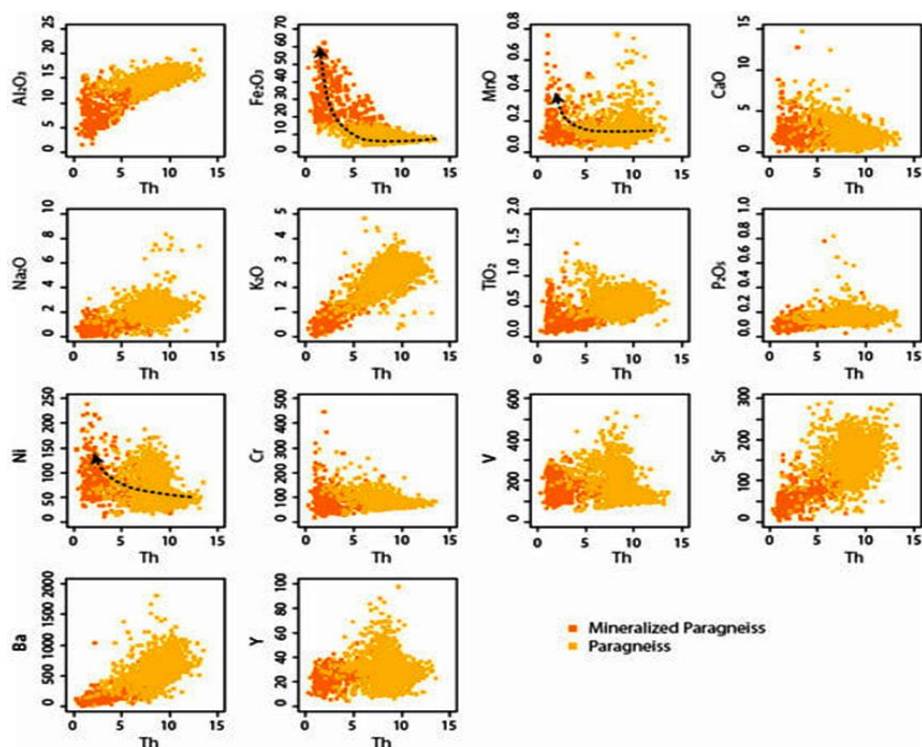


Рис. 18. Бинарные диаграммы, изменения содержаний выбранных групп элементов в зависимости от Th, которые могут иметь разную степень минерализации.

Бинарные диаграммы показывают, как определённые элементы мобилизуются или разбавляются в процессе минерализации, в то время как содержание других элементов увеличивается. Концентрация некоторых основных элементов, в том числе Al_2O_3 , Na_2O и K_2O , заметно снижается. Аналогичным образом, концентрация некоторых микроэлементов, в том числе бария (Ba) и стронция (Sr), также заметно снижается. Напротив, содержание других элементов заметно увеличивается, как в случае с Fe_2O_3 , Cu, Ni и Co. Остальные элементы остаются неизменными на протяжении всего процесса минерализации.

Нормализованная по MORB диаграмма несовместимых элементов (рис. 19) для этих метаосадочных пород демонстрирует выраженное фракционирование от литофильных элементов к тяжёлым редкоземельным элементам (РЗЭ). Эта тенденция характерна как для неминерализованных, так и для минерализованных парагнейсов, где в минерализованных породах наблюдается снижение содержания элементов из-за включения дополнительных элементов в процессе минерализации. На графике показаны заметные повышения концентрации тория (Th) и свинца (Pb), сопровождающиеся отрицательными аномалиями в уровнях неодима (Nb) и стронция (Sr), что указывает на заметную корреляцию с материалами, происходящими из вулканической дуги.

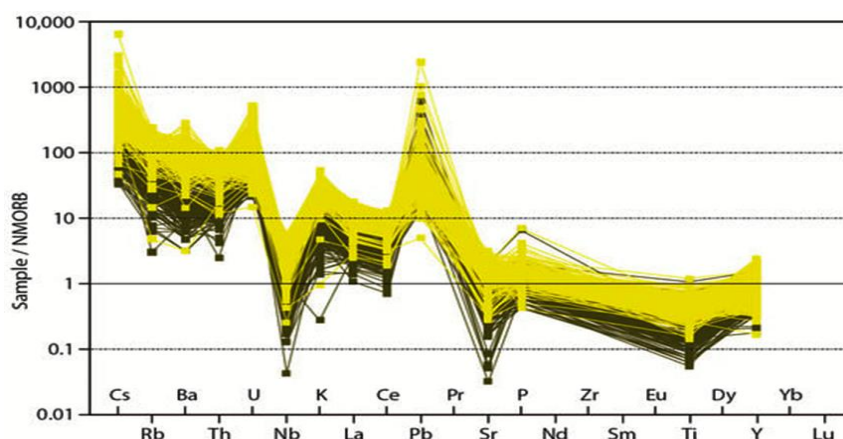


Рис. 19. Диаграмма Спайдера для парагнейсов, нормализованная по стандарту N-MORB.

Желтые и коричневые области представляют собой минерализованные и не минерализованные парагнейсы соответственно.

Диаграмма парагнейсов сопоставима с диаграммами основных пород, демонстрируя наивысшую степень фракционирования, но демонстрируя идентичные аномалии, что указывает на общее происхождение, а также на то, что источником материала является вулканическая дуга.

Изотопная геохимия Sm-Nd.

Изотопная система Sm-Nd позволяет интерпретировать геотектоническую среду, в которой формировались вулканические и осадочные породы. Более того, в случае с магматическими породами она позволяет определить природу источника. Оба элемента ведут себя схожим образом, оставаясь неподвижными элементами в условиях выветривания и умеренных гидротермальных изменений, что особенно полезно при изучении пород, подвергшихся частичному гидротермальному изменению. Более того, незначительные различия в их поведении делают их высокоэффективными маркерами мантийного источника магмы. При частичном плавлении самарий (Sm) имеет тенденцию концентрироваться в остаточной мантии, в то время как неодим (Nd) имеет тенденцию концентрироваться в расплаве. Авторы выдвинули гипотезу, что большинство магматических пород образовалось из однородной мантии с изотопным соотношением Sm/Nd, аналогичным соотношению в хондритах (CHUR: хондритовый единый резервуар). Как и в случае с другими изотопными системами, изотопное соотношение может быть представлено с помощью обозначения ϵNd и представляет собой соотношение между положительными и отрицательными значениями ϵNd . Положительные значения ϵNd указывают на обедненный мантийный источник, а отрицательные значения указывают на источник в коре или обогащенной мантии и больший вклад коры. Обедненная мантия — это мантия, которая подверглась множественным частичным расплавам, как в случае с морскими отложениями из-за непрерывной экструзии

MORB, которые имеют более высокое соотношение Sm/Nd, чем CHUR. Следовательно, мантия обогащена ^{143}Nd (из-за более высокой концентрации Sm), и магмы, образовавшиеся из этого источника, имеют более высокое соотношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и положительное ϵNd . При анализе образцов из месторождения Туро и его окрестностей значения Sm и Nd относительно однородны в каждой литологической группе (гнейсы и амфиболиты) и составляют 33,03–33,04 и 6,49–6,95 для Nd и Sm в метаграувакках и 10,23–12,15 и 3,47–3,93 в метаосновных породах соответственно. Кроме того, узкий диапазон значений отражен в изотопных соотношениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, которые имеют значения 0,511892–0,511885 и 0,1187–0,1246 для гнейсов и 0,512346–0,512394 и 0,1899–0,2054 для магматических пород соответственно. Каждая группа демонстрирует очень однородные и четко дифференцированные значения (рис. 20).

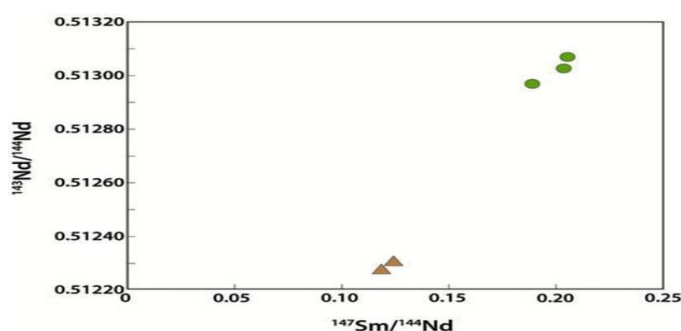


Рис. 20. График $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для образцов двух основных литологий (зеленые кружки: амфиболиты; коричневые треугольники: парагнейсы).

Для обеих литологических групп были рассчитаны модельные возрасты CHUR и DM, которые представляют собой возраст извлечения магмы из её первичного мантийного источника (рис. 21). Эти данные в сочетании с возрастом детритовых цирконов дают представление о происхождении этих материалов. Рассчитанные возрасты магматических пород составляют примерно 500 млн лет в ордовикской толще, что хорошо согласуется с модельными возрастaми. В случае с метаосадочными породами данные были представлены в виде графика зависимости ϵNd от времени. Значения, полученные для метагрейвакков, указывают на обедненную мантию возрастом 1,2 млрд лет.

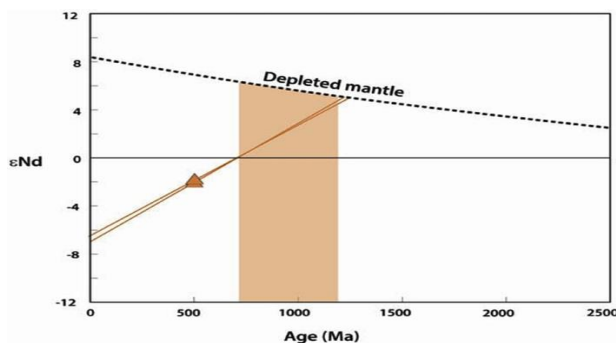


Рис. 21. Модель TDM для метаграувакк ордовикского комплекса, возраст 500 млн лет. Для сравнения также показаны ранее полученные модельные возраста для гнейсов и основных пород (коричневая полоса).

6. Обсуждение.

Породы, из которых состоит месторождение Туро, прошли длительный процесс формирования и эволюции, охватывающий три отдельных периода (табл. 2). Кроме того, ранее описывали геодинамический контекст и общие характеристики этой геологической обстановки. Предполагаемая эволюция началась в ордовикский период (примерно 480 миллионов лет назад), когда кремнисто-обломочные отложения формировались в задуговом бассейне, что включало в себя излияния базальтов и образование вулканических массивных сульфидных месторождений.

Табл. 2.

Основные периоды формирования месторождения Туро.

Formation Period	Tectonic Setting	Process	Ore and Rocks	Structural Elements
First Step: Early Ordovician (±480 Ma)	Extensional back-arc basin setting (transtension)	Deposition of siliciclastic sediments and basalts	Formation of VMS deposits; host rocks are hydrothermally affected	Normal extensional faults
Second Step: Early Devonian (410–390 Ma)	Burial of siliciclastic sediments, mafic rocks, and VMSs	Metamorphism of siliciclastic sediments, mafic rocks, and VMSs under amphibolite facies	Transformation of rocks into amphibolites and paragneisses	Foliation in all the rocks; development of S-type mylonites; folds
Third Step: Late Devonian to Early Permian (375–295 Ma)	Exhumation of the sequence, emplacement via thrust on the top of the Ordenes Complex, and folding	Broad retrograde metamorphism	Formation of retrograde amphibolites and chlorite-rich schists	Formation of a roughly N-S-trending antiform (Arinteiro) during the last Variscan deformation

Второй этап включал захоронение кремнисто-обломочных отложений, основных пород и вулканических пород на глубине около 10 км в раннедевонский период (410–390 млн лет назад). Впоследствии эти породы подверглись метаморфизму в амфиболитовой фации, а кремнисто-обломочные породы превратились в парагнейсы, которые могут содержать прослойки с высоким содержанием графита (возможно, чёрные сланцы). Кроме того, базальтовые породы подверглись метаморфизму в вышеупомянутый раннедевонский период. Подвергшиеся гидротермальному воздействию вмещающие породы превратились в бедные кальцием и богатые железом хлорит-гранатовые амфиболиты, а также в минерализованные парагнейсы. Таким образом, предполагается, что аномальные бедные кальцием гранатовые амфиболиты являются результатом метаморфизма, затронувшего базальты, которые ранее подверглись гидротермальному изменению и метасоматозу. Аналогичным образом, минерализованные парагнейсы являются метаморфическим результатом метасоматизации и минерализации кремнисто-обломочных отложений. Кроме того, во время метаморфизма в парагнейсах происходит рост слюды, однако состав слюды в минерализованных и неминерализованных парагнейсах значительно различается. Наличие серы в минерализованных парагнейсах приводит к перераспределению железа в сторону сульфидов, что приводит к заметному

снижению концентрации биотита. Это явление характеризуется образованием флогопита вместо биотита из-за недостатка железа.

Третья фаза региональной геологической эволюции произошла, когда эта толща была поднята и переместилась по надвигу на офиолиты комплекса Ордас в позднем девонском периоде (375–371 млн лет назад), что привело к обширному ретроградному метаморфизму, в результате которого высоко глинозёмистые метаморфические породы превратились в амфиболиты и богатые хлоритом сланцы. После поднятия в позднем каменноугольном — раннем пермском периоде сформировалась антиформа, ориентированная примерно с севера на юг, известная как антиформа Аринтейру (рис. 2), которая, вероятно, образовалась во время последней варисканской деформации и связана с развитием Астурийской орогенной области. В настоящее время контакт между амфиболитами, парагнейсами и вулканоплутоническими породами нарушен из-за различий в реологическом поведении этих типов горных пород. Вполне вероятно, что питающие зоны VMS связаны с древней ордовикской системой разломов, которая образовалась в результате рифтогенеза. Медная руда, расположенная в питающих зонах и в основании базальтовых пластов, привела к образованию деформированных штокерков (брекчий) и замещению базальтов и, в некоторых случаях, парагнейсов.

Четыре типа горных пород, участвовавших в формировании месторождения были изучены с минералогической точки зрения под микроскопом и микрозондовым анализом. Подтвержден вывод о том, что их минералогические характеристики зависят от конкретного типа горной породы. Гранаты имеют три различных состава в зависимости от происхождения, а гранаты в амфиболитах и минерализованных амфиболитах с гранатами совершенно разные. В минерализованных породах альмандин заметно беднее кальцием, в то время как в амфиболитах, расположенных в непосредственной близости от минерализованных пород, гранат представляет собой гроссулярит. Это явление можно объяснить гидротермальной мобилизацией кальция и метасоматозом, при котором кальций из минерализованных пород переходит в амфиболит, который претерпевает мелкозернистую трансформацию с высоким содержанием кальция. Что касается состава амфибола, то магнезиальная роговая обманка постепенно превращается в тремолит в бедном кальцием минерализованном гранатовом амфиболите по мере потери кальция.

Анализ полевого шпата позволил провести различие между двумя типами амфиболитов. Щелочной полевой шпат присутствует в минерализованных гранатовых амфиболитах, в то время как богатый кальцием плагиоклаз встречается в амфиболитах, в том числе с мелкими гроссуляровыми гранатами. Слюды, подвергнутые анализу, относятся к биотитовому типу, и их график демонстрирует различия между различными породами. Во время метаморфизма

слюда, образовавшаяся в минерализованном парагнейсе, находится в поле флогопита. В парагнейсе слюда преимущественно состоит из биотита, а редкий биотит, присутствующий в гранат-амфиболите, также относится к биотиту, хотя и более богат железом. Наличие серы в минерализованных парагнейсах приводит к перераспределению железа в сторону сульфидов. Это явление приводит к образованию флогопита вместо биотита из-за недостатка железа. К вторичным минералам относятся хлорит (рипидолит) и эпидот-клиноцоизит. Хлориты встречаются исключительно в минерализованных породах, причём в хлоритах, образовавшихся из гранатовых амфиболитов, содержание железа выше, чем в хлоритах, образовавшихся из минерализованных парагнейсов.

С точки зрения химического анализа всей породы, четыре определённых типа горных пород можно разделить на следующие категории.

Диаграммы неминерализованных магматических пород, использованные в этом исследовании, в том числе диаграмма Hf-Th-Nb [54], показывают, что большинство образцов попадают в поле E-MORB и внутриплитных толеитовых пород, что согласуется с тектонической обстановкой задуговой зоны. Другие диаграммы, использованные для определения тектонической обстановки, в которой образовались основные породы, показывают, что эти породы являются субщелочными ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в сравнении с MgO) и соответствуют толеитовой серии (AFM). Большинство образцов располагаются в непосредственной близости от диаграммы FeO-MgO. Эти результаты в сочетании с графиком Th-Co позволяют предположить, что образцы находятся на границе между известково-щелочными и толеитовыми породами, что соответствует тектонической обстановке задуговой зоны.

Кроме того, график $100 \times \text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в зависимости от $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для неизменённых основных образцов указывает на некоторую степень изменчивости в подгруппе образцов. Однако большинство этих минимально изменённых основных образцов демонстрируют характеристики, соответствующие характеристикам неизменённых образцов.

Как и в случае с Th и Ba+Sr, небольшое количество образцов было классифицировано неправильно. Применение многоэлементной диаграммы, нормализованной по стандарту N-MORB, позволяет предположить, что в формировании магматической дуги и задугового бассейна участвовала тектоника субдукции.

Что касается осадочных пород, то на бинарном графике заметно увеличение концентрации Th и Pb, сопровождающееся отрицательными аномалиями по уровням Nb и Sr, что указывает на явную корреляцию с материалами, происходящими из вулканической дуги. Многоэлементная диаграмма, нормализованная по стандарту N-MORB, с парагнейсами

аналогична диаграмме для основных пород, демонстрируя самую высокую степень фракционирования, но идентичные аномалии. Эти диаграммы подтверждают гипотезу о том, что источником этих метаосадков является вулканическая дуга.

Процесс минерализации влияет как на магматические, так и на метаосадочные породы. В связи с этим примечательно, что минерализованные магматические породы соответствуют богатым гранатом амфиболитам, которые характеризуются геохимической особенностью — низким содержанием кальция. Различить магматические и метаосадочные породы, а также минерализованные породы можно с помощью определённых микроэлементов, что позволяет более эффективно различать магматические и метаосадочные породы. Содержание тория в парагнейсах превышает 2 промилле (до 14), в то время как в амфиболитах оно неизменно ниже этого значения (2 промилле). В минерализованных парагнейсах содержание тория постепенно снижается, достигая порога ниже 1 промилле. Содержание Ba+Sr в амфиболитах превышает 100 промилле и постепенно снижается до 10 промилле в гранатовых амфиболитах одновременно с потерей Ca. Классификация горных пород проводилась во время визуального исследования керна, что могло привести к включению некоторых редких образцов, которые были ошибочно отнесены к неподходящим категориям.

Преобразование горных пород в процессе минерализации происходит постепенно, о чём свидетельствуют графики FeO+MgO в зависимости от TiO₂ и Al/(Al+Fe+Mn) в зависимости от Fe/Ti. Графики иллюстрируют переход от MORB или осадочных пород к породам с составом, аналогичным составу металлоносных океанических отложений. Кроме того, графики демонстрируют значительное перекрытие между неминерализованными образцами, идентифицированными как амфиболиты, и образцами, идентифицированными как парагнейсы, что указывает на вулканогенно-осадочную природу этих материалов, сформировавшихся в геотектоническом контексте задуговой зоны.

В контексте руководств по разведке можно выделить два отдельных типа: минералогический и геохимический. Что касается минералогии, то наличие граната альмандинового типа в амфиболитах является надёжным показателем минерализованного типа. В отличие от него, присутствие гроссулярита характерно только для неминерализованных амфиболитов, расположенных в переходной зоне между минерализованными и неминерализованными образованиями. Тип слюды также может быть полезен для различия минерализованных парагнейсов (флогопитовых) и неминерализованных парагнейсов (биотитовых). Кроме того, было доказано, что определённые элементы очень эффективно помогают различать четыре основных типа горных пород, особенно в случае с Th. Содержание этого элемента в амфиболитах значительно выше, чем в парагнейсах, и оно постепенно

снижается в парагнейсах по мере увеличения минерализации. Таким образом, дифференциация этих трёх литологических типов зависит от содержания тория (рис. 4). Кроме того, концентрация Ba+Sr позволяет различать амфиболиты и гранат-амфиболиты (минерализованные амфиболиты) (рис. 4, 5). Эти три элемента используются в качестве ориентиров при поисках. В этом отношении схема на рисунке 9 также очень полезна.

На Пиренейском полуострове есть ещё один важный район VMS: Пиренейский пиритовый пояс (ППП). Сравнение района Туро и ППП приводит к выводу, что оба являются месторождениями VMS, но разных типов (район Туро — кремнисто-обломочно-основной, а ППП — бимодальный кремнисто-обломочный), сформировавшимися в разных геодинамических условиях и в разные периоды (ордовикский и каменноугольный периоды соответственно).

7. Выводы.

1. Месторождение Туро представляет собой месторождение массивных сульфидных вулканических пород (VMS) кремнисто-обломочно-основного типа, сформировавшееся в геолого-тектонической обстановке задуговой зоны в ордовикский период. Руда преимущественно связана с основными породами, которые подверглись метасоматическому преобразованию под воздействием гидротермальных флюидов, что привело к заметному снижению содержания кальция и увеличению содержания железа. Силикатно-обломочные породы также подверглись минерализации, хотя и в меньшей степени, и метасоматическому преобразованию, в результате чего в них увеличилось содержание Fe и уменьшилось содержание Al, щелочных металлов, Ba и Sr. С геохимической точки зрения содержание тория в основных (менее 2 ppm) и осадочных (более 2 ppm) породах различается, что позволяет чётко разграничивать их. Кроме того, в процессе минерализации в парагнейсах наблюдается заметное уменьшение содержания тория. Кроме того, потеря Ba и Sr в процессе минерализации позволяет различать амфиболиты и минерализованные амфиболиты, богатые гранатом.

2. В течение раннедевонского периода, затронутые гидротермальными процессами вмещающие породы претерпели значительные изменения, в результате которых образовались бедные кальцием и богатые железом хлорит-гранатовые амфиболиты, а также минерализованные парагнейсы. Этот процесс привёл к образованию слоистости во всех породах и появлению милонитов S-типа. Помимо высокотемпературного метаморфического процесса, пирит превратился в пирротин, а руда полностью перекристаллизовалась, демонстрируя исключительную концентрацию кобальта как в пирротине, так и в халькопирите. В период с позднего девона до позднего каменноугольного — раннего пермского периода эта

толща была поднята и помещена поверх офиолитов комплекса Орденес посредством надвигов. Произошло событие регрессивного метаморфизма, в результате которого высокоглинозёмистые метаморфические породы превратились в амфиболиты и богатые хлоритом сланцы. Таким образом, на заключительном этапе варисканской деформации сформировалась антиформа, простирающаяся с севера на юг.

3. Геохимическая характеристика минералогии и вмещающих пород гигантского месторождения Туро, которое подверглось интенсивному высокотемпературному метаморфизму и последующему ретроградному метаморфизму во время эксгумации, способствовала выявлению его геологической истории и геодинамической среды формирования, что позволило разработать поисковые признаки этого месторождения мирового класса на северо-западе Пиренейского полуострова.

II. ПОИСКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЗЭ МЕТОДОМ LIBS С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИНТЕРВАЛА PLS [5].

1. Введение

Наиболее экономически важными минералами, содержащими РЗЭ, являются карбонаты и фосфаты, такие как монацит, ксенотим, бастнезит или паризит. Внутри минералов пропорции различных РЗЭ различаются. Легкие РЗЭ (LREE), все элементы от лантана до европия, преобладают главным образом в бастнезите и монаците, тогда как ксенотим является источником тяжелых РЗЭ (HREE), от гадолиния до лютеция и иттрия. Это распределение зависит от месторождения, его формирования и типа. Добыча этих ресурсов является сложной задачей, но переработка продуктов, содержащих РЗЭ, еще более сложна.

В настоящее время Китай является лидером мирового рынка по производству РЗЭ. Помимо других азиатских стран, несколько тысяч тонн РЗЭ в год добывается Австралией, США и Россией. На сегодняшний день в Европе не разрабатывается ни одно из существующих месторождений РЗЭ. Экономически значимые месторождения выявлены в Скандинавии, особенно в Швеции и Финляндии.

Наиболее распространенными методами обнаружения и анализа РЗЭ являются масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), спектрометрия оптической эмиссии с индуктивно связанной плазмой (ICP-OES), рентгено-флуоресцентный (XRF) и нейтронно-активационный анализ (NAA).

Спектроскопия лазерно-индуцированного пробоя (LIBS) - это метод, который позволяет проводить быстрый анализ на месте в режиме реального времени. Кроме того, практически не требуется подготовка образцов, поскольку твердые, жидкие и газообразные образцы могут быть проанализированы в широком спектре матриц. По сравнению с РФА можно измерить все элементы периодической системы, включая наиболее легкие элементы.

В LIBS лазерное излучение используется для генерации плазмы на поверхности образца. Результирующее излучение позволяет анализировать исследуемые образцы на основе спектральных сигнатур характерных элементов. Хотя РЗЭ имеют многочисленные линии излучения, обнаружение и анализ элементов затруднены из-за спектральных помех матриц и низких концентраций РЗЭ. LIBS часто используется для качественного анализа элементов или для классификации минералов. Количественный анализ основан на одномерных и/или многомерных методах. Количественная оценка методом одномерной регрессии (UVR) часто затруднена, особенно в гетерогенных материалах, поскольку могут возникать многочисленные химические и физические эффекты сложной матрицы. В отличие от одномерных методов,

использование многомерных методов для количественной оценки может исправить эту ситуацию. В то время как одномерная регрессия включает в количественную оценку только отдельные пики спектра, методы многомерного анализа, такие как регрессия с частичными наименьшими квадратами (PLS), могут включать весь спектр или, путем выбора переменных, только часть спектра. В случае применения всего спектра в PLS-регрессии регрессионная модель содержит шум и избыточную информацию. Это может оказать негативное влияние на результаты прогнозирования. Альтернативой является сокращение общего спектра до отдельных частичных спектров, которые содержат наиболее важную информацию путем выбора переменных. Это потенциально может улучшить прогностическую способность модели. Одним из таких методов является интервальная регрессия с частичными наименьшими квадратами (*i*PLS). В этом методе весь спектр делится на спектральные интервалы одинакового размера. Из полученных спектральных подобластей предоставляется и обобщается соответствующая информация, что облегчает фокусировку на важных спектральных областях и устранение помех. Регрессия PLS выполняется для одного спектрального интервала для каждого элемента. Ширина этих интервалов может варьироваться. В случае широких интервалов *i*PLS-регрессия напоминает обычную многомерную PLS-регрессию. Однако, если интервалы становятся меньше, регрессию *i*PLS можно считать автоматическим UVR. Регрессия *i*PLS впервые была использована в ИК-спектроскопии, но также находит применение в других спектроскопических методах, таких как LIBS для почв.

Настоящее исследование посвящено использованию LIBS для поисков новых месторождений РЗЭ. Целью является количественный скрининг REE в минералах, горных породах и почвах по периферии потенциального месторождения REE с использованием LIBS (одномерной и многомерной *i*PLS) регрессии. В этом исследовании исследуются образцы минералов, горных пород и почвы из скандинавских месторождений Норра-Карр и Олсерум в Швеции и Фен-Комплекс в Норвегии. Их элементное содержание определялось с помощью эталонного анализа (ICP-OES и XRF). Для характеристики влияния матричных эффектов сравниваются образцы синтетических РЗЭ, полученные из хлоридных солей РЗЭ в серпентините, модельная почва, а также полевые образцы. Все образцы анализируются на содержание элементов церия (Ce), лантана (La), неодима (Nd) и иттрия (Y). Результаты анализа с помощью LIBS оцениваются с помощью UVR и регрессии *i*PLS.

Всего было проанализировано 167 образцов, содержащих РЗЭ. Из них 122 были искусственными образцами (далее именуемыми синтетическими) и 45 были естественными образцами (далее именуемыми полевыми). В обоих случаях было проведено дополнительное

различие между образцами породы и почвы. Все образцы были доступны в виде измельченных порошков.

2. Геологический обзор месторождений.

Полевые образцы были собраны на трех разных месторождениях в Швеции и Норвегии (рис. 1). 19 из этих образцов были взяты на месторождении Олсерум-Юпвал РЗЭ на юго-востоке Швеции. Богатые фосфатами РЗЭ дайки пересекают метаосадочные породы (кордиеритоносные гнейсы). Фосфаты включают монацит (LREE), ксенотим (Y, HREE) и фторапатит (LREE). Кроме того, встречаются алланит (силикат РЗЭ) и карбонаты РЗЭ, бастнезит и синхизит-Се. Богатые РЗЭ-фосфатом дайки толщиной до 2 м встречаются вблизи контакта с гранитоидами Транскандинавского магматического пояса (около 1,85-1,65 млрд лет назад) в метаосадочной формации Вестервик.

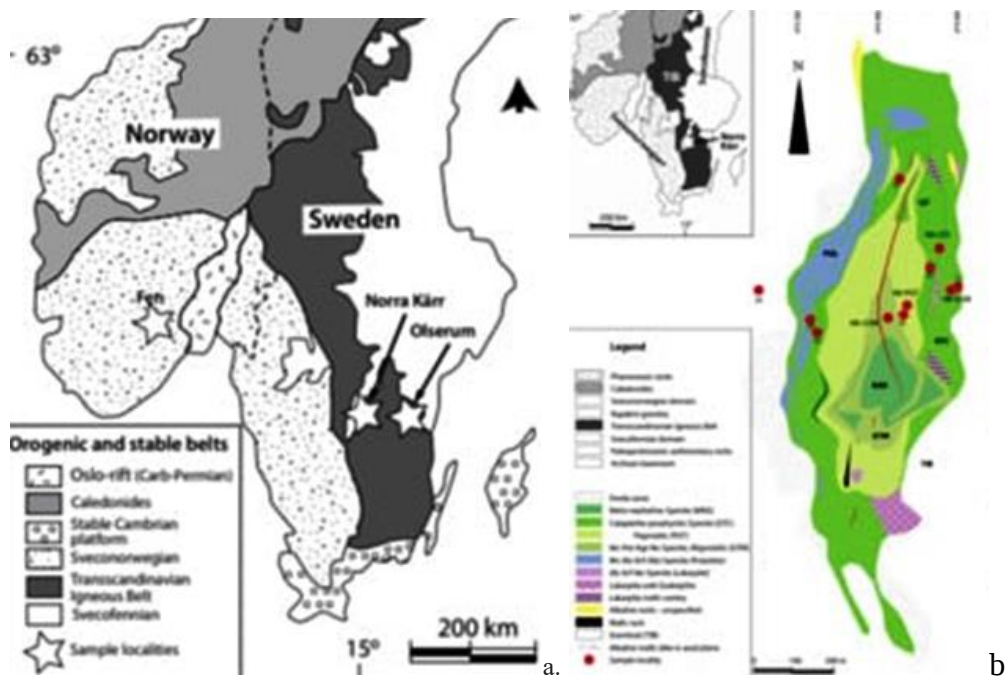


Рис. 1. Схема исследованных месторождений **(а)** и **(б)** места отбора проб в Норра-Карр, Швеция.

Комплекс Норра-Карр представляет собой небольшую магматическую интрузию с “агпаитовым составом”, т.е. $(\text{Na}+\text{K}) > \text{Al}$. По существу, он состоит из различных типов нефелиновых сиенитов. Исходные плутонические породы демонстрируют признаки сильной деформации и метаморфического наложения. Основными минералами, содержащими РЗЭ, являются силикаты эвдиалит, катаплеит и церит. Эвдиалит встречается как магматический тип, бедный РЗЭ, и вторичный (метаморфический) тип, богатый HREE, который является основной фазой, содержащей РЗЭ. Проанализированные образцы породы и почвы взяты из разных частей интрузии, с немного отличающимся составом. Концентрации REE в породах составляют до 1

мас.%. Кроме того, в качестве эталона были взяты пробы за пределами интрузии (подпочва и верхний слой почвы). Другой образец, полученный к востоку от интрузии, был загрязнен гидротермальными флюидами, так называемой фенитизированной породой. Всего было исследовано 17 образцов из Norra Kärr.

Комплекс Fen, расположенный в провинции Телемарк на юге Норвегии, представляет собой раннекембрийский магматический интрузивный комплекс. В нем преобладают карбонатиты. Карбонатиты переслоены щелочными ультраосновными силикатными породами, содержащими $<40\% \text{SiO}_2$. Все расплавы образуются из более глубокого мантийного источника. Углеродистые интрузии модифицировали окружающие гнейсы потоками, богатыми CO_2 , что привело к щелочным метасоматическим реакциям. Следовательно, комплекс Fen является типичным местом “процесса фенитизации”. Он известен своими высокообогащенными концентрациями тория и редкоземельных элементов. Основными минералами, содержащими РЗЭ, являются монацит $(\text{LREE}, \text{Th})\text{PO}_4$, бастнезит $(\text{LREE})\text{CO}_3\text{F}$ и паризит $\text{Ca}(\text{LREE})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$.

Эталонный анализ для РЗЭ церия, лантана и неодима был проведен методом оптической эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-OES) и рентгенофлуоресцентной спектроскопии (XRF-спектроскопия) для иттрия. Образцы были доступны в виде измельченных порошков. Для измерения LIBS все порошки были спрессованы в гранулы (TP 40, Herzog Maschinenfabrik, Оснабрюк, Германия).

3. Подготовка образцов, инструментальная настройка LIBS.

Синтетические образцы были подготовлены стандартным добавлением. РЗЭ, используемые в виде гидратов хлоридов ($\text{CeCl}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $\text{LaCl}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $\text{NdCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{YCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), смешивали с соответствующими матрицами, почвой и породой. Для образцов в породе использовалась измельченная смесь серпентинита и коры выветривания. Матрица, представляет собой почву, содержащую лесс. Взвешенные образцы горных пород смешивали с 3 мас% дистиллированной воды, гомогенизировали в мельнице (MM 400, Retsch, Дюссельдорф, Германия) и прессовали в гранулы (TP 40, Herzog Maschinenfabrik, Оснабрюк, Германия). Образцы почвы были гомогенизированы и спрессованы в гранулы. Для одной гранулы используется 3 г образца. Гранулы готовили отдельно для каждого REE и концентрации: было приготовлено 16 гранул для Ce и Nd и 15 гранул для La и Y соответственно. Кроме того, гранулы, содержащие пустую породу и почву, были подготовлены для предварительных измерений, но не были задействованы в регрессиях iPLS. Концентрации РЗЭ в серпентините и почве были намного меньше 10 ppm.

Образцы размещались на вращающемся и линейно перемещающемся столе для отбора проб, в результате чего получалась спиралевидная схема измерения. Это обеспечивало свежую поверхность гранулы при каждой абляции. Свет Nd: YAG-лазера (Bernoulli LIBS, Litron Lasers, Регби, Англия, Великобритания, $\lambda = 1064$ нм, $E = 20$ МДж, частота повторения 10 Гц) фокусировался линзой (фокусное расстояние 50 мм) и создавал плазму на поверхности образца. Излучение собирали вогнутым зеркалом (ME-OPT-0007, Andor Technology, Белфаст, Северная Ирландия, Великобритания, фокусное расстояние 52 мм, $\lambda = 200-1100$ нм) и фокусировали по оптическому волокну для направления излучения на спектрометр echelle (Aryelle Butterfly, LTV, Берлин, Германия). Два диапазона длин волн (УФ-диапазон: 190-330 нм, видимый диапазон: 275-750 нм) спектрометра измерялись отдельно с разрешением 20-30 пм (время задержки 2 мкс). Спектрометр был оснащен камерой ICCD (iStar, AndorTechnology, Белфаст, Великобритания) в качестве детектора (ширина затвора 10 мкс). В общей сложности было зарегистрировано около 230 спектров на образец как в УФ, так и в видимой областях. Для каждого спектра было накоплено 10 отдельных снимков.

Origin (OriginLab, Нортгемптон, Массачусетс, США) использовался для одномерного анализа. Matlab (версия 2019b, MathWorks, Натик, Массачусетс, США) использовался для предварительной обработки и многомерных методов PCA и регрессии iPLS.

Спектры были предварительно обработаны коррекцией фона и нормализацией стандартного нормального изменения (SNV). Для коррекции фона использовался фильтр top-hat. Используемая длина структурного элемента в 20 точек данных соответствует ширине фильтра приблизительно 0,26 нм. Нормализация SNV последовала за коррекцией фона. Для нормализации SNV среднее значение всего спектра вычиталось из спектра, а разница была разделена на стандартное отклонение. После обработки данных с использованием коррекции фона и нормализации SNV 230 спектров были усреднены таким образом, чтобы в конечном итоге был получен один спектр для каждого исследованного образца.

Для одномерной регрессии для каждого исследованного РЗЭ был идентифицирован один пик, специфичный для конкретного элемента, а площадь пика (A) определялась путем интегрирования каждого из 230 спектров и последующего вычисления среднего значения и стандартного отклонения. Площадь пика была нанесена на график в зависимости от концентрации. Анализ основных компонентов был выполнен на необработанных спектрах полевых и синтетических образцов.

Для iрегрессии PLS мы использовали iToolbox от Nørgaard. 230 спектров были усреднены до iPLS, и для каждого элемента была выполнена отдельная iPLS, причем единственными входными переменными были концентрации рассматриваемого элемента. Перекрестная

проверка выполнялась внутри алгоритма iPLS, а также внешняя проверка с использованием тестовых данных, исключенных из алгоритма. Регрессия iPLS была основана на выборе переменных в спектральных интервалах. Количество интервалов варьировалось, максимум 5000 интервалов. Разделение интервалов выполнялось по необработанным данным о длине волны. Из-за способа преобразования данных *echelle* из 2D в (стандартное) 1D представление это привело к получению интервалов с разной шириной спектра (но постоянным количеством точек выборки). Точное количество интервалов и количество компонентов определялись индивидуально для каждого образца (табл. 4 и 5) путем систематического изменения длины интервала. Был выбран номер интервала, который привел к интервалу с наименьшим RMSE. Регрессия PLS была выполнена с этим интервалом. Проверка результатов регрессии iPLS была выполнена путем 5-кратной перекрестной проверки с систематическим исключением.

4. Результаты.

4.1. Структура спектров РЗЭ.

LIB-спектры минералов, содержащих РЗЭ, очень сложны из-за насыщенности линий РЗЭ. База данных NIST LIBS отображает, например, 7723 строки для церия. Кроме того, РЗЭ часто встречаются в сочетании с другими РЗЭ. Кроме того, сильные линии излучения других элементов окружающей матрицы вносят вклад в сложность спектров. Типичный спектр LIB минерала, содержащего РЗЭ, и увеличенный частичный спектр показаны на рисунке 2.

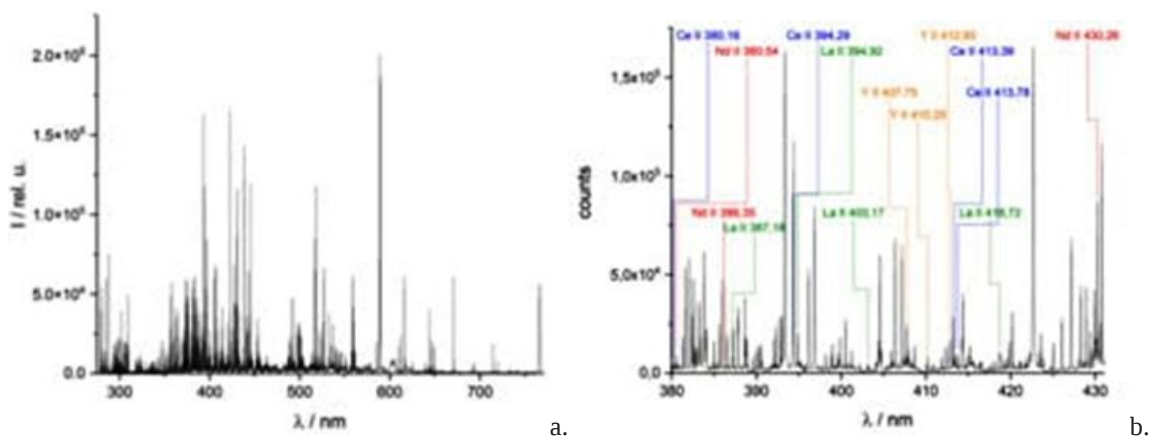


Рис. 2. LIB-спектр монацит-ксенотим-апатитоносной жилы:

(а) весь спектр ($\lambda = 275\text{-}750$ нм) и (б) частичный спектр ($\lambda = 380\text{-}430$ нм) с важными линиями излучения РЗЭ.

Вследствие большого количества линий излучения от разных элементов могут частично или даже полностью накладываться друг на друга. Это усложняет присвоение линий многочисленным элементам, особенно в спектрометрах с более низким разрешением. Использование спектрометров высокого разрешения может уменьшить эти проблемы при линейной оценке (рис. 3). По сравнению со спектрами с разрешением ≥ 100 мкм спектры с более

высоким разрешением могут быть получены спектрометрами на основе эшелле-решеток, что позволяет наблюдать пики с лучшей разрешающей способностью. Используемый здесь спектрометр *echelle* имеет спектральное разрешение около 25-30 мкм в видимом диапазоне.

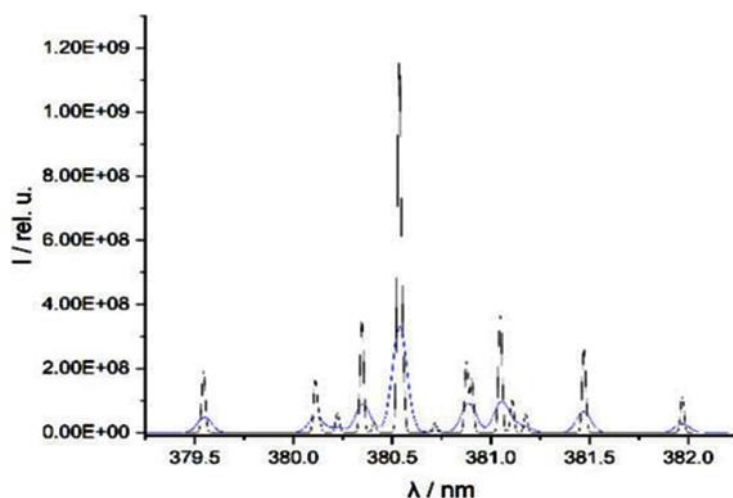


Рис. 3. Спектры Nd (пик элемента при 380,5 нм) с разрешением 100 мкм (синяя линия) и 25 мкм (черная линия).

Улучшенное разрешение спектров позволяет отделять частично наложенные линии в приборах с более низким разрешением и обеспечивает более точное расположение линий. Это позволяет идентифицировать многочисленные линии REE с использованием базы данных NIST (рис. 2b). Идентифицированные линии излучения затем могут быть использованы в количественном элементном анализе с помощью LIBS. Двумя примерами неразрешенных особенностей в моделируемом спектре с низким разрешением (разрешение 100 мкм) Nd на рисунке 3 являются линейчатый триплет при 381,05 нм, который может быть полностью разрешен в моделируемом спектре с высоким разрешением, который имитирует спектр спектрометра эшелле (разрешение 25 мкм), и дуплет при 380,9 нм, который может быть разрешен только частично даже в спектрометре эшелле. Линии REE, которые перекрывают линии элементов матрицы, непригодны для исследования. Эти строки, отмеченные звездочкой в таблице 1 ниже, не включены в анализы. Другие перечисленные спектральные линии использовались в одномерной и многомерной регрессии.

Табл. 1.

Экспериментальные спектральные линии проанализированных РЗЭ (рис. 2b).

Species	Spectral Lines
Ce II	380.15 nm, 394.27 nm *, 413.38 nm, 413.76 nm
La I	418.73 nm *
La II	387.16 nm *, 394.91 nm, 403.16 nm
Nd II	380.53 nm, 386.34 nm, 430.22 nm *
Y I	410.24 nm, 407.73 nm *, 412.82 nm

(собраны с помощью спектрометра *echelle*, длины волн излучения (*)) - в этой работе не используются.

4.2. Одномерная регрессия.

РЗЭ не встречаются в природе в виде самородных металлов. Скорее, они встречаются в различных породообразующих минералах. В результате полевые образцы представляют собой сложные смеси самых разнообразных элементов. Для оценки влияния матричных элементов на ЛІВ-спектры РЗЭ был выполнен одномерный регрессионный анализ наборов данных синтетических и полевых образцов, полученных экспериментальным путем. В то время как матрица образцов синтетических РЗЭ (одной породы или почвы) постоянна, РЗЭ в полевых образцах встроены в различные минералы, породы или почвы. Образцы в этой работе содержат Се, La, Nd и Y в разных концентрациях. Для каждого исследованного РЗЭ был выполнен регрессионный анализ до 3 линий излучения. Приведены соответствующие коэффициенты определения (R^2) и пределы обнаружения (LOD). LOD представляет собой частное, в три раза превышающее стандартное отклонение базовой линии и наклон полученной линии регрессии. Результирующие значения LOD приведены в таблице 2.

Табл. 2.

Результаты одномерной регрессии синтетических образцов РЗЭ (Се, La, Nd, Y) в горных породах и почве
длина волны, LOD и R^2 лучших и других проанализированных линий РЗЭ.

Species	λ/nm	LOD/ppm	R^2	Species	λ/nm	LOD/ppm	R^2
in rocks				other lines			
best results							
Ce II	413.76	115	0.91	Ce II	413.38	120	0.90
				Ce II	456.23	130	0.90
La II	379.08	3180	0.99	La II	399.57	7700	0.99
				La II	433.37	3500	0.99
Nd II	386.34	158	0.98	Nd II	380.53	28500	0.91
				Y I	410.24	65	0.97
Y I	412.82	61	0.97	Y II	488.36	50	0.97
in soils				other lines			
best results							
Ce II	413.76	285	0.99	Ce II	413.38	290	0.98
				Ce II	456.23	270	0.99
La II	404.29	160	0.97	La I	550.13	210	0.95
				La I	624.99	200	0.95
Nd II	386.34	414	0.96	Y II	363.31	270	0.95
Y II	488.36	227	0.98	Y II	437.49	290	0.94

Использовались только спектральные линии, которые встречаются во всем исследованном диапазоне концентраций. Поскольку для каждого элемента также встречаются неподходящие линии (табл. 1), для анализа в разных матрицах использовались разные линии излучения. В исследованных полевых образцах содержание REE варьируется на несколько порядков величины (от 1 ppm до 3%). Поэтому представление линий регрессии лучше всего выполнять с помощью двойного логарифмического графика, чтобы охватить весь диапазон концентраций. Все исследованные линии сведены в таблицу 2 с соответствующими коэффициентами определения и LOD.

4.2.1. Одномерная регрессия синтетических образцов.

Для образцов синтетических РЗЭ горных пород функции UVR линии Ce при 413,76 нм и линии Nd при 386,34 нм показаны на рисунке 4 в качестве примеров. Оба элемента показывают наилучшие результаты регрессии на этих линиях излучения с точки зрения линейности, которая составляет $R^2 = 0,91$ для Ce и $R^2 = 0,98$ для Nd. Другие изученные РЗЭ, La и Y, также имеют хорошие коэффициенты определения на выбранных длинах волн: R^2 (La при 379,08 нм) = 0,99 и R^2 (Y при 412,82 нм) = 0,97.

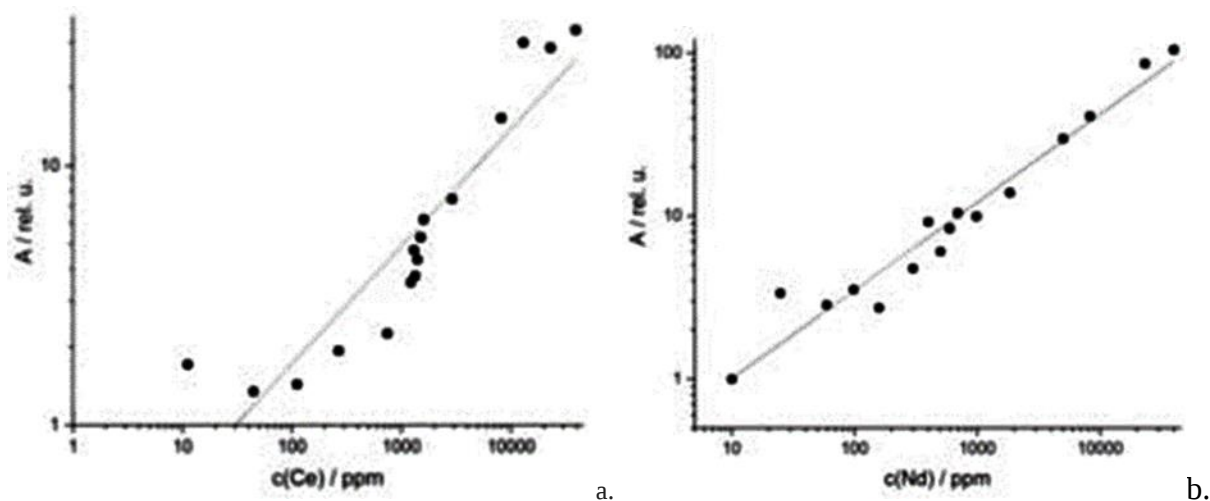


Рис. 4. Одномерная регрессия синтетических образцов:
(a) Ce (R^2 (413,76 нм) = 0,91) и (b) Nd (R^2 (386,34 нм) = 0,98).

Результаты UVR, полученные для синтетических образцов в почвах, были аналогичны синтетическим минералам, хотя линии излучения отличались. Примерами являются результаты для REE Ce и Y в почвах (рис. 5).

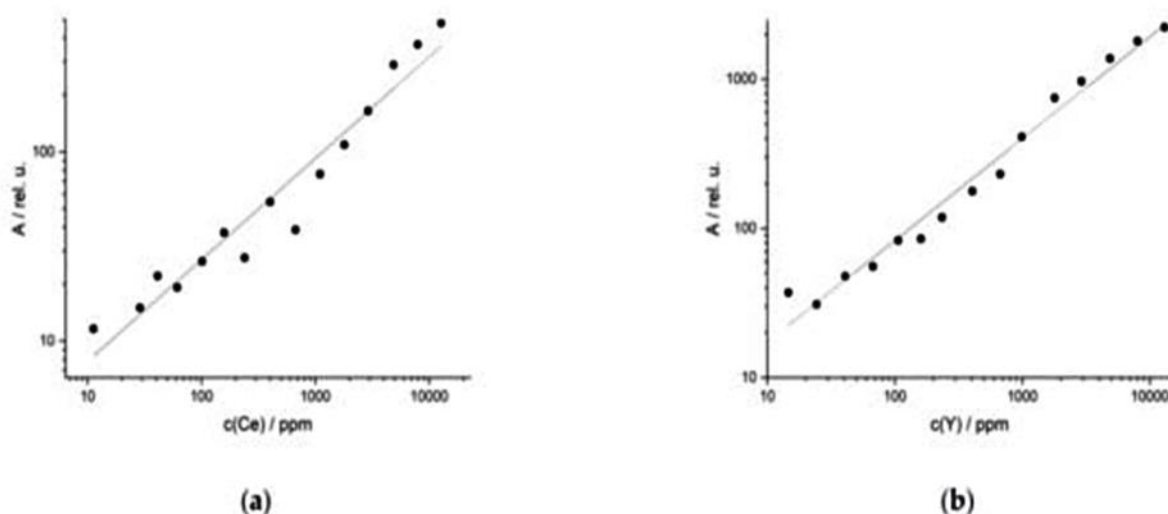


Рис. 5. Одномерная регрессия синтетических образцов в почве:
(a) Ce (R^2 (413,76 нм) = 0,99), (b) Y (R^2 (488,36 нм) = 0,98).

Для Се использовалась линия излучения при 413,76 нм, а для Y - линия при 488,36 нм соответственно. Оба имеют высокие коэффициенты определения (R^2 (Ce) = 0,99, R^2 (Y) = 0,98). Коэффициенты $R^2 > 0,96$ были также получены для UVR элементов La (404,29 нм) и Nd (386,34 нм). Другие описанные линии РЗЭ в горных породах и почве также дают хорошие результаты, но они демонстрируют пониженную линейность, о чем свидетельствует меньший R^2 ($R^2 = 0,90\text{--}0,99$, табл. 2). Пределы обнаружения РЗЭ в горных породах и почве одинаковы для большинства элементов. Их среднее значение LOD составляет 200 ppm (за исключением La в горных породах, которые показали необычно высокое значение LOD в результате большого разброса точек данных, что, скорее всего, связано с матричными эффектами) со стандартным отклонением 110 ppm. Тем не менее, значения LOD варьируются между элементами и даже между матрицами для одного элемента, иногда значительно.

4.2.2. Одномерная регрессия полевых образцов РЗЭ.

По сравнению с синтетическими образцами ультрафиолетовое излучение полевых образцов пород, содержащих РЗЭ, дало худшие результаты. Это связано с двумя причинами: во-первых, матрица, которая значительно сложнее матрицы синтетических образцов, состоящей только из одной породы (серпентинита); во-вторых, существуют большие различия в матрице между различными местоположениями. Результаты UVR были снова оценены на основе коэффициентов определения. Они варьируются от 0,43 до 0,85 для полевых образцов горных пород (табл. 3). Примером является наилучшая линия La при 408,67 нм ($R^2 = 0,82$, рис. 6а). За исключением Nd, лучшие линии излучения других исследованных РЗЭ дают коэффициенты определения около 0,80 (табл. 3).

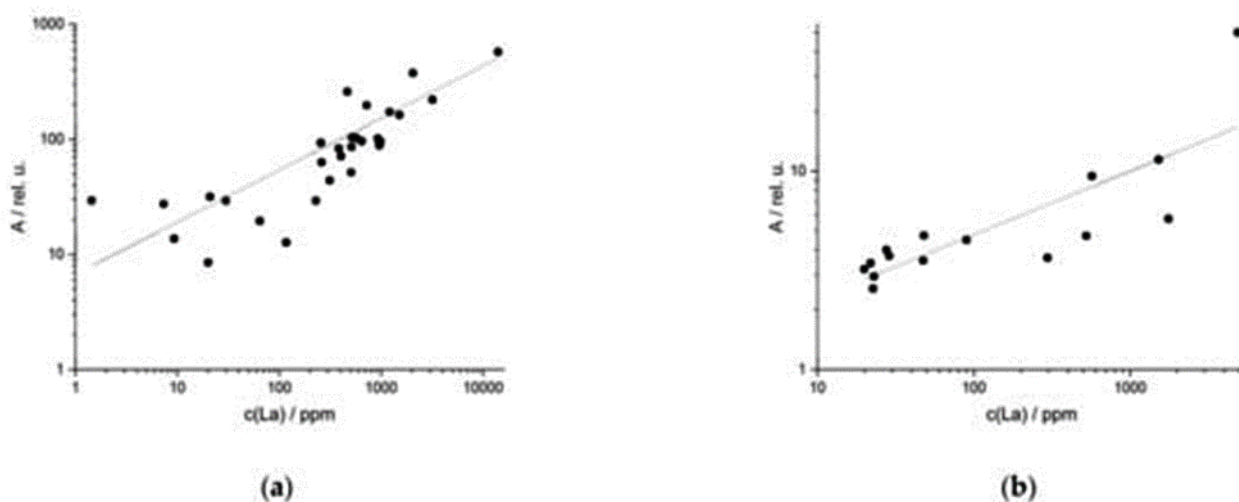


Рис. 6. Одномерная регрессия полевых образцов:

(а) в породах из Лос-Анджелеса (R^2 (408,67 нм) = 0,82) и (б) в почвах из Лос-Анджелеса (R^2 (404,29 нм) = 0,52).

Табл.3.

Одномерная регрессия полевых образцов РЗЭ (Ce, La, Nd, Y) в горных породах и почвах:
длина волны, LOD и R^2 лучших и других проанализированных линий РЗЭ.

Species	λ /nm	LOD/ppm	R^2	Species	λ /nm	LOD/ppm	R^2
in rocks				other lines			
best results							
Ce II	413.76	218	0.79	Ce II	380.15	290	0.75
				Ce II	446.02	210	0.7
La II	408.67	199	0.82	La II	404.29	180	0.79
				La II	433.37	220	0.77
Nd II	325.91	1090	0.56	Nd II	386.34	250	0.41
				Nd II	325.91	1230	0.47
Y II	437.49	117	0.85	Y I	412.82	160	0.82
				Y II	321.68	140	0.80
in soils				other lines			
best results							
Ce I	594.08	359	0.51	Ce I	560.12	500	0.41
				Ce I	571.9	470	0.41
La II	404.29	294	0.52	La II	433.37	540	0.48
				La I	624.99	860	0.44
Nd II	325.91	592	0.43	Nd II	380.53	410	0.16
				Nd II	386.34	800	0.34
Y I	297.45	296	0.43	Y II	321.68	350	0.33
				Y I	410.24	600	0.20

Более сильные матричные эффекты могут наблюдаться при ультрафиолетовом излучении полевых образцов почвы. Эти образцы имеют еще большую дисперсию в составе, что влияет на спектры LIB. УФ-излучение наилучших линий дает низкие коэффициенты определения от 0,16 до 0,52 (табл. 3). Это показано на рисунке 6b для линий регрессии La (404,29 нм).

Средний LOD для исследованных REE в полевых образцах (почвах и горных породах) составляет 300 ppm (за исключением Nd в горных породах) со стандартным отклонением 140 ppm. Таким образом, значения LOD немного выше, чем LOD синтетических образцов. Лучшие результаты УФ-анализа были получены для тех образцов, которые имеют такой же и менее сложный матричный состав, т.е. для синтетических образцов горных пород или почвы. В образцах естественных полей с сильными вариациями матрицы многомерные методы потенциально способны компенсировать вариации спектральных помех, вызванных различиями в составе матрицы, и могут быть альтернативой ультрафиолетовому излучению.

4.3. Характеристика матричных эффектов с помощью PCA.

Один из способов исследовать эти влияния матриц - охарактеризовать различия в химическом составе почвы и породы. Это возможно с помощью неконтролируемых методов, таких как анализ основных компонентов (PCA). Для этой цели с помощью PCA исследуются LIB-спектры почв и пород, собранных вблизи трех месторождений РЗЭ. Первые два основных компонента показаны на графике оценки (рис. 7).

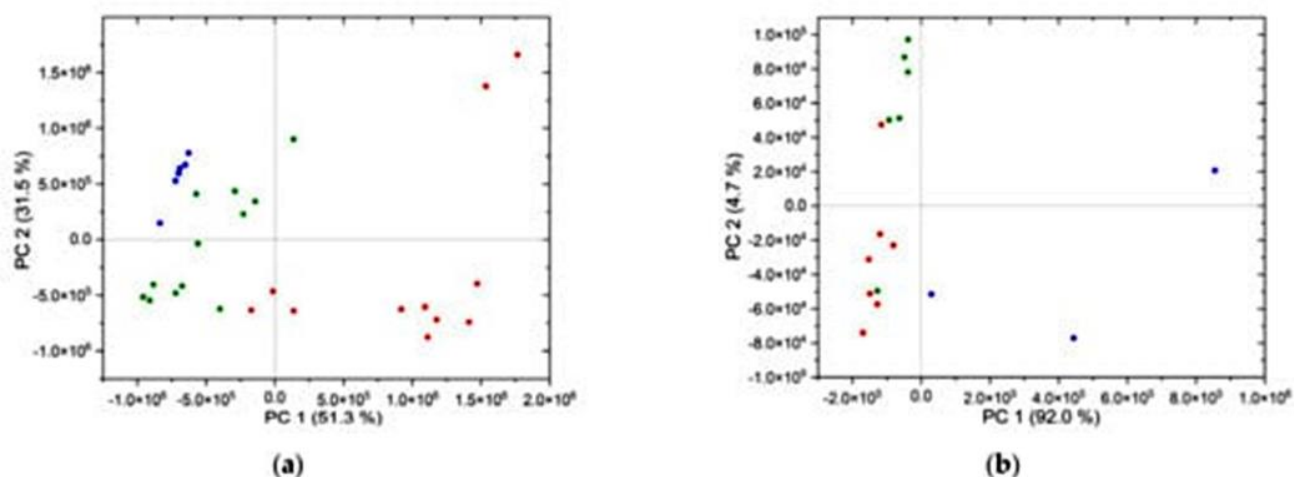


Рис. 7. (а) PCA эталонных пород (VIS, raw), (b) PCA эталонных почв (VIS, raw): синий—комплекс Фен, зеленый—Ольсерум, красный—Норра Карр.

Для эталонных пород 82,8% отклонения может быть объяснено первыми двумя компонентами (рис. 7а). В случае эталонных почв 96,7% дисперсии объясняется двумя компонентами (рис. 7б). На графике оценки образцов горных пород (рис. 7а) образцы трех месторождений образуют четко разделенные кластеры, которые отображаются разными цветами. Образцы отдельных кластеров месторождений также демонстрируют значительное рассеяние, особенно в случае образцов Norra Kärr. Это позволяет определить происхождение образцов, а также указывает на сильные различия в химическом составе матриц внутри месторождений и между ними, что обусловлено типами пород, присутствующих в отдельных месторождениях. Все три месторождения состоят из кремнистых или углеродистых пород. Однако включенные минералы влияют на состав и, таким образом, позволяют дифференцировать отложения по PCA. Магматическая порода шведского месторождения Норра-Карр (красная) представляет собой нефелиносодержащий сиенит агпаитового состава. Эти образцы особенно богаты натрием и калием. Напротив, месторождение Олсерум (зеленое) имеет в основном кордиерито-содержащий гнейс. В результате кремнистая порода содержит магний и алюминий. Породы комплекса Fen (синий) являются карбонатитами. Из-за химических и физических процессов выветривания и сопутствующей деградации точки данных частично разбросаны по большим площадям даже внутри кластеров. Кроме того, широко разнесенные места отбора проб (>50 м) способствуют разделению точек данных. Точки из месторождения Норра-Карр показывают наибольший разброс. Здесь места отбора проб находятся на расстоянии до 200 м друг от друга. Отобранные жилы в Олсеруме находятся на расстоянии около 150 м друг от друга.

Для почв интерпретация PCA (рис. 7б) является более сложной, поскольку почвы состоят не только из физически выветрившихся горных пород, но и из органического вещества из

биосферы и атмосферной пыли. Тем не менее, как и при анализе основных компонентов эталонных пород, может наблюдаться группирование точек данных в соответствии с месторождениями и их отделение друг от друга. Вероятно, это связано с присутствием горных пород. Хотя места отбора проб в месторождениях находятся далеко друг от друга, точки данных в РСА не так разделены, как в случае эталонных пород. Это может быть связано с поступлением органического вещества и атмосферной пыли во время формирования. Таким образом, образцы, возможно, более однородны. Напротив, сильное разделение точек данных из комплекса Fen (синий) особенно бросается в глаза. Вероятно, это связано с разной степенью выветривания почв.

Для сравнения, оба РСА показывают схожие результаты: точки данных сгруппированы по месторождениям и отделены друг от друга. Все кластеры показывают внутреннее разделение точек данных. Объясненная дисперсия обоих анализов РСА уже составляет $>82\%$ для двух основных компонентов. Таким образом, можно отнести представленные образцы к одному месторождению. Удивительно, но объясненная дисперсия эталонных почв больше, чем у горных пород. Причиной этого может быть природа образцов. Образцы почвы находятся в порошкообразной форме и, таким образом, демонстрируют большую макроскопическую однородность, чем исследованные породы. В результате свойства распределяются более равномерно, так что компоненты РСА улавливают больше свойств. Таким образом, эталонные почвы могут быть объяснены меньшим количеством основных компонентов.

Однако различия в химическом составе образцов также очевидны в обоих анализах. Эта неоднородность полевых образцов поражает в РСА полевых и синтетических образцов (рис. 8).

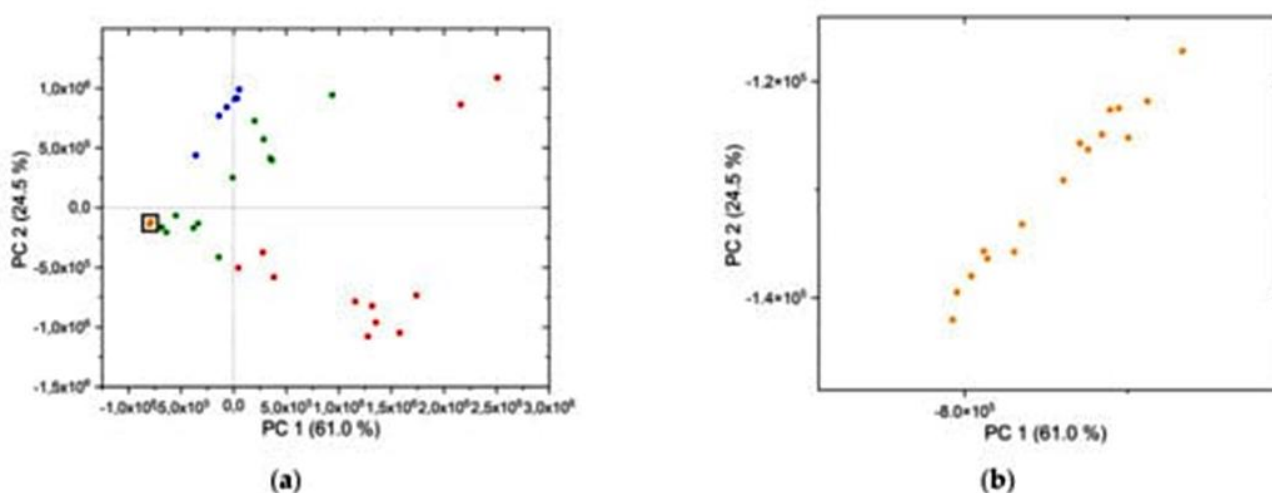


Рис. 8. (а) РСА эталонной породы и синтетических образцов (Ce), (b) увеличение площади с синтетическими образцами (Ce): синий - Фен, зеленый - Ольсерум, красный - Норра Карр, оранжевый - синтетический (Ce).

В дополнение к спектрам ЛІВ эталонных пород в анализ были включены спектры синтетических образцов (Ce). Из анализа основных компонентов (рис. 8а) видно, что

синтетические образцы более однородны. Эти точки данных (оранжевые) сосредоточены в небольшой области графика оценки. Тем не менее, они расположены не только в одной точке на графике оценки, как показывает увеличение на рисунке 8b. Для сравнения, точки данных полевых образцов распределены по большой площади на графике. Это подтверждает наблюдение о том, что разделение образцов из разных мест вызвано различиями в химическом составе матрицы, а не вариациями концентрации REEs.

После выполнения PCA становится ясно, что УФ-излучение хорошо подходит для синтетических образцов, поскольку они имеют более однородный состав. С другой стороны, для полевых образцов одномерная регрессия непригодна из-за неоднородной матрицы. Поэтому для гетерогенных образцов рассматривается использование многомерных регрессионных моделей.

4.4. Интервальная регрессия методом частичных наименьших квадратов (iPLS)

В качестве многомерного метода использовалась интервальная регрессия методом частичных наименьших квадратов (iPLS), основанная на выборе переменных. В этом методе спектры разделяются на интервалы равной спектральной ширины. Количество интервалов и количество компонентов были определены на основе наименьшего RMSE индивидуально для каждого образца и приведены в таблицах 4 и 5.

Табл. 4.

Результаты регрессии iPLS синтетических образцов в горных породах и почвах.

Species	# Intervals	Interval Width/nm	iPLS: R ²	PLS: R ²
	# Components	Element Line/nm	RMSECV	RMSECV
synthetical samples in rocks				
Ce II	3000 intervals	0.02	0.98	0.88
VIS	10 components	507.50	1500 ppm	3719 ppm
La II	20 intervals	20.35	0.99	0.99
VIS	4 components	398.8, 399.57, 403.2, 404.29, 407.7, 408.67	490 ppm	391 ppm
Nd II	1 interval	490.56	0.98	0.96
VIS	3 components	380.53	1650 ppm	2250 ppm
Y II	3000 intervals	0.05	0.99	0.73
UV	10 components	324.20	590 ppm	5130 ppm
synthetical Samples in Soils				
Ce II	2000 intervals	0.20	0.99	0.93
VIS	12 components	407.90, 408.00	280ppm	840 ppm
La II	2000 intervals	0.19	0.96	0.24
VIS	6 components	394.90	0.42%	3205 ppm
Nd II	3000 intervals	0.16	0.95	0.73
VIS	7 components	532.00	0.45%	1903 ppm
Y II / I	800 intervals	0.46	0.98	0.95
VIS	4 components	374.80, 374.90	480 ppm	827 ppm

Результаты регрессии *i*PLS полевых образцов в породах и почвах.

Species	# Intervals	Interval Width/nm	<i>i</i> PLS: R^2
	# Components	Element Line/nm	RMSECV
field samples in rocks			
Ce II	2000 intervals	0.288	0.92
VIS	18 components	639.30	1680 ppm
La I	5000 intervals	0.078	0.92
VIS	3 components	495.00	760 ppm
Nd I	400 intervals	1.30	0.89
VIS	15 components	521.30	1000 ppm
Y I	1000 intervals	0.52	0.91
VIS	4 components	552.76	870 ppm
field samples in soils			
Ce II	400 intervals	1.24	0.83
VIS	12 components	502.30	1000 ppm
La II	1800 intervals	0.269	0.93
VIS	11 components	497.00	350 ppm
Nd II	1000 intervals	0.164	0.83
VIS	12 components	307.50	420 ppm
Y II	2100 intervals	0.17	0.84
VIS	11 components	371.00	200 ppm

Метод был впервые протестирован на более однородных синтетических образцах. Как показано результатами в таблице 4, регрессия *i*PLS дает такие же хорошие, а в некоторых случаях даже лучшие результаты, чем UVR для этих образцов. Таким образом, для синтетических образцов церия в породе может быть получен лучший коэффициент определения 0,98 по сравнению с UVR ($R^2 = 0,91$, табл. 2). Улучшение регрессии также может быть достигнуто для иттрия (R^2 (*i*PLS) = 0,99, R^2 (UVR) = 0,97). Для лантана и неодима (рис. 9а) коэффициенты определения *i*регрессии PLS и UVR находятся в одном и том же хорошем диапазоне.

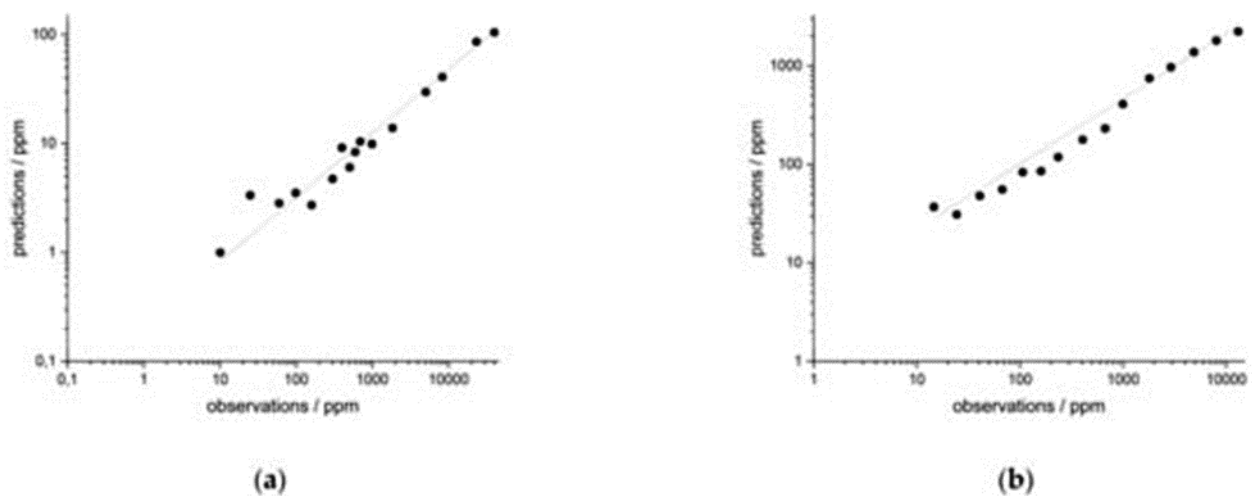


Рис. 9. PLS-регрессия синтетических образцов (а) в горных породах Nd и (б) в почвах Y.

Аналогичные результаты были получены для образцов синтетической почвы (одномерные данные в табл. 2 и данные регрессии *i*PLS в табл. 4). На рисунке 9b показаны результаты *i*PLS определения иттрия в почвах. Для исследованных РЗЭ церия, лантана, неодима и иттрия были достигнуты коэффициенты определения в пределах $R^2 = 0,95\text{--}0,99$. Они аналогичны R^2 для UVR ($R^2 = 0,96\text{--}0,99$). Тот факт, что многомерный метод работает так же хорошо или даже лучше для синтетических образцов, предполагает, что их применение к гетерогенным полевым образцам может быть полезным.

Применение регрессии *i*PLS к гетерогенным полевым образцам дает значительно лучшие результаты регрессии, чем UVR во всех исследованных случаях. Для образцов в породе можно получить $R^2 > 0,91$ (табл. 5). Для лантана (рис. 10a), в отличие от UVR ($R^2 = 0,82$), коэффициент определения $R^2 = 0,92$ может быть достигнут с помощью *i*PLS регрессии. Для неодима методом многомерной регрессии найдено значение R^2 , равное 0,98 (рис. 10b), что также значительно лучше, чем для UVR (R^2 (UVR) = 0,56). Несколько менее выраженными, но не менее хорошими являются улучшения в регрессиях церия и иттрия в горных породах.

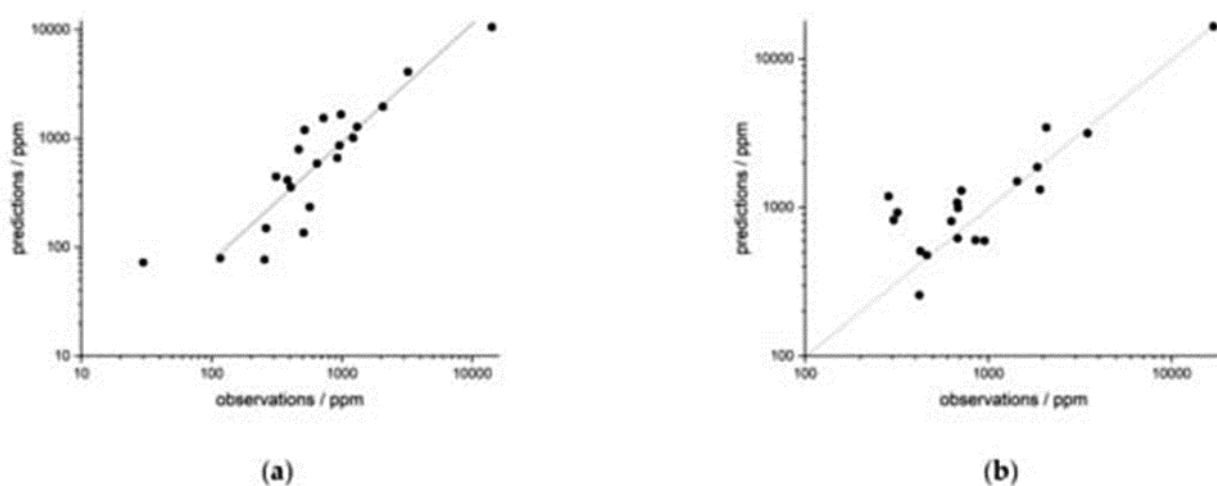


Рис. 10. PLS-регрессия полевых образцов в породах (a) La и (b) Nd.

Улучшение регрессии наиболее очевидно для полевых образцов почв. Наилучший коэффициент определения, достигнутый для UVR, составил $R^2 = 0,52$. Все коэффициенты определения, полученные для регрессии *i*PLS, лучше, чем $R^2 > 0,83$ (табл. 5). Для лантана значение одномерной регрессии $R^2 = 0,52$ может быть увеличено до $R^2 = 0,93$ в многомерной регрессии. Улучшение столь же сильно в случае неодима. Сопоставимы с этим изменения регрессии для иттрия и церия.

В регрессии *i*PLS учитываются только интервалы, содержащие соответствующую информацию, такую как линии элементов (табл. 4 и 5). С этой целью в большинстве случаев приходилось использовать очень малую ширину интервала. Таким образом, последующую

регрессию PLS также можно считать автоматическим UVR. Тем не менее, регрессия *i*PLS имеет более высокие коэффициенты определения, чем UVR. В дополнение к *i*PLS также была исследована регрессия PLS всех спектров. Однако этот метод не смог обеспечить прогноз лучше, чем предположение. Это демонстрирует преимущество выбора переменных в *i*таблицах. Из-за иногда чрезвычайно узких интервалов в регрессию включаются только части соответствующих линий элементов. Отрицательные эффекты, такие как самопоглощение и частичное загрязнение края линий, исключены, что приводит к улучшению регрессий с более высокими коэффициентами определения.

В частности, качество регрессии полевых образцов почвы показывает силу выбранного здесь многомерного метода *i*PLS регрессии. В то время как при одномерной регрессии в среднем достигается коэффициент определения $R^2 = 0,47$, регрессию можно улучшить до среднего значения $R^2 = 0,88$. В дополнение к выбору подходящих спектральных областей, содержащих релевантную информацию, выбор переменных также позволяет исключить интервалы, содержащие шум или другие нерелевантные данные. Это может учитывать влияние матричных эффектов исследуемых пород и почв.

5. Выводы.

1. LIBS является многообещающим методом обнаружения редкоземельных элементов в горных породах и почвах, поскольку этот метод может быть использован для обнаружения REE в различных матрицах без пробоподготовки или с минимальной пробоподготовкой. Однако спектральное влияние, обусловленное матрицами, проблематично. Чтобы учесть это влияние и повысить эффективность анализа, требуются многомерные методы, особенно для гетерогенных образцов. В настоящем исследовании для анализа данных LIBS были использованы два подхода. Первый подход - это UVR, основанный на площади пика соответствующих сигналов LIBS. Здесь матричные эффекты гетерогенных полевых образцов были определены как проблематичные и дополнительно исследованы с использованием PCA. Влияние этих эффектов рассматривается во втором подходе, многомерном методе. Использовалась регрессия *i*PLS, в которой были включены только соответствующие области спектра. Это улучшило точность прогнозирования. Результаты показывают, что обнаружение и оценка REE в горных породах и почвах возможны с использованием LIBS в сочетании с многомерной регрессией *i*PLS. Таким образом, использование мобильных LIB-спектрометров может потенциально способствовать поискам новых месторождений РЗЭ.

2. Для повышения прогностической способности метода дальнейшие исследования следует расширить за счет образцов из других месторождений. Особый интерес представляют

образцы, содержащие РЗЭ, которые имеют различные сопутствующие матрицы. Для будущих исследований можно использовать большие интервалы и комбинации отдельных интервалов с меньшим количеством компонентов. Для возможного применения в полевых условиях следует дополнительно изучить использование мобильного спектрометра. Если эти исследования окажутся успешными, многообещающей возможностью может стать перенос разработанных здесь методов в полевые условия.

III. ГРП С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРЯМОГО 3D-МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИНВЕРСИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ С БОЛЬШИМ ЦИКЛОМ ВО ВРЕМЕННОЙ ОБЛАСТИ [4].

1. Введение.

Поиски, особенно скрытого оруденения, опираются на экономически эффективные геофизические методы для получения распределения и геометрии рудных тел или рудоносных структур в масштабе месторождения. Электромагнитные методы (ЭМ) - это инструменты, которые оказались особенно полезными для характеристики электропроводности недр (или обратного ей удельного сопротивления), поскольку минерализация часто связана с аномалиями в свойствах электропроводности. Электромагнитный метод во временной области (или переходный электромагнитный, ТЭМ) является одним из наиболее часто используемых методов электромагнитных поисков из-за его высокой эффективности и высокого отношения сигнал/шум по сравнению с другими методами электромагнитной разведки.

Типичная ПЭМ-съемка отключает ток передатчика в замкнутом проводном контуре или в заземленной проводной линии, проложенной на поверхности; резкое изменение тока в проводе вызывает вторичные токи в недрах, и такие вторичные поля со временем затухают; приемники на поверхности измеряют электромагнитные поля как функцию времени; качественный и количественный анализ характера затухания электромагнитных полей предоставляет информацию о распределении электропроводности — более медленное затухание может указывать на присутствие рудных тел с высокой электропроводностью или геологические объекты, а измерения раннего и позднего времени соответствуют мелким и глубоким структурам соответственно. При поисках ПИ были опробованы все мыслимые конфигурации передатчика и приемника для ПЭМ для достижения оптимальной связи с целью. Есть две конфигурации, которые чаще всего используются на практике. Первая - это конфигурация центрального контура, в которой используются небольшой контур передатчика и катушка приемника в центре (или непосредственной близости) контура; передатчик и приемник перемещаются вместе и проводят измерения в нескольких местах. Такая конфигурация может освещать геологический объект из нескольких местоположений, получая наборы данных с высоким пространственным разрешением. Однако небольшой контур передатчика может не обеспечивать достаточного момента возбуждения источника (произведение площади контура и тока) для глубокого проникновения, а неровный рельеф или густая растительность могут значительно ограничить развертывание и перемещение системы. В результате была разработана конфигурация большого и фиксированного контура, так что был бы только один

(или несколько) стационарный контур (ы) передатчика, но несколько приемников могли бы проводить измерения внутри или вокруг контура (ов).

Метод интерпретации таких больших данных с фиксированным циклом ТЕМ претерпел эволюцию. Обычно данные собираются только в центральной области контура, где первичное магнитное поле на глубине разведки должно быть чисто вертикальным; таким образом, в предположении о одномерном слое земли индуцированный ток является чисто горизонтальным, а вторичное магнитное поле является самым сильным в вертикальной составляющей на поверхности. Это предположение значительно упрощает интерпретацию данных, поскольку концепция кажущейся проводимости четко определена, и временные каналы могут быть прямо преобразованы в глубины. Однако значительные боковые отклонения в геологии, с которыми часто приходится сталкиваться при ГРП, могут нарушить предположение и усложнить интерпретацию. Кроме того, когда приемники находятся вне контура источника, данные ТЭМ могут иметь отрицательные отклики на кривых затухания из-за нетривиальной геометрической связи; в результате скорость затухания переходных сигналов после отключения источника больше не указывает на подземную проводимость. Обычной практикой в горнодобывающей промышленности является использование моделирования пластин (или других простых геометрических объектов) для приблизительного воспроизведения откликов ТЕМ в 3D. Этот подход эффективен для определения положения, ориентации и геометрии компактных рудных тел правильной формы, но не может должным образом обрабатывать сложные объекты или несколько объектов одновременно.

Строгое 3D-моделирование и инверсия, которые дискретизируют подповерхностное пространство на множество небольших вокселей, были разработаны для моделирования сколь угодно сложной геологии. Теории количественной интерпретации данных ПЭМ хорошо зарекомендовали себя, поскольку был предложен ряд численных подходов для решения как прямых, так и обратных задач. Несмотря на успехи в теоретических исследованиях, к сожалению, 3D-моделирование и инверсия по-прежнему в основном отсутствуют на практике. Одной из наиболее очевидных причин является то, что вычислительные затраты, особенно время, необходимое для запуска программ моделирования, часто непомерно высоки. 3D-инверсия также подвержена более серьезным проблемам неединственности и сходимости в результате резко возросшего числа неизвестных по сравнению с одномерным или 2D. Такие проблемы становятся гораздо более сложными для ПЭМ с большой петлей, в которой подповерхностные слои освещаются только фиксированным образом; отрицательные данные о переходных процессах (смена знака) из-за выходящих из контура приемников и повышенная вероятность сложных отношений связи источник–цель–приемник увеличивают сложность

подбора данных с пересечением нулей, что требует тщательной настройки исходной модели и минимального уровня шума данных для обеспечения сходимости инверсии. Временные затраты, проблемы со стабильностью и несколько успешных примеров ноу-хау - все это является причиной медленного внедрения 3D-воксельного моделирования и инверсии в практику ГРП.

В настоящем исследовании пропагандируется применение технологии прямого 3D- и обратного моделирования в практике ГРП путем документирования тематического исследования ТЕМ с большим циклом. В частности, преодолеваются трудности с вычислительным временем с помощью нового алгоритма параллельного решения, называемого “декомпозиция обзора”. Кроме того, ускоренное 3D-моделирование облегчает исследование явления отрицательных данных о переходных процессах ТЕМ, которые считаются причиной нестабильности в 3D-воксельной инверсии, и помогает найти более численно стабильную начальную модель проводимости для инверсии. В заключение демонстрируется, как точно настроенная 3D-инверсия ТЕМ выявляет оруденение, которое характеризуется высокой боковой неоднородностью, которую обычные методы интерпретации данных ТЕМ не могут должным образом отобразить.

2. Геологические условия.

Район добычи полиметаллических руд Шизуй в Гуаннинге, провинция Гуандун, расположен на юго-восточном краю Гуандунско–Гуйлиньского поднятия, к северо–западу от зоны разломов Учунань–Сихуэй и к северу от Гуаннинского антиклинория. Район состоит из кремнистых пород, кварцевых песчаников, кембрийских черных сланцев и вторгшихся гранитоидов (рис. 1).

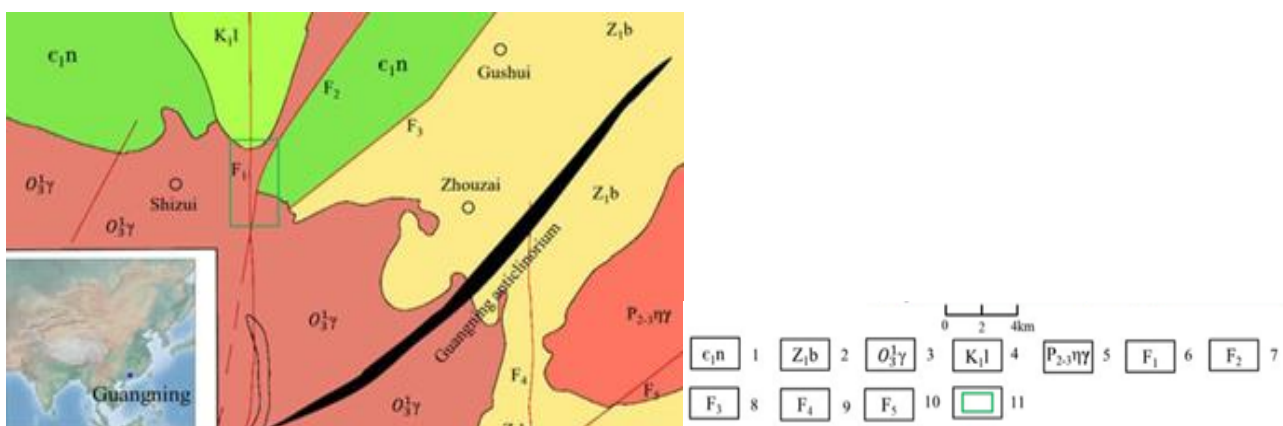


Рис. 1. Региональная геологическая карта.

1. Кембрийская система; 2. Синская система; 3. магматит; 4. Формация Луодун; 5. монзонитовый гранит; 6-10. разломы; 11. рудный район Шизуй.

СВ и СЮ разломы отражают тектоническую историю и являются основными рудоносными структурами в регионе, вмещающими полиметаллическое оруденение. Вмещающие породы сложены кремнистыми филлитами, кварцевыми песчаниками, черными сланцами и небольшим количеством разрушенных кварцевых даек и углеродистых брекчий. Гидротермально-метасоматические изменения представлены лимонитизацией, кремниением, пиритизацией и халькопиритизацией.

В районе были взяты образцы горных пород для измерения электрических свойств. Обычно они имеют высокое удельное сопротивление, варьирующееся от 8000 Ом\м до 20 000 Ом\м, в среднем около 13 000 Ом\м (8 фрагментов ордовикских гранитов). Электропроводность формаций колеблется от 46 Ом\м до 200 Ом\м, в среднем около 100 Ом\м (16 песчаников и черных сланцев).

3. Сбор полевых данных.

Съемка ТЕМ, проведенная Геофизической разведкой провинции Гуандун, состоит из множества параллельных линий NW–SE, пересекающих основные региональные разломы и границы формаций. Полевая команда внедрила конфигурацию ПЭМ, которая сочетает в себе большой фиксированный контур и подвижный центральный контур. В новой конфигурации используется прямоугольный контур (750×150 м), вытянутый и расположенный вдоль направления линии; в центральной области исходного контура размещены несколько вертикальных приемников с катушками, разделенных расстоянием 10 м, для измерения производной по времени вертикального магнитного поля (dBz/dt) в качестве данных ТЕМ; после завершения измерений в этих положениях приемника прямоугольный контур переходит к следующему участку, пока не закончится вся линия длиной 1820 м (рис. 2).

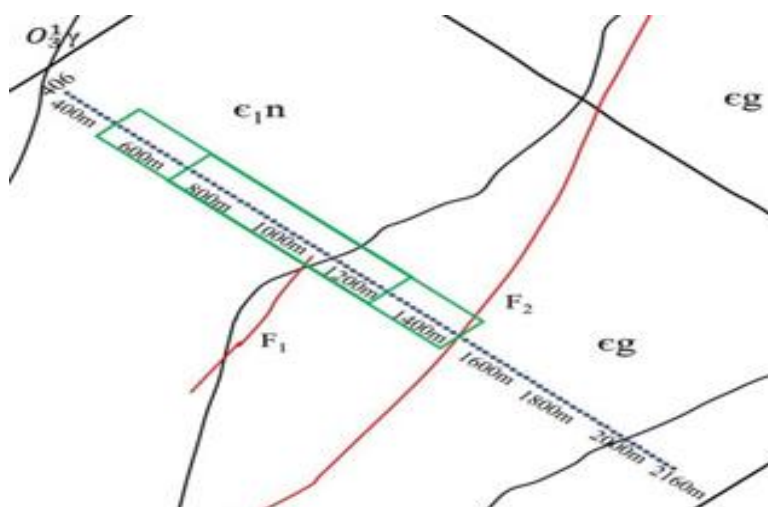


Рис. 2. Схема ТЕМ-съемки с прямоугольным контуром.

Зелеными линиями обозначены два из шести контуров использованных источников инверсии.

Основная причина наличия такого количества точек приема внутри передающей катушки заключается в увеличении поперечного разрешения, обеспечении пространственного охвата вдоль линии съемки и предотвращении ошибок при получении наблюдений в некоторых точках измерения. Точки измерения находятся в центральной области контура, где вертикальная составляющая первичного поля в основном постоянна. Таким образом, контур настолько длинный, что близость к проводу контура существенно не влияет на данные.

Инструментом, использованным при съемке, была система GDP-32II производства Zonge International, Аризона. По контуру источника подается ток напряжением 6А в виде волны с нарастанием частоты 0,12 мс. Катушка приемника имеет эффективную площадь 10^4 м^2 и измеряет данные dBz/dt в 28 временных каналах от 0,05262 до 24,291 мс. На линии 406 были последовательно развернуты шесть больших прямоугольных контуров, покрывающих диапазон от станции 340 до 2160 (в метрах). Зеленые длинные прямоугольники на рисунке 2 показывают второй и третий контуры передатчика, использованные при съемке. Некоторые станции многократно измеряются для разных контуров источника для обеспечения непрерывности. Исходные данные нормируются по эффективной площади и току приемника для построения графика и анализа.

Полученные данные ПЭМ вдоль линии 406 характеризуются двумя различными формами кривой затухания (рис. 3).

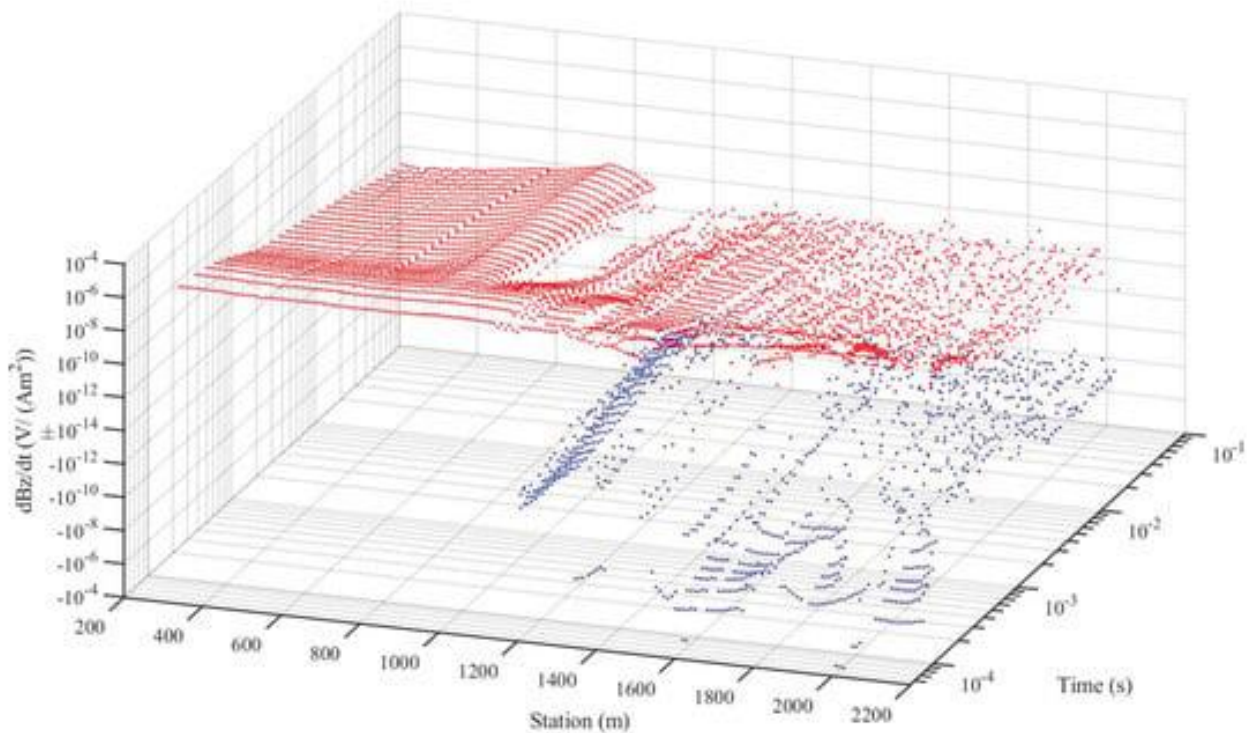


Рис. 3. Измеренные данные ТЭМ вдоль линии 406.

Красная и синяя точки представляют положительные и отрицательные данные соответственно.

Данные ПЭМ на приемниках от начала линии до станции 980 ведут себя нормально с плавным и относительно медленным затуханием, все выше уровня шума, что указывает на более проводящую подповерхностную среду (рис. 4).

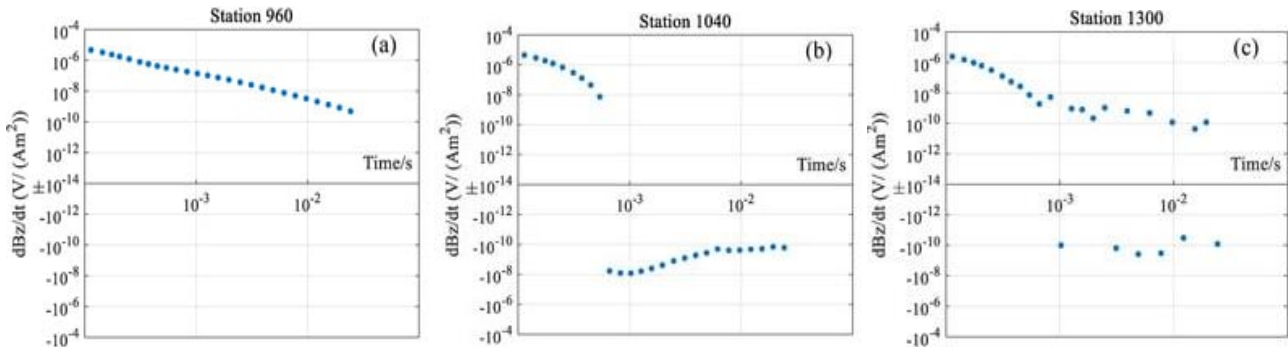


Рис. 4. Затухание данных ТЭМ на приемных станциях. (а) Станция 960; (б) Станция 1040; (с) Станция 1300.

Напротив, данные от станции 990 до конца линии содержат большое количество негативных переходных данных и примерно на 7% ниже уровня шума. Отрицательные данные обычно представлены в виде двух типов. Первый тип характеризуется быстрым затуханием до слабых сигналов ниже уровня шума около 10^{-10} В/(Ам²) в каналах позднего времени (рис. 4с); второй тип, как наиболее очевидный вблизи станции 1000, демонстрирует переход от положительного сигнала к отрицательному при достаточно высокой мощности сигнала (рис. 4б). Район исследования находится в горной местности с минимальным культурным шумом и помехами от инфраструктуры. Повторные измерения подтвердили, что негативные временные данные второго типа не вызваны неисправностью прибора или шумом окружающей среды и должны иметь геологические причины. Изменение скорости распада от медленной к быстрой, как показано на графике данных, согласуется с изменением типа пород от более проводящих к более резистивным. Затем количественно интерпретируются данные, используя строгое прямое 3D-моделирование и инверсию, с акцентом на переходную зону вблизи станции 1000, где негативные переходные процессы наиболее заметны.

4. Алгоритмы 3D-моделирования и инверсии.

4.1. Прямое 3D-моделирование.

Полевые данные в районе Шизуй были получены вдоль линий, но это не делает недействительным моделирование, поскольку влияние геометрии источника и топографии может быть полностью учтено в 3D. Численные подходы к прямой задаче в основном соответствуют вычислительной структуре для ЭМ во временной области с реализацией кодирования на C++. В квазистатическом режиме, пренебрегающем током смещения, законы Фарадея во временной области и Ампера записываются в виде:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \times \mu^{-1} \mathbf{B} = \sigma \mathbf{E} + \mathbf{J}_s \quad (2)$$

Где $\mathbf{B}$ - интенсивность магнитного потока в Теслах, $\mathbf{E}$ - электрическое поле в В/м, $\mathbf{J}_s$ - плотность тока в А/м², создаваемая внешними источниками, μ - магнитная проницаемость в Н/м и σ - электропроводность в С/м. Аппроксимируя производную по времени конечными разностями с использованием обратного метода Эйлера, получаем систему второго порядка для магнитного потока

$$\nabla \times \sigma^{-1} \nabla \times \mu^{-1} \mathbf{B}^{i+1} + \frac{\mathbf{B}^{i+1}}{\delta t} = \nabla \times \sigma^{-1} \mathbf{J}_s^{i+1} + \frac{\mathbf{B}^i}{\delta t} \quad (3)$$

где верхний индекс i обозначает магнитный поток в момент i времени.

Пространственная область моделирования дискретизирована 3D прямолинейной сеткой для простоты использования и численной стабильности на практике. Дифференциальные операторы в уравнении (3) аппроксимированы методом конечных объемов (FVM) на шахматной сетке, в которой электрическое поле и магнитный поток обозначены краями и гранями соответственно. Этот алгоритм дискретизирует произвольные линейные источники, заданные серией путевых точек, на множество небольших электрических диполей, затем перераспределяет дипольные моменты на окружающие края сетки с использованием трилинейной интерполяционной проекции. Аналогичная проекция также используется для расчета магнитного потока в произвольных положениях сетки. Естественное граничное условие применяется ко всем шести внешним границам.

Дискретизация уравнения (3) дает линейную систему уравнений на каждом временном шаге:

$$\mathbf{A}^{i+1}(\sigma, \delta t^{i+1}) \mathbf{B}^{i+1} = u(\mathbf{J}_s^{i+1}, \mathbf{B}^i, \sigma, \delta t^{i+1}) \quad (4)$$

Большие вычислительные затраты на 3D-моделирование обусловлены двумя источниками. Во-первых, матрица коэффициентов $\mathbf{A}$ в уравнении (4) большая, разреженная и полна нулевых пробелов, что делает численное решение уравнения (4) громоздким. Во-вторых, уравнение (4) должно решаться на каждом временном шаге в течение всего переходного процесса. В результате однократное прямое 3D-моделирование может занять десятки минут или часов, замедляя процесс сбора данных, контроля качества и анализа. Для содействия практическому применению технологии 3D применен метод декомпозиции съемки (SD), основу для массового распараллеливания и ускорения 3D-электромагнитного моделирования с использованием концепций “сопоставления масштабов” и “локальной дискретизации”. Янг и Ольденбург (2016) представили базовую теорию декомпозиции съемок (SD) вместе с

примерами, подтверждающими корректность структуры. Со временем SD отказывается от последовательного перехода по времени от ранних к поздним временным каналам; вместо этого он находит характерный размер временного шага, адаптированный к шкале для каждого временного канала, затем переходит от начала к желаемому временному каналу, используя его характерный размер шага (локальная дискретизация по времени), так что несколько временных каналов на одном приемнике могут вычисляться независимо параллельно. Обширные источники, такие как большая петля, требуют большого объема моделирования, что приводит к большому количеству ячеек. Таким образом, SD рассматривает большой контур как линейную комбинацию множества магнитных диполей (рис. 5).

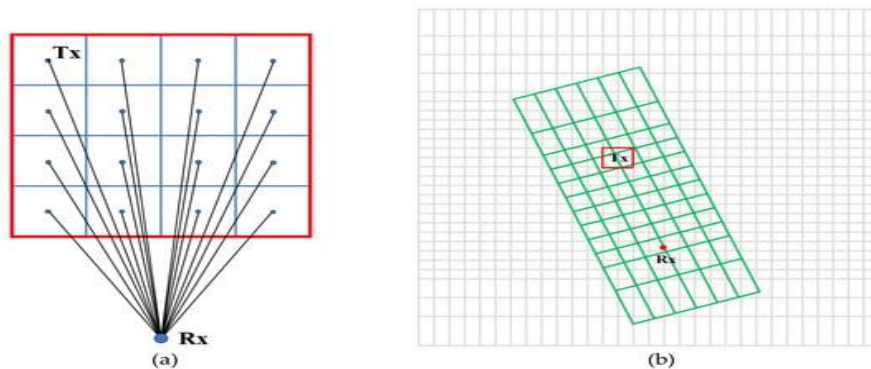


Рис. 5. Диаграмма декомпозиции результатов разведки.

(a) декомпозиция большого квадратного контура и сопряжение магнитных дипольных источников (Tx) и приемника (Rx); (b) схема эффективной локальной сетки одной из пар источник–приемник.

Сетки, выделенные серым и зеленым, представляют собой глобальную и локальную сетки соответственно.

Отклики ТЭМ как на встроенных (рис. 2), так и на внешних (рис. 5а) приемниках из-за одного источника магнитного диполя могут быть более эффективно вычислены с использованием локальной сетки, которая ориентирована и оптимизирована только для этой конкретной пары источник-приемник в данном временном канале (рис. 5б), также известна как подзадача S-R-T (Источник-Приемник-Время). Конечные результаты моделирования представляют собой тривиальный набор многих независимых и легко решаемых S-R-T подзадач (например, 16 подзадач на рис. 5а). С помощью этих измерений в SD и современных параллельных прямых решениях (например, PARDISO), которые использованы здесь, типичное 3D-моделирование может быть выполнено с высокой точностью за считанные секунды. Прямой код, наряду с подходом SD, был сравнен с аналитическим решением однородного полупространства и полуаналитическим решением модели слоя, и он может соответствовать требованиям к точности вычислений. Также были проведены тесты точности с некоторыми другими 3D-решениями, включая FDTD, BEDS-FDTD и подпространство Крылова со сдвигом и инверсией (SAI) на 3D-моделях с контрастом проводимости до 1:10 000 в Arnason (1999), и полученные результаты были в полном согласии с другими.

4.2. Алгоритмы 3D-инверсии.

Наша инверсия построена на методе регуляризации Тихонова. Целевая функция, подлежащая минимизации, состоит из двух компонентов: термина несоответствия данных и термина нормы модели:

$$\Phi = \frac{1}{2} \|\mathbf{W}_d[\mathbf{F}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}]\|_2^2 + \beta \frac{1}{2} \|\mathbf{W}_m(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)\|_2^2 \quad (5)$$

Где $\mathbf{W}_d$ - матрица взвешивания данных, указывающая относительную важность каждой исходной информации, $\mathbf{W}_m$ - матрица взвешивания модели, наказывающая отклонение модели от эталонной $\mathbf{m}_0$ и отклонения модели в направлениях x, y и z, $\mathbf{F}(\mathbf{m})$ - смоделированный отклик текущей модели, $\mathbf{m}$ и β - параметр регуляризации, уравнивающий относительную важность данных несоответствие и образцовая норма.

В этом исследовании использование мер на основе L-2 в уравнении (5) подразумевает, что шум в данных имеет нормальное распределение, и ожидается, что восстановленная модель будет максимально плавной при соблюдении данных.

Вычисляется градиент уравнения (5), равный нулю:

$$\mathbf{g}(\mathbf{m}) = \mathbf{J}(\mathbf{m})^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d [\mathbf{F}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}] + \beta \mathbf{W}_m^T \mathbf{W}_m (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) = 0 \quad (6)$$

Где $\mathbf{J}(\mathbf{m})$ - якобиан или матрица чувствительности, зависящая от модели $\mathbf{m}$ в нелинейных задачах.

Из-за нелинейности решение уравнения (6) должно быть получено итеративно. Выражая текущую модель в виде $\mathbf{m}^k$ и используя метод Гаусса–Ньютона, можно вычислить обновление модели $\delta \mathbf{m}^{k+1}$ на k+1-й итерации, решив:

$$\left[\mathbf{J}(\mathbf{m}^k)^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d \mathbf{J}(\mathbf{m}^k) + \beta \mathbf{W}_m^T \mathbf{W}_m \right] \delta \mathbf{m}^{k+1} = -\mathbf{g}(\mathbf{m}^k) \quad (7)$$

Уравнение (7) обычно решается итеративно с помощью решений с сопряженным градиентом (CG), которые требуют только $\mathbf{J}$ и $\mathbf{J}^T$ вектор. Неявный метод был более предпочтительным, потому что $\mathbf{J}_V$ и $\mathbf{J}_{TV}$ будет доступна после того, как будут получены решения и не требуется для работы с плотной матрицы $\mathbf{J}$. На практике, инверсия нередко начинает с большой β , поэтому модель является простой и гладкой и данные являются неправильно подобранные на ранних итерациях; на последующих итерациях, β уменьшается, чтобы больше структуры, которые будут построены для лучших данных до тех пор, пока несоответствия ниже установленного целевого уровня.

5. Анализ прямого 3D-моделирования.

Многие исследования показали, что данные ПЭМ с центральным контуром по одномерной слоистой модели проводимости не должны показывать отрицательных переходных процессов или смены знака, если только не присутствует эффект сильной индуцированной поляризации

(IP). В полевых данных, данные ПЭМ с центральным контуром с эффектом IP имеют две особенности. Во-первых, данные вдоль линии съемки могут показывать симметричное распределение при пересечении объекта. Во-вторых, данные ТЭМ над объектом, подлежащим анализу, имеют более высокие значения на ранних этапах и более низкие (даже отрицательные) значения на поздних этапах, иногда называемые “изменением формы”. Полевые данные, приведенные в данном исследовании, не похожи ни на одну из известных функций IP. Признавая, что минерализация часто может быть связана с эффектом IP, считается, что эффект, отличный от 1D, в основном ответственен за негативные переходные процессы из-за сильной боковой неоднородности, о которой свидетельствуют геологическое картирование, данные об удельном сопротивлении образцов горных пород и резкое изменение характера распада ТЕМ. Быстрое 3D-моделирование ТЕМ с использованием декомпозиции съемки эффективно сокращает время вычислений до секунд или минут, поэтому возможно проводить быстрые тесты моделирования такого гипотеза даже во время операции съемки, если они подключены к вычислительным ресурсам.

Далее демонстрируется продвижение понимания необычных спадов в данных ТЕМ Shizui с помощью синтетических концептуальных моделей и упражнений по прямому 3D-моделированию, и как прямой анализ может иметь решающее значение для успешного обратного моделирования.

5.1. Модель бесконечного вертикального контакта.

Характер затухания данных ТЭМ резко меняется примерно на станции 1000. Таким образом, наилучшее начальное предположение, первая группа синтетических моделей состоит из двух четверть пространств, одного проводящего, а другого резистивного, которые вместе образуют полупространство, представляющее подповерхностный слой, а геологический контакт четверть пространств расположен на высоте $X = 1000$ м (рис. 6).

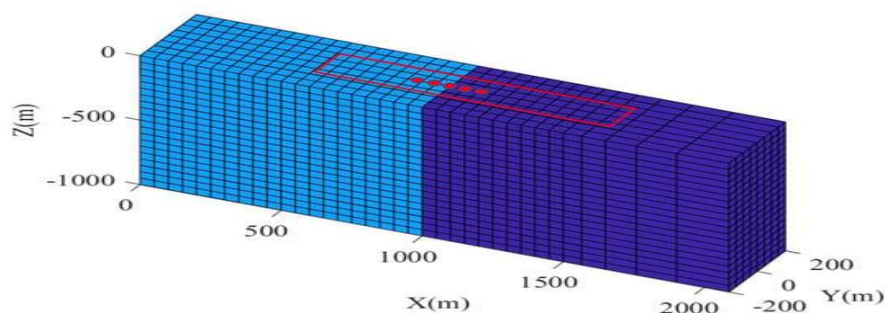


Рис. 6. Синтетическая модель вертикального контакта.

Четверть пространства темно-синим цветом обозначает резистивный блок 10^{-4} С/м, а светло-синим - проводящий террейн, проводимость которого равна 0,01, 0,1, 1 и 10 С/м для моделей 1, 2, 3 и 4 соответственно.

Красной линией обозначен контур источника; красными точками отмечены местоположения приемников.

Устанавливается проводимость резистивного блока, равная 10^{-4} См/м и изменяется проводящий блок, равный 10^{-2} , 10^{-1} , 10^0 и 10^1 См/м в качестве моделей 1, 2, 3 и 4 соответственно.

Поперек геологического контакта проложен прямоугольный контур источника размером 750×150 м. Пять приемников, распределенных симметрично вокруг контакта, размещены вдоль центральной линии контура на $X = 900, 950, 1000, 1050$ и 1100 м; приемник в середине установлен на границе контакта на $X = 1000$ м. Мы используем те же параметры съемки в полевых данных для наших синтетических исследований. Глобальная 3D-сетка, используемая для размещения модели, имеет уточненную сетку вокруг местоположений источника и приемника с наименьшим размером ячейки $50 \times 50 \times 50$ м; размер ячейки геометрически расширяется от уточненной сетки примерно до расстояния $20\,000$ м; предполагается плоская поверхность без рельефа, но воздух моделируется несколькими слоями ячеек, которым присвоена проводимость 10^{-8} С/м.

Для прямого 3D-моделирования используется структура декомпозиции съемки (SD), чтобы ускорить вычисления и возвращать результаты за секунды или минуты. Для TEM с большим циклом декомпозиция выполняется как во времени, так и в пространстве. Например, на приемнике на расстоянии $X = 1000$ м 25 временных каналов моделируются независимо и параллельно с характерным временным шагом (Δt) $7,21 \times 10^{-6}$ и $6,0728 \times 10^{-4}$ с для самого раннего и самого позднего временных каналов соответственно. Для моделирования каждого временного канала прямоугольный контур источника дополнительно разделяется на меньшие вертикальные магнитные диполи, чтобы минимизировать локальную сетку. Разложение контура также зависит от времени; в этом примере самый ранний и самый последний временные каналы запрашивают, чтобы контур 750×150 м рассматривался как суперпозиция 45 и 2 вертикальных магнитных диполей соответственно. Затем каждый магнитный дипольный источник соединяется с приемником и вычисляется для данного конкретного временного канала на локальной сетке, размер ячейки и области которой также оптимизирован для данного конкретного масштаба электромагнитной индукции. В таблице 1 представлена декомпозиция данных съемки, связанных с приемником на расстоянии $X=1000$ м. Результатом всего моделирования является 1755 независимых подзадач, каждая из которых требует среднего вычислительного времени около 10с на 40-ядерном серверном узле. При параллельном решении на 50 узлах HPC-платформы “Taiyi” в SUSTech общее время составляет около 3,82 мин, что достаточно быстро для анализа модели и ее откликов методом проб и ошибок. Использование более тысячи узлов, если таковые имеются, может ускорить вычисление 3D-моделей практически в режиме реального времени.

Табл. 1.

Декомпозиция синтетического прямого моделирования в одном месте расположения приемника.

Time Channel (s)	Δt (s)	Number of Magnetic Dipole Sources	Cells in Local Mesh	CPU Time of One Subproblem (s)
1.442×10^{-4}	7.21×10^{-6}	45	28,800–29,760	7
1.747×10^{-4}	8.735×10^{-6}	42	28,800–30,720	7
2.052×10^{-4}	1.026×10^{-5}	39	29,760–31,620	8
2.504×10^{-4}	1.252×10^{-5}	36	29,760–31,620	8
3.116×10^{-4}	1.558×10^{-5}	33	30,720–32,640	8
3.727×10^{-4}	1.8635×10^{-5}	30	30,720–32,674	8
4.482×10^{-4}	2.241×10^{-5}	18	31,680–33,728	9
5.399×10^{-4}	2.6995×10^{-5}	16	32,640–34,782	9
6.599×10^{-4}	3.2995×10^{-5}	14	33,660–35,836	9
8.271×10^{-4}	4.1355×10^{-5}	14	34,680–35,836	9
1.0249×10^{-3}	3.416×10^{-5}	12	35,700–36,890	9
1.2672×10^{-3}	4.224×10^{-5}	12	35,700–36,890	9
1.5709×10^{-3}	5.236×10^{-5}	5	36,720–37,800	10
1.9633×10^{-3}	6.544×10^{-5}	5	36,750–37,800	10
2.4785×10^{-3}	8.262×10^{-5}	4	37,800	10
3.1166×10^{-3}	1.039×10^{-4}	4	37,800	10
3.9047×10^{-3}	1.302×10^{-4}	3	37,944	10
4.8908×10^{-3}	1.6303×10^{-4}	3	39,060	11
6.1464×10^{-3}	2.0488×10^{-4}	3	40,320	11
7.7398×10^{-3}	2.5799×10^{-4}	3	41,616	11
9.7119×10^{-3}	3.2373×10^{-4}	2	42,768	12
1.2196×10^{-2}	3.049×10^{-4}	2	44,064	12
1.5348×10^{-2}	3.8370×10^{-4}	2	45,928	12
1.9306×10^{-2}	4.8265×10^{-4}	2	46,656	13
2.4291×10^{-2}	6.0728×10^{-4}	2	49,248	14

Моделирование первой группы моделей подтверждает, что большой поперечный контраст проводимости может привести к изменению знака в наблюдаемых данных ТЭМ, когда контур источника пересекает контактную границу. Когда проводящий слой составляет 10^{-2} См/м в модели 1, которая имеет наименьший контраст проводимости, все пять приемников наблюдают положительные затухания (рис. 7).

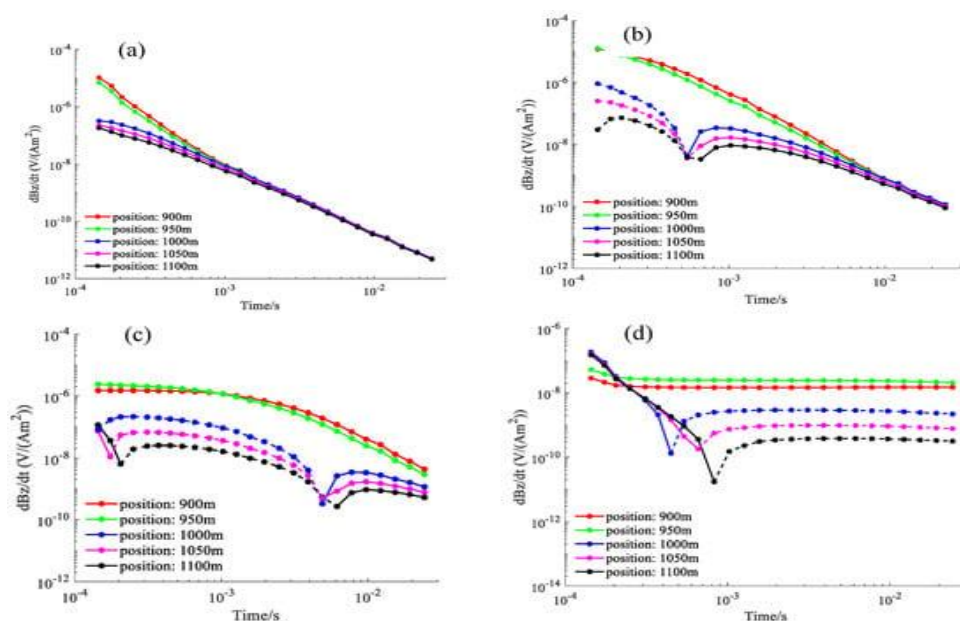


Рис. 7. Данные 3D-моделирования для группы синтетических моделей (a-d).

Сплошными и пунктирными линиями обозначены положительные и отрицательные данные соответственно.

Однако, если проводимость продолжает увеличиваться, например, в моделях 2, 3 и 4, виден разворот знака на приемниках не непосредственно над проводящим блоком (рис. 7b-d). Приемники над проводящим блоком всегда имеют положительные затухания, и скорости затухания отражают изменение проводимости, как и ожидалось.

Дальнейшее изучение закономерностей затухания для различных проводимостей выявляет сложную связь и индуктивное взаимодействие между прибором и геологическими особенностями, которые приводят к различным переходным процессам с обратным знаком, включая отрицательно-положительные (модель 2), положительно-отрицательно-положительные (модель 3) и положительно-отрицательные (модель 4), в зависимости от конкретных геоэлектрических условий. Эти эксперименты по численному моделированию, основанные на быстром 3D-моделировании, подразумевают, что данные, полученные на станциях вблизи good conductor, также могут содержать важную информацию о его проводимости, иногда не в виде скорости затухания, а в форме изменения знака. Такая чувствительность желательна с точки зрения достижения высокой обнаруживаемости; данные резко изменяются при изменении модели, но это создает серьезные проблемы со стабильностью для возможности восстановления; инверсия может быть захвачена локальным минимумом, если инициирована из фоновой модели, недостаточно близкой к истинному ответу, как показано далее.

5.2. Модель вертикального контакта с блоком.

Измерения удельного сопротивления пород показывают, что относительно проводящие формации имеют среднюю проводимость около 0,01 С/м. Однако для численного моделирования требуется, чтобы проводящее четвертичное пространство составляло около 10 С/м, чтобы иметь положительно-отрицательный переходный процесс. Такая высокая проводимость очень редка в породах в больших объемах. Таким образом, обоснованно предполагается, что вмещающая формация может содержать изолированные пятна с высокой проводимостью (10 С/м), в то время как большая часть этой формации все еще обладает промежуточной проводимостью (0,01 С/м). Для проверки достоверности этой концептуальной модели создана вторая группа синтетических моделей путем добавления очень проводящего блока к четверти пространства 0,01 С/м, представляющего проводящий блок. Блок, непосредственно соприкасающийся с резистивным блоком и выходящий на поверхность, имеет размеры 500, 400 и 400 м в направлениях x , y и z соответственно (рис. 8). Конфигурации и параметры съемки остаются теми же, что и в предыдущем подразделе.

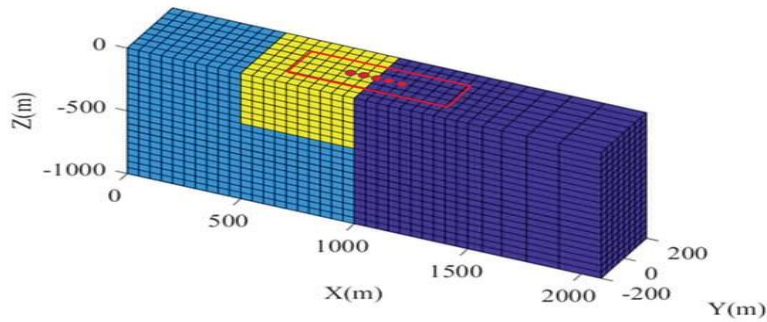


Рис. 8. Синтетическая модель вертикального контакта с блоком.

Темно-синяя область - полоса с сопротивлением 10^{-4} С/м, светло-синяя - полоса с электропроводностью 10^{-2} С/м, а желтая - блок с проводимостью 10 и 100 С/м для моделей 5 и 6 соответственно. Красная линия - контур источника; красные точки - приемники.

Чтобы воспроизвести положительно–отрицательный характер переходных процессов, наблюдаемых в полевых данных, с разумной моделью проводимости, для второй группы синтетических моделей проводимости блока присваивается значение 10 и 100 С/м в качестве моделей 5 и 6 соответственно. Численная настройка и время вычислений, требуемые этими моделями, аналогичны таковым для моделей 1-4.

Результаты 3D–моделирования с блоком, добавленным к контактной модели, показывают положительно–отрицательные переходные процессы в местах расположения приемников вне проводника, тогда как данные непосредственно над проводящим блоком имеют полностью положительное затухание, что согласуется с закономерностями в полевых данных (рис. 9).

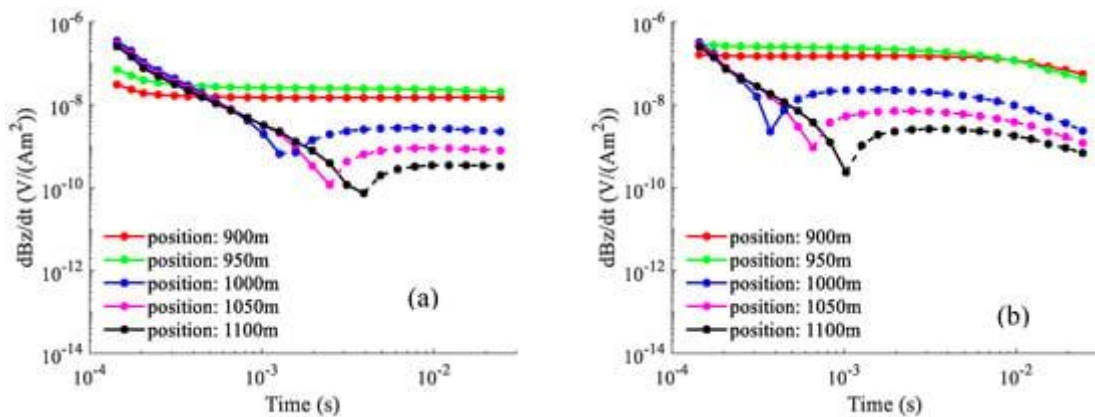


Рис. 9. Данные 3D-моделирования для второй группы синтетических моделей (a, b)

Сплошными и пунктирными линиями обозначены положительные и отрицательные данные соответственно.

Установлено, что время смены знака зависит от положения приемника и проводимости блока; момент положительного–отрицательного перехода наступает раньше, если приемник находится ближе к проводящему блоку или если блок более проводящий. В полевых данных изменение знака обычно происходит за 10^{-3} секунды, поэтому модель 6 с электропроводностью блока 100 С/м можно рассматривать как более репрезентативную модель реальности (рис. 9б), хотя точные границы блоков породы должны быть уточнены с помощью инверсий.

Проводимость и размер блока могут быть нереалистичными. Блок высокой проводимости необходим для качественной подгонки полевых данных, тогда как в действительности истинная модель может иметь умеренную проводимость со сложной 3D-геометрией. Дополнительные симуляции с заглубленными, более глубокими и мелкими проводящими блоками генерируют только положительные переходные процессы во всех местах расположения приемников, которые несовместимы с закономерностями в полевых данных. По этим причинам модель 6 рассматривается как оптимальный кандидат для целей интерпретации данных ПЭМ с обратным знаком.

6. 3D-инверсия полевых данных.

Анализ численного моделирования с использованием быстрого прямого 3D-моделирования выявил сложность данных ПЭМ с большим контуром при наличии сильных поперечных колебаний электропроводности. Обычные методы интерпретации с использованием кажущейся проводимости, постоянной затухания или одномерной слоистой инверсии земли, безусловно, не сработают в таких обстоятельствах. Моделирование пластин или блоков может фиксировать трехмерную геометрическую связь первого порядка между приборами и геологическими объектами, иногда корректно воспроизводя изменение знака, но ему не хватает гибкости для добавления мелкомасштабной и нерегулярной структуры в модель для приемлемого соответствия данных. В этом исследовании демонстрируется, как 3D-инверсии вокселей могут играть ключевую роль в количественной интерпретации сложных полевых данных ТЕМ, и как результат инверсии предоставляет важную информацию геологического значения.

Данные со второго и третьего прямоугольных контуров источников охватывают диапазон от станции 730 до 1300 на расстоянии 10 м (рис. 2). Предполагается, что относительная погрешность всего набора данных составляет 5% из-за случайного шума; абсолютный уровень шума составляет 10^{-10} В/(Ам²). Данные ПЭМ по резистивному блоку быстро затухают до уровня ниже минимального уровня шума, поэтому некоторые поздние данные канала, даже со случайно высокой амплитудой, считаются ненадежными и исключаются из инверсии. Для построения рельефа в 3D-модели получается реалистичная цифровая модель рельефа исследуемой территории. В целом, топографические факторы оказывают относительно значительное влияние на данные об электрическом поле, но не так сильно на данные dB/dt, поскольку магнитное поле определяется электрическим током, который непрерывно протекает по поперечным границам раздела проводимости. Таким образом, топография

аппроксимируется ячейками сетки, расположенными по лестнице; ячейкам в воздухе присваивается постоянная 10^{-8} С/м и фиксируется в инверсии.

3D-инверсия использует регуляризацию ограничения гладкости, основанную на методе Гаусса–Ньютона. Следуя общепринятой процедуре и предполагая отсутствие предварительных знаний о недрах, сначала выполняется инверсия, используя однородную среду с сопротивлением $1,25 \times 10^4$ С/м в качестве исходной и эталонной модели. Общее ожидание от регуляризованных инверсий, решаемых итеративно, заключается в том, что несоответствие данных постепенно уменьшается по направлению к цели сходимости с увеличением сложности модели (норма модели), отражая непрерывный переход от "плохого соответствия данных и простой модели" к "хорошему соответствию данных и сложной модели". В идеале желаемое несоответствие конечных данных должно составлять приблизительно единицу после нормализации на общее количество данных. К сожалению, в нашей первой инверсии сходимость несоответствий данных останавливается после 16 итераций, поскольку общее снижение несоответствий данных составляет всего 7%, хотя норма модели увеличилась с 0 до более чем 10^6 (рис. 10).

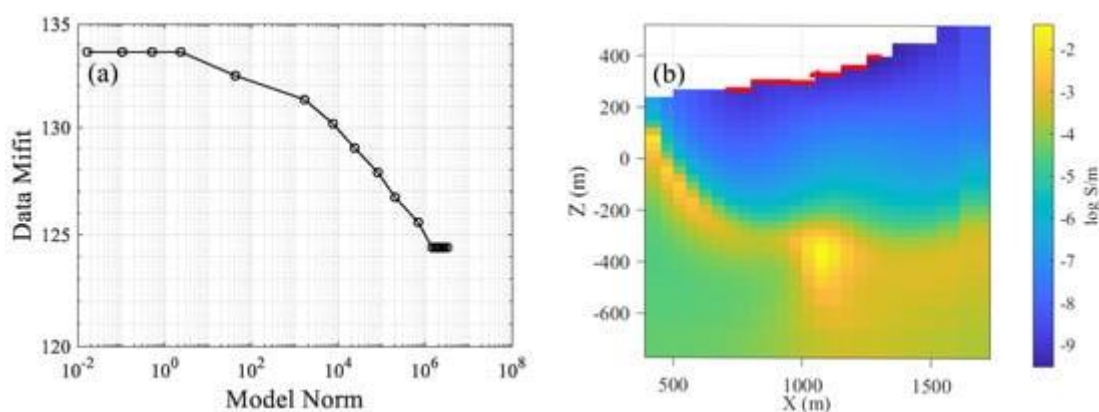


Рис. 10. Первая инверсия с использованием однородной подповерхностной структуры в качестве исходной и эталонной моделей. (а) кривая Тихонова: норма модели в сравнении с несоответствием нормализованных данных с использованием точек для обозначения итераций; (б) восстановленная модель проводимости, разрезанная на поперечном сечении $Y=0$ м. Местоположения приемников отмечены красным цветом.

Результирующая модель электропроводности с неудовлетворительным соответствием данным изображает мощную резистивную формацию, перекрывающую несколько проводящих выпуклостей на глубине, структуру, не имеющую геологического значения и не указывающую на согласованность с ожидаемым контактом между формациями (рис. 10б). При таком большом несоответствии данных инверсия полностью не соответствует закономерностям затухания полевых данных ТЕМ. Также были исследованы различные проводимости (например, 0,01 С/м) для исходной модели и обнаружили, что инверсия всегда стремится к локальным минимумам.

Инициирование инверсии с использованием однородной модели является разумным и удобным выбором на практике. Однако сочетание большого контура и сильного бокового контраста значительно усложняет структуру данных, а также линейность и численную стабильность обратной задачи. Например, в первой группе синтетического моделирования временной канал 3×10^{-3} с на станции 1100 может меняться с положительного на отрицательный, затем на положительный по мере увеличения проводимости (рис. 7). Инверсия на основе градиента не учитывает, что дальнейшее увеличение проводимости может привести к еще лучшему соответствию данных за пределами локального минимума, хотя это означает временное ухудшение соответствия.

Анализ показывает, что 3D-электромагнитные инверсии часто требуют предварительного запуска; начинать инверсию с некоторой уже существующей структуры в фоновой модели, чтобы поиск модели начинался где-то в правильной области конвергенции. Такая стратегия оказалась необходимой и эффективной при 3D инверсии ТЕМ. Модель предварительного запуска не обязательно должна быть слишком сложной, и даже “примерно правильные” модели, такие простые, как несколько блоков, могут хорошо работать.

Для полевых данных ТЕМ в районе Шизуй, чтобы начать 3D-инверсию в правильной области конвергенции, модель 6 на рисунке 8 используется в качестве начальной и эталонной модели, поскольку она имеет положительно–отрицательный характер переходных процессов, который наиболее соответствует полевым данным. Модель "теплого старта" состоит из блока с сопротивлением 10^{-4} С/м и проводящего блока с высокой проводимостью 100 С/м, встроенного в промежуточный проводящий фон 10^{-2} С/м. Вторая инверсия с использованием стратегии "теплого запуска" сходится после 18 итераций с уменьшением несоответствия нормализованных данных с 78,56 до 1,06 и увеличением нормы модели не более чем на два порядка (рис. 11).

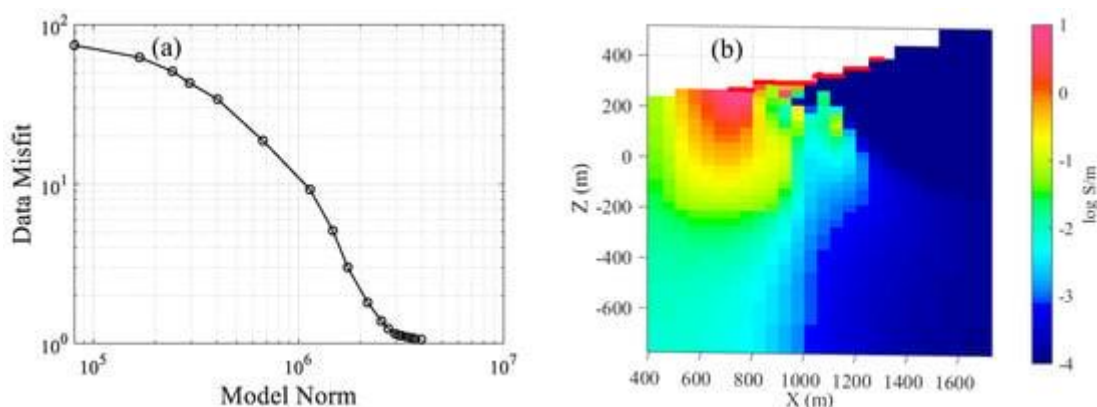


Рис. 11. Вторая инверсия с использованием стратегии "теплого старта".

(a) кривая Тихонова: в сравнении с несоответствием нормализованных данных с использованием точек для обозначения итераций; (b) восстановленная модель, разрезанная на поперечном сечении при $Y=0$ м.

Несоответствие данных достигло приемлемого уровня, поскольку большинство моделей распада как проводящих, так и резистивных блоков были хорошо подобраны (рис. 12).

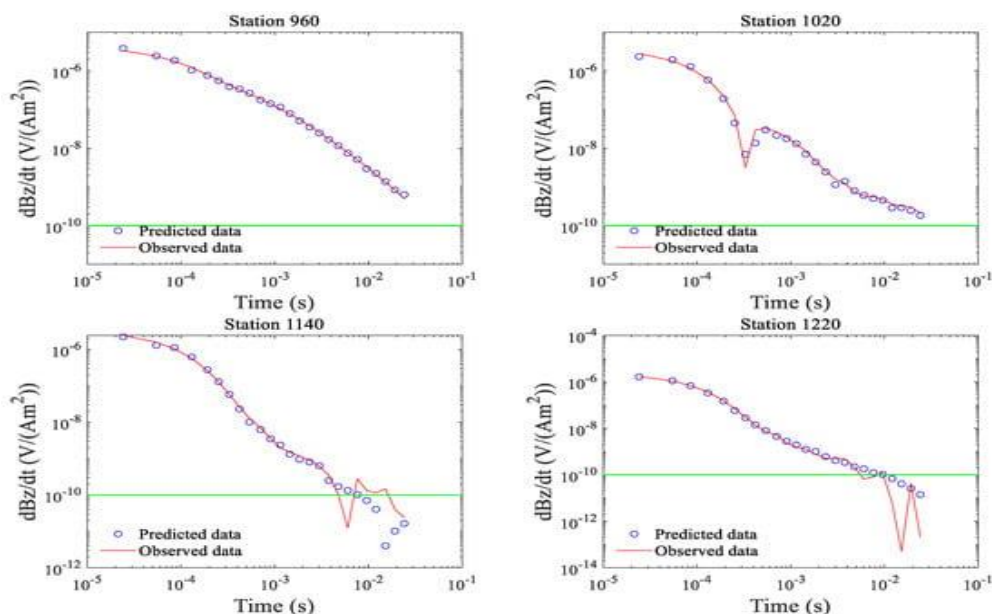


Рис. 12. Полевые данные ТЕМ, использованные при 3D-инверсии, и подгонка данных после инверсии. Зелеными линиями показан расчетный уровень шума.

В частности, положительно–отрицательный спад на станции 1020 точно воспроизводится с правильным временем смены знака. В будущем будет изучена возможность инвертирования полевых данных с использованием моделей проводимости и заряжаемости.

Восстановленная 3D-модель, как показано на поперечном разрезе под линией съемки, четко различает две стратиграфические единицы со значительно отличающейся проводимостью и их контактные поверхности (рис. 11б). Структура инверсионной модели первого порядка согласуется с моделью предварительного запуска, но с локальной корректировкой и сглаживанием, необходимыми для подгонки полевых данных и L2-нормы в термине регуляризации. Конечная модель, по сравнению с концептуально построенной исходной блочной моделью, намного более естественна и реалистична. Геологический контакт, характеризующийся двумя проводимостями, интерпретируется как граница между формациями и, как полагают, связан с процессами минерализации в результате гидротермальных изменений. Проводимость в модели иногда нереально высока и не соответствует значениям образцов горных пород. Причин может быть много. Например, доступные данные получены только с одной линии, поэтому восстановленная модель может быть эквивалентным представлением реальной модели с гораздо более сложными 3D-функциями. Дополнительные данные ГРП и геологические ограничения могут помочь усовершенствовать модель в будущем.

Описание трехмерной структуры контакта в нескольких сотнях метров под поверхностью предоставляет важную морфометрическую информацию об изменениях для понимания минерализации и ее потенциала (рис. 13).

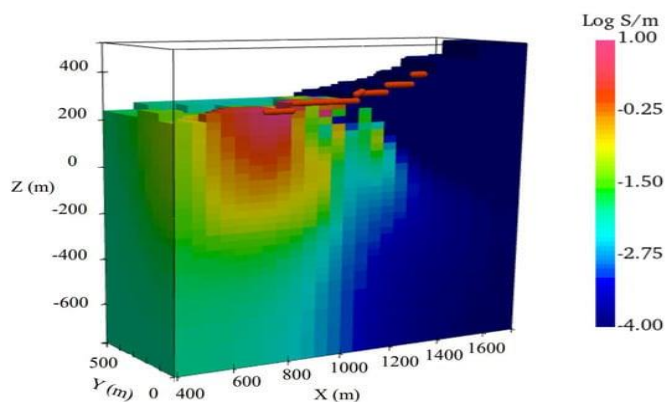


Рис. 13. Окончательная 3D-модель электропроводности с реалистичной топографией в 3D.
Красные точки указывают местоположения приемников, участвующих в инверсии.

В качестве независимой проверки получаем другую геоэлектрическую модель, реконструированную с использованием данных CSAMT (магнитотеллурических данных с контролируемым источником звука) (рис. 14).

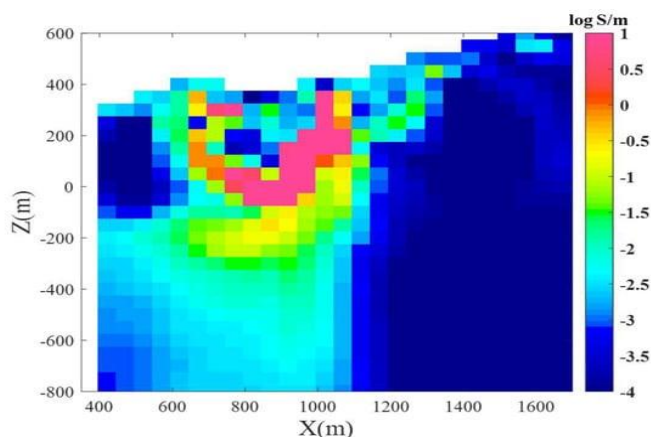


Рис. 14. Поперечное сечение модели проводимости CSAMT.

Поперечное сечение CSAMT предполагает аналогичную структуру проводимости, поскольку вертикальный контакт вблизи станции 1000 четко показан от поверхности до глубины, а вертикальный и горизонтальный диапазоны верхнего проводника близки к таковым в модели TEM. Модель CSAMT относительно богата мелкомасштабными вариациями проводимости, отчасти потому, что данные CSAMT включают измерение данных электрического поля, которое, как известно, очень чувствительно к локальной приповерхностной неоднородности. Но ПЭМ с прямоугольным контуром, как правило, более эффективна при ГРП. Восстановленный контраст проводимости расположен близко к разлому F1 на геологической карте (рис. 2). Разлом F1 в основном определяется по выходу на

поверхность, и точной геологической информации о его геометрии и протяженности нет. Детальное изучение разлома F1 потребует дополнительной геофизической информации в будущем.

7. Выводы.

1. Прямое 3D-моделирование и инверсия находятся в стадии становления и готовы к использованию в практике ГРП. Однако вычислительные затраты и некорректность обратной задачи все еще делают строгую 3D-интерпретацию менее доступной. Полученные результаты вносят вклад в применение 3D-инверсии, представляя анализ данных с большим циклом ПЭМ из района добычи полиметаллических руд Шизуй в провинции Гуандун, Китай. Данные ПЭМ, полученные с использованием больших фиксированных прямоугольных контуров и конфигурации, близкой к центральной петле, имеют сложные и необычные переходные закономерности затухания, включая смену положительных и отрицательных знаков вблизи известной границы двух геологических формаций. Такая картина затухания не может быть полностью объяснена обычными методами интерпретации, поэтому здесь могут быть применены методы прямой и инверсионной 3D TEM.

2. В частности, разрабатывается численная структура, называемая декомпозицией съемки, для выполнения быстрого и параллельного 3D-моделирования произвольных моделей и конфигураций за секунды или минуты. Алгоритм быстрого 3D-моделирования изменяет знак ТЕМ путем быстрого моделирования и анализа ряда репрезентативных синтетических моделей, созданных на основе предшествующих геологических и геофизических знаний. 3D-моделирование показывает, что, когда контур источника пересекает контакт с резко отличающейся проводимостью или огибает проводник, приемники за пределами проводящей поверхности могут наблюдать явление отрицательных переходных процессов или смены знака. Кроме того, картина смены знаков может быть очень сложной и нелинейной, в основном зависящей от того, насколько электропроводен проводящий блок. Однако такая чувствительность нецелевых данных создает значительные трудности при сходимости для 3D-инверсий, поскольку запуск с однородной подповерхностной среды может привести к зависанию инверсии в локальных минимумах и ошибочным моделям. Поскольку для 3D-инверсии на основе градиента требуется достоверная априорная информация, чтобы инициировать инверсию в нужной области сходимости, используется одна из концептуальных блочных моделей, построенных во время прямого моделирования, в качестве начальной и эталонной модели для “разогрева” инверсии. Модель предварительного запуска, несмотря на свою простоту, успешно отражает критическую структуру вертикального контакта между

двумя формациями и приводит к инверсии с хорошими показателями сходимости и 3D-моделью проводимости, согласующейся с большинством известной геологической и геофизической информации, включая другую модель проводимости, независимо полученную из данных CSAMT. Вертикальная контактная структура, очерченная 3D-инверсией, особенно на большой глубине, обеспечивает поиски оруденения важной информацией о процессе и степени гидротермальных изменений в процессе минерализации. Это приложение показывает, что 3D прямое и обратное моделирование, являясь современным достижением, в настоящее время может эффективно решать задачи ГРП в геологически сложных районах и предлагать точные количественные данные для поиска оруденения. Описанный процесс может служить шаблоном для дальнейшего продвижения применения методов 3D-поисков.

IV. ПОИСКИ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТОДОМ ИНДУЦИРОВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ С РАСШИРЕННЫМ СПЕКТРОМ (SSIP) (м-ние Цюшувань, провинция Хэнань, Китай) [1].

1. Введение.

Месторождение Цюшувань, расположенное в зоне Шанданьского разлома в провинции Хэнань, является значительным медно–молибденовым объектом, известным своей порфирово–скарновой минерализацией. Провинция Хэнань обладает самыми обширными запасами молибдена в Китае, на которые приходится 30,1% от общих запасов страны. Месторождение Цюшувань, образовавшееся в результате позднего мезозойского гранитного магматизма в регионе Северный Циньлин, расположено примерно в 15 км к северу от города Чжэньпин. Оно содержит около 98 тыс. т меди со средним содержанием 0,72% и 1,66 тыс. т молибдена со средним содержанием 0,12%. С геологической точки зрения оно расположено в восточной части Восточно-Циньлинского складчатого пояса, в 10 км к северу от Шанданьского разлома. Этот разлом служит границей между Северным и Южным Циньлинскими регионами. Месторождение имеет заметное сходство с другими крупными месторождениями Восточно-Циньлинского медно-молибденового рудного пояса. Для эффективных поисков медной и молибденовой руды в районе используется геофизический метод индуцированной поляризации в расширенном спектре (SSIP).

2. Региональная геология.

Циньлин-Дабийский орогенный пояс, расположенный в восточной части Центрального Китая, является одним из значимых коллизионных орогенных поясов Восточной Азии. Этот орогенный пояс представляет собой зону сочленения Северо-Китайского (NCC) и Яньцзыйского (YC) кратонами и подразделяется на две части: Северный и Южный Циньлин, разделенные Шанданьской структурной зоной (рис. 1).

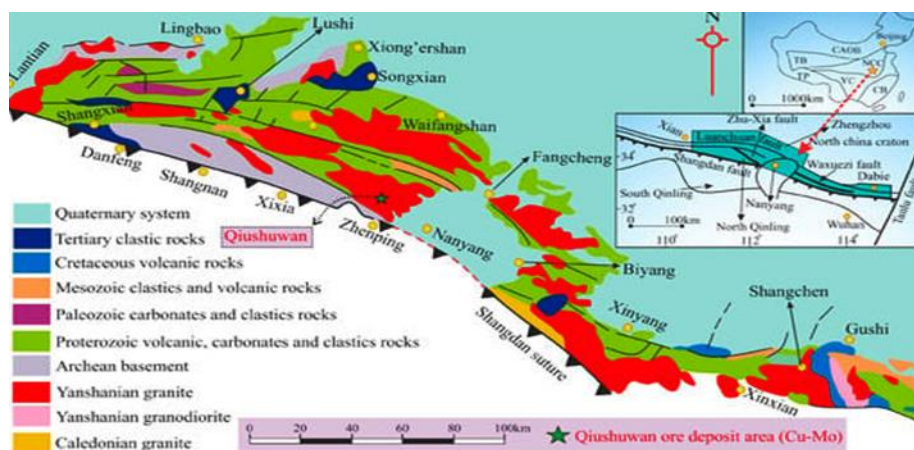


Рис. 1. Геологическая карта исследуемого района.

В раннем палеозое NCC и YC были разделены океаном Палео-Тетис. В середине палеозоя в результате столкновения вдоль Шанданьской шовной зоны террейн Южный Циньлин присоединился к южной части Северо-Китайского кратона (т. е. к террейну Северный Циньлин). Последующее рифтообразование в середине и конце палеозоя отделили террейн Южный Циньлин от YC. Столкновение YC с террейном Южный Циньлин в триасовый период привело к окончательной интеграции орогенного пояса. Столкновение континентов YC и NCC в раннем мезозое привело к утолщению континентальной коры и тектоно-магматической активизации в период со средней юры до раннего мела.

Горные породы в орогенном поясе Циньлин-Даби имеют сложные литологические ассоциации. Северный Циньлин в основном состоит из среднепалеозойских метаосадочных и метавулканических пород. Фундамент этого террейна состоит из мезопротерозойской группы Циньлин, которая включает биотитовые плагиоклазовые гнейсы, гранулиты, амфиболиты, доломитовые и графитовые мраморы. В отличие от него, террейн Южный Циньлин состоит из метавулканических и метаосадочных пород: амфиболитов, лептитов, мигматитов, гнейсово-амфиболитовых мраморов и неопротерозойских вулканических пород, а также перекрывающих их осадочных пород от кембрия до триаса. Кроме того, в орогенном поясе Циньлин-Даби широко распространены позднемезозойские (от позднего юрского периода до среднего мелового периода) так называемые «яньшаньские» гранитоиды, которые внедряются в архейские и неопротерозойские метаморфические породы орогенного пояса. Порфировые и скарновые месторождения молибдена пространственно и временно связаны с гранитоидами, которые в основном обнажаются по разлому Лаунчман.

3. Геология месторождения.

Месторождение Цюшуване расположено в северной части шовной зоны Шангдань, в пределах террейна Северный Циньлин и связано с мезозойскими кварцевыми порфирами и порфировидными гранодиоритами (рис. 2).

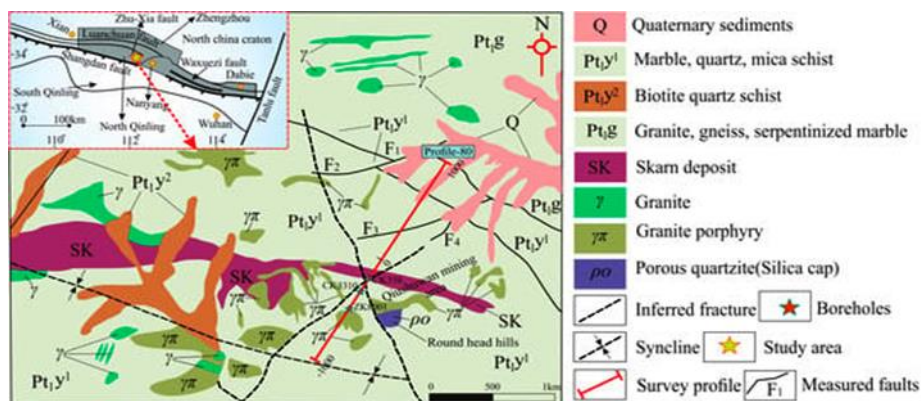


Рис. 2. Геологическая карта медно-молибденового месторождения Цюшувань.

По периферии порфировых гранодиоритов наблюдаются гидротермально-метасоматические изменения: скарнование, силификация, калиевые изменения, серицитизация и пиритизация. В рудной минерализации преобладают молибденит и халькопирит. Месторождение включает два основных участка: северный, отличающийся медно-молибденовым оруденением брекчиевого типа, и южный, характеризующийся минерализацией молибдена порфирово-скарнового типа. Оруденение демонстрирует четкую зональность - молибденовая минерализация преимущественно находится в юго-западной зоне, в то время как медная чаще наблюдается в северо-восточной части. Эта схема зонирования указывает на наложение молибденовой минерализации на ранее существовавшую медную.

4. Электрические параметры горных пород и руд.

В районе м-ния Цюшунь были собраны и протестированы геологические образцы на предмет параметров электрических характеристик горных пород и руд (табл. 1). Образцы включали мрамор, гранодиорит, плагиоклазовую роговую обманку, хлоритсодержащую кремнистую породу, гранатсодержащую кремнистую породу, кварцит, брекчии и рудоносные кварцевые жилы.

Табл. 1.

Параметры электрических характеристик пород и руд.		
Rock-Ore Specimen	Resistivity ρ ($\Omega \cdot m$)	Chargeability η (%)
	Range of Variation	Range of Variation
Marble	$3548 \pm 9 - 69,236 \pm 7$	0.07~2.68
Biotite plagioclase hornblende	$242 \pm 5 - 3686 \pm 8$	0.27~0.96
Granodiorite	7550~38,103	0.59~3.05
Quartz and epidote skarn interbedding	$687 \pm 3 - 15,381 \pm 2$	0.76~4.57
Petrified skarn	$4.77 - 13,016 \pm 5$	0.24~13.43
Contact zone between garnet and epidote skarn	$2110 \pm 4 - 8218 \pm 10$	2.64~9.49
Garnet skarn	$5.90 - 14,404 \pm 5$	0.21~1.08
Ore-bearing quartzite (vein)	$1392 \pm 1 - 34,473 \pm 9$	0.38~8.62
Plagioclase hornblende	$556 \pm 9 - 1971 \pm 2$	0.44~2.66

Основные типы минерализации включали пиритовую, молибденовую и медную. Основными наблюдаемыми изменениями являлись карбонизация, хлоритизация, эпидотизация и скарнирование. Согласно полученным данным об электрических параметрах пород и руд удельное электрическое сопротивление (ρ_s) и электропроводность (η) собранных образцов значительно различаются. Эпидот и хлоритизированный скарн демонстрируют аномалии низкого сопротивления и высокой заряжаемости по сравнению с другими литологическими и электрическими характеристиками образцов, что указывает на их тесную связь с минерализацией халькопирита и молибденита. Значения удельного сопротивления и заряжаемости граната и гранатового скарна значительно различаются. Гранат, который не подвергался минерализации, часто содержит изменения, связанные с окремнением, что

приводит к более высокому удельному сопротивлению в диапазоне от 1037 до 19 823 Ом\м. Напротив, гранатовый скарн, подвергшийся минерализации, имеет относительно более низкое удельное сопротивление, со средним удельным сопротивлением 3,074 Ом\м., и средней заряжаемостью 2,16%. В то же время мрамор, гранодиорит и кварцит демонстрируют аномалии высокого удельного сопротивления и низкой электропроводности. Рудные минералы в этих породах в основном рассеяны неравномерно, с низкой интенсивностью. Биотит, плагиоклаз и роговая обманка подвергаются хлоритизации в разной степени. Их удельное сопротивление и электропроводность находятся между значениями для пород с сильной минерализацией с низким удельным сопротивлением, таких как хлоритовые и эпидотовые скарны, и для мрамора с высоким удельным сопротивлением.

5. Методология, сбор данных.

Метод поляризации, индуцированной расширенным спектром (SSIP), — это новый метод поляризации, индуцированной в частотной области (FDIP). Он использует связь с расширенным спектром геофизических приборов. Эта система обладает такими характеристиками, как большая глубина проникновения, высокая точность, устойчивость к помехам, экономичность и эффективность. Этот метод идентификации развивается благодаря своей высокой эффективности в подавлении помех. Основное различие между методами FDIP и SSIP заключается в типе сигнала, используемого для вводимого (первичного) тока. Система SSIP передает псевдослучайные сигналы с расширенным спектром M-последовательностей через передатчик в качестве источника первичного тока. В традиционном методе FDIP обычно используются прямоугольные импульсы тока с постоянной длительностью.

В исследованиях SSIP проводится сравнение сигналов напряжения, измеренных на потенциальных электродах, и сигналов, передаваемых через токовые электроды на нескольких частотах (т.е. спектр частот). Полоса частот сбора данных SSIP составляет от 1/16 до -1 Гц, а амплитуда первичного вводимого тока зависит от силы электромагнитных помех в исследуемой области. В частности, в районах с интенсивными электромагнитными помехами от таких видов деятельности, как добыча полезных ископаемых и бурение, используются большие амплитуды первичного тока. Кажущееся комплексное удельное сопротивление для диапазона частот может быть получено аналогично традиционным подходам FDIP:

$$\rho(f) = K \frac{U(f)}{I(f)} \quad (1)$$

где $\rho(f)$ обозначает кажущееся удельное сопротивление, $U(f)$ обозначает частотный спектр данных о разности потенциалов, $I(f)$ представляет собой частотный спектр данных о синхронном первичном токе, а K соответствует геометрическому коэффициенту массива.

$$\frac{1}{K} = \frac{1}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (2)$$

здесь A и B — токовые электроды, а M и N — потенциальные электроды. AM , BM , AN и BN — электродные пространства.

Метод SSIP использует многоканальное оборудование для параллельного наблюдения за массивами. Благодаря технологии GPS-синхронизации между передатчиком и приёмником этот метод упрощает процесс размещения электродов в профиле электрического зондирования и позволяет проводить одновременные множественные измерения. Это снижает потребность в повторной передаче данных с электрода питания, тем самым повышая скорость измерений. В регионах с сухим грунтом и высоким сопротивлением уменьшенная подвижность электрода питания улучшает условия заземления, позволяя увеличить ток питания. Повышение точности измерений происходит постепенно, начиная с небольших значений и увеличиваясь по мере приближения к центру измерительной линии. Сначала питание подаётся на A10B10, A30B30, затем на A850B850 и так далее. В промышленных условиях со значительными электрическими помехами, рекомендуется в первую очередь размещать электроды и кабели. Была проведена 2-км съёмка в районе Цюшувань в направлении с юго-запада на северо-восток (рис. 2). Приёмные электроды для всего профиля были успешно установлены за одну операцию. Подход, использованный в этом проекте, включал измерение глубины полюса-диполя с помощью поляризации, вызванной распределённым спектром. Количество точек измерения зависит от размеров профиля, в частности от его длины и площади. Затем по всему профилю одновременно устанавливаются измерительные электроды и станции сбора данных. Затем электричество последовательно распределяется по заранее определённым местам подачи тока с помощью латунных электродов. Во время каждой подачи тока одновременно отслеживаются все каналы. Набор используемого оборудования SSIP и массив показаны на рисунках 3 и 4.



Рису. 3. Набор оборудования, используемого при геологоразведочных работах SSIP (модифицировано из GSAI)

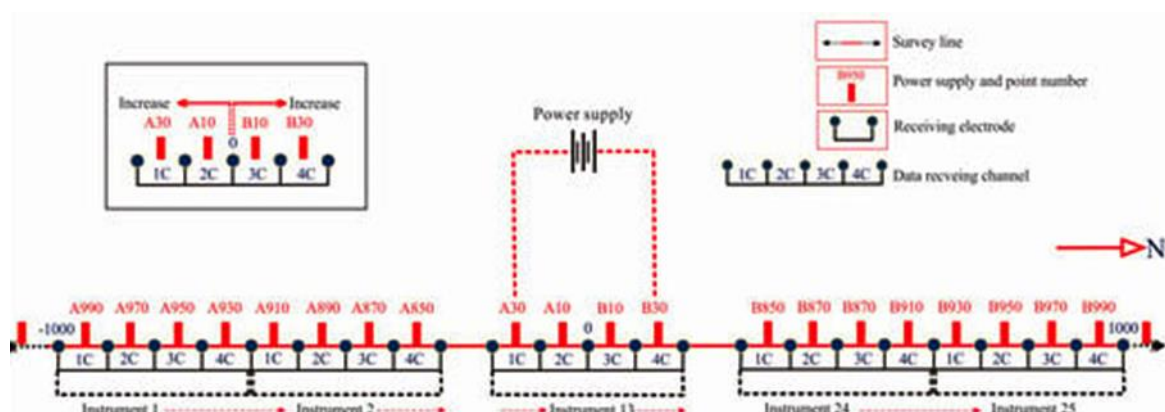


Рис. 4. Полусно-дипольная звуковая решетка с индуцированной поляризацией расширенного спектра.

6. Результаты и обсуждение.

Параметры инверсии.

Точность результатов SSIP определялась ключевыми параметрами и сложными процедурами в ZondRes2D (рис. 5).

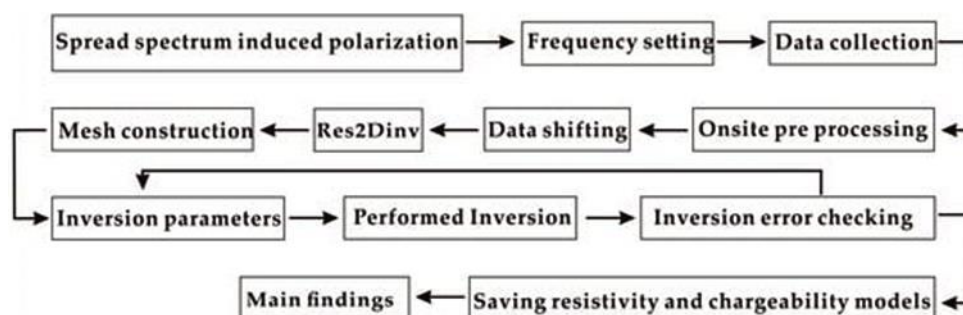


Рис. 5. Этапы сбора данных и инверсии параметров для модели удельного сопротивления и заряжаемости SSIP.

Выбор этих показателей был преднамеренным, чтобы обеспечить точность и достоверность результатов. Установка инверсии началась с начального слоя толщиной 5 м, при этом параметры модели систематически корректировались на последующих итерациях с использованием коэффициента увеличения 1,10%.

Процесс инверсии включал 32 слоя и достигал максимальной глубины 1005 м. Кроме того, применили стандартные ограничения модели, задав значения в диапазоне от 1,0 Ом\м до 10 000 Ом\м, установив минимальные и максимальные пределы. Погрешность аппроксимации данных удельного сопротивления составила 4,8%, а данных относительной фазы (данных о заряжаемости) — 2,1%.

Результаты инверсии.

Профиль-80 (с севера на юг) расположен в восточной части площади (рис. 2). Результаты инверсии для одного километра исходного профиля (2 км) показаны на рис. 6.

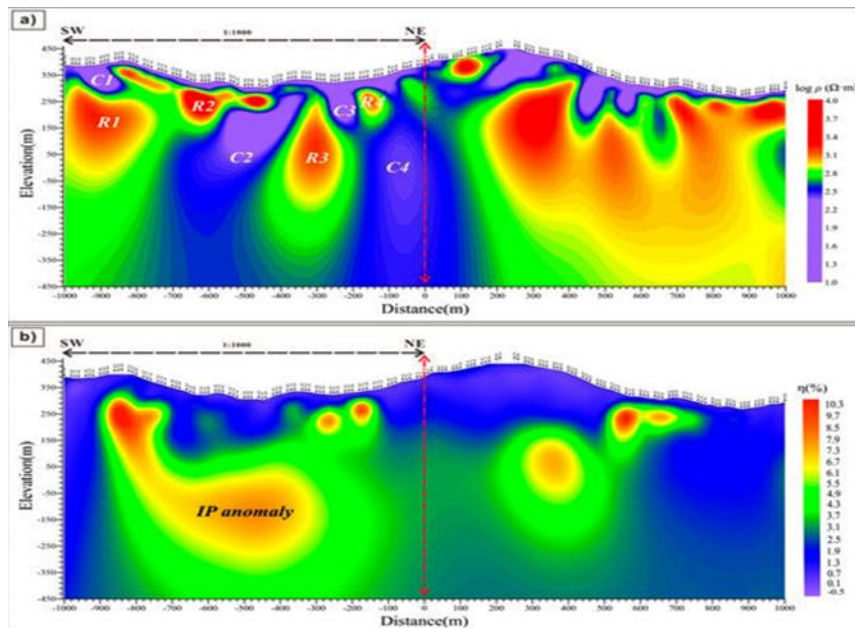


Рис. 6. Результаты инверсии SSIP для L-80: (a) модель удельного сопротивления L-80 – интерпретированная структура подповерхностных слоев, и (b) модель заряжаемости L-80 - аномалии IP и зоны минерализации.

Модели удельного сопротивления, полученные на частотах SSIP, не имеют существенных различий, за исключением наилучших результатов, полученных на частоте F2 (0,203125). Данные с профильной съёмки 80, полученные в районе медно-молибденового месторождения Цюшувань, демонстрируют чёткие характеристики, отмеченные пространственными вариациями удельного электрического сопротивления. Модель удельного сопротивления выделяет четыре проводящие области (C1, C2, C3 и C4) с умеренной и высокой проводимостью и четыре области с умеренным и высоким удельным сопротивлением (R1, R2, R3 и R4). Проводящие зоны характеризуются удельным сопротивлением менее 1800 Ом\м. Изменение удельного сопротивления высокое на юго-западе и низкое на северо-востоке инверсионного слоя толщиной в один километр, как показано на рисунке 6а. На юго-западе удельное сопротивление колеблется от 2800 до 3000 Ом\м, при этом вертикальные аномалии проявляются в виде высоких значений на «мелководье» и низких значений на глубине. На неглубоком юго-западном (SW) участке мы встречаем проводящее тело C1 (поверхностный материал) до глубины 290 м, простирающееся по горизонтали от -1000 до -900 м. Примечательно, что объект R1 (мрамор, кварц, слюда, сланец) представляет собой протяжённую по горизонтали аномалию высокого удельного сопротивления на глубине от -880 до -1000 м. Эта аномалия достигает максимального значения удельного сопротивления, превышающего 3500 Ом\м, и имеет центр на высоте примерно 370 м. В центральной части модели удельного сопротивления на небольшой глубине от 290 до 190 м наблюдается R2 (та же литология, что и у R1), ограниченная по горизонтали диапазоном от -700 до -600 м. В центральной части инверсионной модели на глубине от -830 до -570 м появляется ещё одна

отчётливая аномалия С2 (гранитный порфир с молибденовыми прожилками). Эта аномалия характеризуется средним и высоким удельным сопротивлением, максимум которого превышает $3000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, и имеет тенденцию к продольному расширению. На северо-востоке (СВ) значения удельного сопротивления варьируются от высоких до низких; кроме того, на глубине от -160 до -370 м выявлена аномалия удельного сопротивления средней интенсивности R3 (гранит, гнейс и кварц) с максимальным значением ниже $3000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Эта аномалия имеет тенденцию к уменьшению. Близ поверхности проводящий слой С3 и резистивный слой R4 расположены близко друг к другу. Крупное проводящее тело С4 (скарновые отложения) расположено на глубине от -50 м до глубины поисков, простираясь по горизонтали от -150 до примерно 0 м.

Рисунок 6b показывает модель инверсии IP, где аномалия IP сосредоточена и распространяется на северо-восток.

Благодаря использованию соответствующей частоты F2 анализ данных SSIP дает ценную информацию о свойствах проводящих тел С2 и С4. Это исследование включает анализ электрических свойств образцов горных пород и руды с особым акцентом на значения удельного сопротивления (табл. 1). Этот анализ также включает изучение геологических разрезов, 2D моделей удельного сопротивления и моделей инверсии IP (рис. 7).

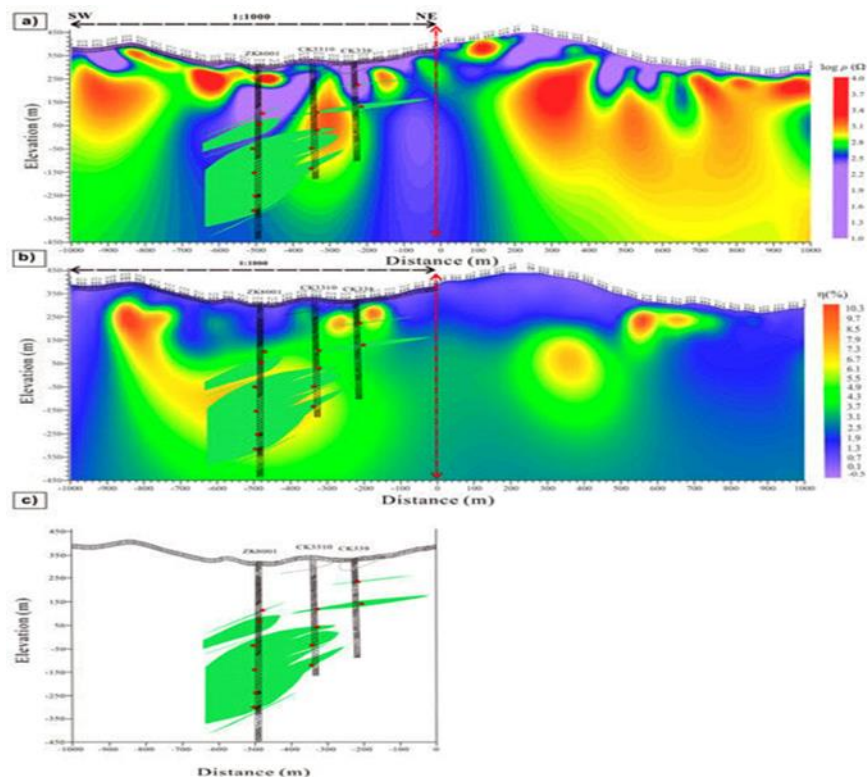


Рис. 7. 2D-срезы инверсии IP-удельного сопротивления (a,b) и геологическая модель (c) - рудные тела.

Результаты инверсии показали наличие двух первичных проводящих тел, С2 и С4, в пределах обозначенной области. Анализ данных показал, что проводящее тело С2 связано с гранитно-порфировыми жилами, содержащими молибден (рис. 8).

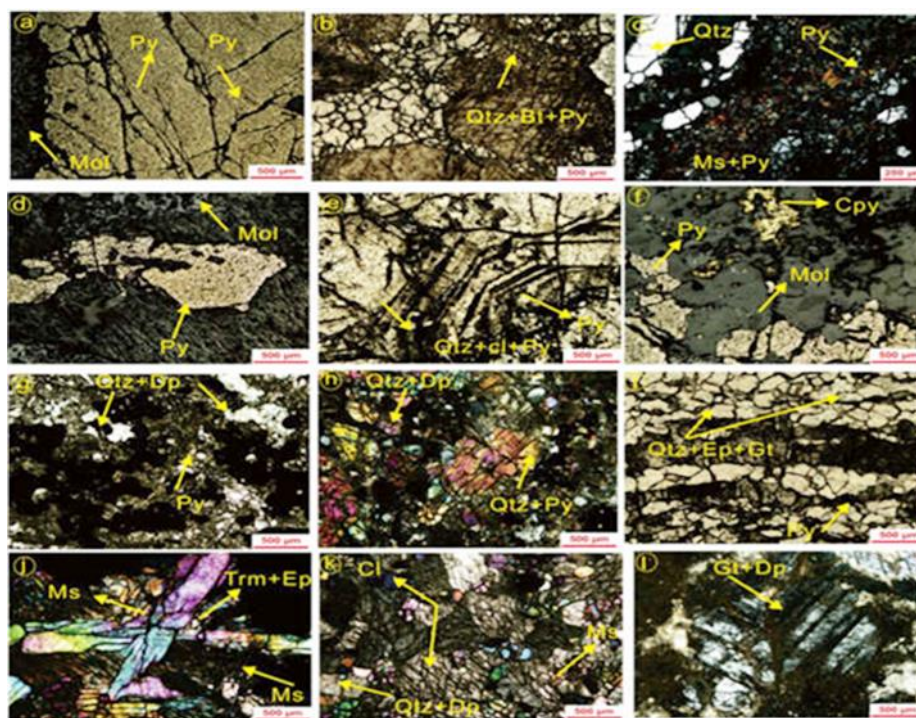


Рис. 8. (a) массивный пирит (Py) и молибденит (Mol) в скарнах. (b,c) пирит (Py) в скарне с биотитом (Bt) и кварцем (Qtz) вдоль трещин. (c) мусковит (Ms) и биотит (Bt) в кварце и полевых шпатах с пиритом (Py). (d) Py и (Mol). (e) кварц (qtz), диопсид (Dp) и кальцит (Cl) с рассеянным пиритом (Py). (f) пирит (Py), халькопирит (Cpy) с вкраплениями галенита, сфалерита и молибденита (Mol). (g,h) кварц (Qtz), диопсид (Dp) и пирит (Py). (i): кварц (Qtz) и эпидот (Ep) в виде прожилок, содержащих гранат (Gt). (j) тремолит (Trm), мусковит (Ms), эпидот (Ep) и гранат (Gt). (k) мусковит, хлорит, диопсид и кальцит. (l) кальциевый железный гранат и зернистый диопсид.

Значения удельного сопротивления, полученные из образцов горных пород и руды в, соответствуют схеме электропроводности, наблюдаемой в данных SSIP, указывая на наличие молибденовых жил и электропроводность гранит-порфира. Проводящее тело С4 связано со скарном, содержащим брекчиевый туф, в пределах которого присутствует медная руда. Геологический разрез соответствует 2D-модели удельного сопротивления и модели инверсии IP, подтверждая наличие проводящих тел С2 и С4. Наличие брекчиевого туфа подтверждает связь между проводящим телом С4 и скарном. Меднорудное тело в пределах скарнов представляет собой весьма перспективный объект для ГРП.

Оруденение характеризуется низким сопротивлением, но во многих районах с низким сопротивлением рудных тел нет. В этих районах неглубокая индуцированная поляризация ослабевает, в то время как аномалия индуцированной поляризации, вызванная рудным телом порфирового типа, значительно усиливается. Масштабы аномалии в значительной степени соответствуют размерам рудных тел. В отклике на вызванную среднечастотной поляризацией аномалии рудных тел порфирового типа значительно усиливаются, тогда как аномалии,

вызванные ореолами пирита и рудными телами скарнового типа, значительно уменьшаются. Этот метод эффективен при обнаружении аномалий индуцированной поляризации, вызванных медно-молибденовым оруденением.

Детальная петрография образцов керн выявила множество минералов, включая руды и некоторые минералы-заменители, как показано в таблице 2.

Табл. 2.

Петрографическое описание образцов керн.		
Borehole Number	S No	Petrographic Description
ZK8001	04-2	Entirely of massive pyrite (Py) and molybdenite (Mol) associated with skarns.
	05-1	Pyrite (Py) is sparsely disseminated in skarn, a small amount of biotite (Bt), quartz (Qtz), muscovite (Ms), biotite (Bt) in quartz, and feldspars with pyrite (Py).
	05-18	Pyrite (Py) and molybdenite (Mol) are associated with visible quartz (Qtz), diopside (Dp), and calcite (Cl) with disseminated pyrite (Py).
CK3310	07-4	Pyrite (Py), chalcopyrite (Cpy) with disseminated possibly galena, sphalerite, or molybdenite (Mol) association.
	07-13	Visible disseminated mineralization includes quartz (Qtz), diopside (Dp), and pyrite (Py).
	5-21	Quartz (Qtz) and epidote (Ep) skarn interbedded, containing garnet (Gt), with extremely weak mineralization.
CK338	05-6	Tremolite (Trm), muscovite (Ms), epidote (Ep), and garnet (Gt).
	01-7	Muscovite, chlorite, diopside, and calcite.
	02-15	Calcium iron garnet, with visible ringed twin crystals, containing granular diopside.

Было исследовано девять различных образцов горных пород (рис. 8). Пирит обычно встречается с молибденитом. Халькопирит, эпидот, кальцит и гранат присутствуют в качестве редких вспомогательных минералов. На рисунке 6 описаны все минералы и их возможные изменения. Образец № 04-2 полностью состоит из массивного пирита (Py) и молибденита (Mol), связанных со скарнами. Образец (05-1) демонстрирует сочетание пирита (Py), который редко рассеян в скарнах, с небольшим количеством биотита (Bt) и кварца (Qtz), образующихся вдоль трещин. Он также содержит мусковит (Ms) и биотит (Bt) в кварце и полевых шпатах с пиритом (Py). Аналогично, серия образцов (05-18) содержит пирит (Py) и молибденит (Mol), связанные с видимым кварцем (Qtz), диопсидом (Dp) и кальцитом (Cl) с рассеянным пиритом (Py). Кроме того, образец (07-4) содержит пирит (Py) и халькопирит (Cpy) с вкрапленными минералами, включая галенит, сфалерит или молибденит (Mol). Аналогично, образец (07-13) показывает видимую рассеянную минерализацию, включая кварц (Qtz), диопсид (Dp) и пирит (Py). Серия образцов (05-21) в основном содержит кварцевые (Qtz) и эпидотовые (Ep) скарны с прослоями граната (Gt) и демонстрирует чрезвычайно слабую минерализацию. Образец (05-6) содержит такие минералы, как тремолит (Trm), мусковит (Ms), эпидот (Ep) и гранат (Gt). Серия образцов (01-7) содержит мусковит, хлорит, диопсид и кальцит, а серия образцов (02-15) включает железокальциевый гранат с видимыми двойными кристаллами в виде колец и гранулированный диопсид.

8. Выводы.

1. Исследование было проведено в сложном районе с использованием интерпретации данных о поляризации, вызванной распределением спектра (SSIP), геологического анализа и анализа электрических параметров образцов горных пород и руд района м-ния Цюшувань. Примененный метод позволил получить ценную информацию о характеристиках проводящих тел С2 (молибдена), и С4 (меди и молибдена), связанных со скарнами. Анализ данных SSIP позволил идентифицировать и описать эти объекты. В результате были получены модели удельного сопротивления проводящих объектов, эффективно отображающих пространственное распределение изменений электропроводности. Точность этих моделей была подтверждена результатами бурения и наложением геологических разрезов как на модели удельного сопротивления, так и на модели IP. Наблюдаемое соответствие между данными бурения и проводящими объектами в моделях удельного сопротивления подтвердили подлинность и точность интерпретации. Сравнение аномалий IP с геологическими данными позволило определить наличие рудных минералов и сопровождающих их изменений минерального состава. После исследования SSIP бурение подтвердило наличие оруденения в исследуемом районе.

2. Полученные результаты способствуют пониманию минерального потенциала и геологических характеристик медно-молибденового месторождения Цюшувань и способствуют дальнейшим исследованиям в применении данного геофизического метода в поисково-разведочных целях.

V. ОБЪЕДИНЕНИЕ МНОГОСПЕКТРАЛЬНЫХ ДДЗ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА НАЛОЖЕНИЯ НА ОСНОВЕ ГИС ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ [7].

1. Введение.

Методы дистанционного зондирования предоставили ценные инструменты для характеристики и определения геологических, структурных и литологических особенностей, которые помогли в идентификации районов минерализации. Благодаря высокому геопространственному, радиометрическому и спектральному разрешению ДДЗ предоставляют важную информацию для поисков ПИ. Одной из основных целей исследований с помощью ДДЗ является определение зон гидротермальных изменений и идентификация минералогической сигнатуры. Зоны гидротермальных изменений (HAZs) и их тип должны быть охарактеризованы для определения возможного местоположения оруденения.

Изображения, полученные с помощью тепловизора Landsat (OLI) и усовершенствованного космического теплового радиометра (ASTER), использовались для анализа мультиспектральных наборов ДДЗ. С помощью пассивных или активных систем датчики дистанционного зондирования могут отслеживать длины волн электромагнитного излучения в видимом ближнем инфракрасном диапазоне и коротковолновом инфракрасном диапазоне (VIS / NIR / SWIR) до микроволнового.

Данные спутниковых снимков Landsat были использованы для литологического картирования с использованием методов преобразования изображений. Хотя данные Landsat также широко использовались для характеристики зон гидротермальных изменений на протяжении десятилетий, внедрение данных космического радиометра теплового излучения и отражения (ASTER) добавило значимые данные в область прогнозно-металлогенических исследований. Это связано с тем фактом, что по сравнению с данными Landsat эти данные имеют лучшее спектральное, пространственное и радиометрическое разрешение, что позволяет получить большую информацию о свойствах рудной минерализации.

Способность спектральных полос ASTER (например, SWIR) различать зоны изменений была проверена с использованием различных методологий, включая соотношения полос, анализ главных компонент (PCA) и спектральный анализ. Для улучшения спектральных различий между полосами и устранения топографических эффектов были приняты соотношения полос. Также использовались индексы полезных ископаемых и относительная глубина полосы поглощения (RBD).

В данном исследовании спектральные полосы ASTER используются для выявления зон гидротермально-метасоматических изменений, связанных с залежами Zn-Cu.

Выявление перспективных областей гидротермальных изменений были достигнуты на основе ГИС, что является ключевым подходом поскольку позволяет комбинировать различные данные с использованием методов цифрового наложения для создания прогнозных карт.

В данном исследовании ДДЗ спектральных диапазонов ASTER, Sentinel-2 и OLI, использованы для идентификации зон изменений, связанных с сульфидной минерализацией в рудном районе Хнаигия.

2. Исследуемая территория

Район Хнаигия является частью Аравийского щита, Саудовская Аравия. Он расположен между широтами $24^{\circ} 13'25.48''$ и $24^{\circ} 17'43.72''$ и долготами $45^{\circ} 2'47.90''$ и $45^{\circ} 6'58.37''$, занимая площадь около 57 км^2 (рис. 1).

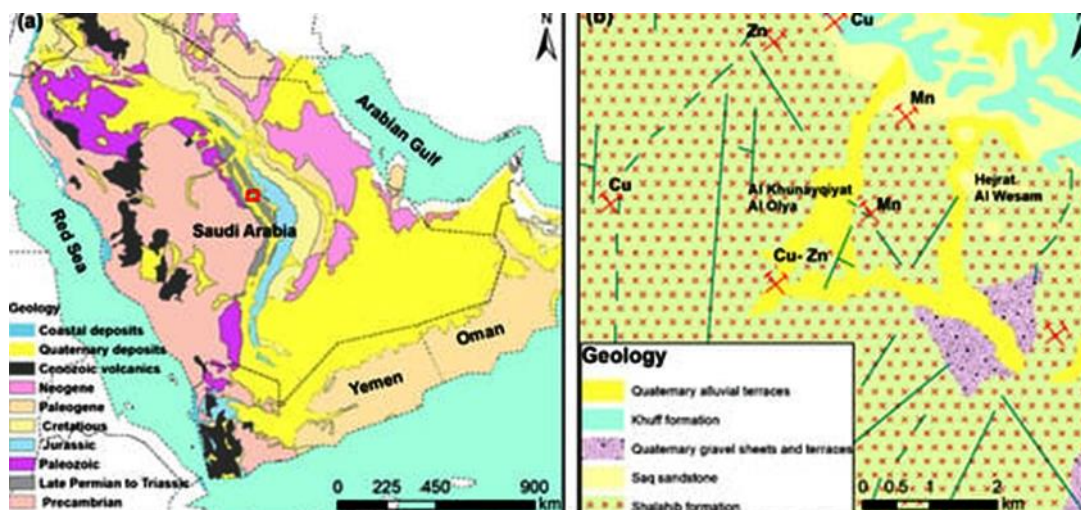


Рис. 1. (a) геологическая карта Аравийского полуострова, район Хнаигия; (b) геологическая карта района Хнаигия, основные месторождения.

Район представляет собой обнаженный докембрийский фундамент Аравийского щита (ANS), который состоит из коллажа тектоно-стратиграфических террейнов с энсиалическими и энсиматическими дугами. Сближение Восточной и Западной Гондваны вызвало аккрецию террейнов во время панафриканского орогенеза (780-600 млн лет назад). Окончательное сшивание (680-610 млн лет) ВНС совпало с развитием разломной зоны Набита, гнейсовых куполов и массивных бассейнов моласс. В кембрии (541 млн лет) ANS был создан как стабильный ювенильный континентальный блок, формирующий северо-восточную окраину Гондваны.

Месторождения Zn–Cu в Хнаигуии содержат до 11 млн тонн руд, в среднем содержащие 7,41% Zn и 0,82% Cu. Геолого-промышленный тип оруденения – гидротермально-осадочный (вулканогенные массивные сульфиды VMS). Вмещающая формация Шалахиб (~ 1500 м) сложена кислыми вулканогенно-осадочными породами с прослоями карбонатов. Она

преимущественно состоит из андезитовых и риолитовых вулканических пород и связанных с ними пирокластов и игнимбритов. Вся последовательность подвержена низкотемпературному региональному метаморфизму зеленосланцевой фации.

М-ние Хнаигуя, площадью 3×3 км, состоит из четырех Zn-Cu рудных тел, расположенных в сдвигово-складчатых позднепротерозойских структурах. Мощность сдвиговых зон, ориентированных на северо-запад, составляет десятки метров. Гидротермально измененные породы залегают в прерывистых анастомозирующих полосах шириной от 50 до 100 м и длиной в несколько километров. Детальный анализ поверхностных проб и образцов керна показывает, что зоны гидротермальных изменений и связанная с ними минерализация Zn-Cu-Fe-Mn контролируются сдвиговыми деформациями первой фазой региональной складчатости. Зоны гидротермальных изменений содержат иллит, каолинит, кварц, альбит, гематит и кальцит.

Докембрийский фундамент перекрыт базальными конгломератами и песчаниками среднекембрийской формации Saq, которая, в свою очередь, перекрыта пермо-триасовыми мелководными морскими карбонатами формации Khuff.

3. Используемые данные и методы.

В данном исследовании для характеристики минерализации зон гидротермальных изменений использовались спутниковые снимки в видимом/инфракрасном диапазонах: данные Landsat 8-OLI, Sentinel-2 и ASTER Сравнение этих датчиков показано на рисунке 2.

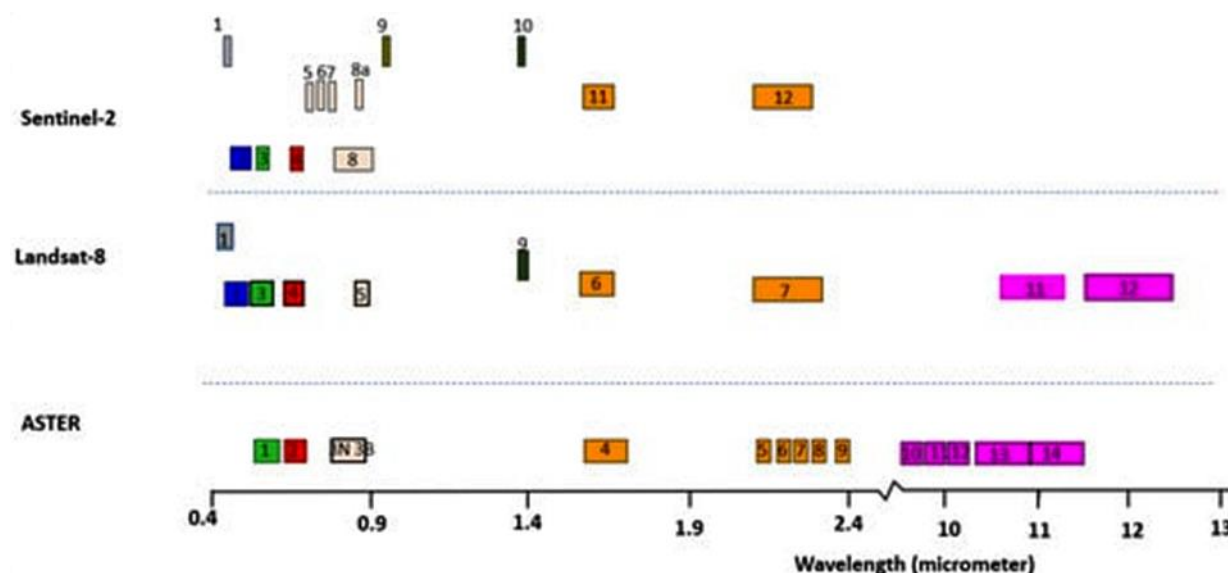


Рис. 2. Сравнение между ASTER, Landsat 8 и Sentinel-2.

Размер сцены Landsat-8 составляет 85 x 180 км, девять диапазонов VIS/NIR и SWIR, а также о два длинноволновых. Размер пикселя каналов OLI - 30 м; однако TIRS имеет

пространственное разрешение 100 м. Уровень квантования - 12-битные данные, что позволяет использовать дополнительные биты для получения оптимальных данных.

Данные ASTER включают спектральные диапазоны в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне (VNIR), коротковолновом инфракрасном диапазоне (SWIR) и тепловом инфракрасном диапазоне (TIR): три полосы (с пространственным разрешением 15 м) в VNIR, шесть полос (с пространственным разрешением 30 м) в SWIR и пять полос (с пространственным разрешением 90 м) в TIR. В данном исследовании спектральные полосы ASTER SWIR (пространственное разрешение 30 м) используются для измерения в диапазоне ~ 1,60 - 2,45 мкм, чтобы позволить различать особенности поглощения Al-OH, Fe, Mg-OH, H-O-H и CO₂.

Предварительная обработка данных ASTER включала коррекцию перекрестных помех и ортотрансформацию с использованием программного приложения ENVI v.5. Используя программное обеспечение, метод логарифмических остатков (LR) был использован для калибровки, нормализации и уменьшения шума от датчиков и солнечного освещения в полосах SWIR. Этот подход использовался для устранения атмосферных воздействий и рельефа. В результате данные стали лучше отражать состав и литологию целевой области. Также было возможно сравнить восстановленные конечные элементы полос SWIR с эталонными спектрами из библиотеки Геологической службы США (USGS).

Датчики Sentinel-2 собирают данные в диапазонах длин волн VIS/NIR и SWIR, TIR. Эти диапазоны имеют пространственное разрешение 10-60 м. Sentinel-2 фиксирует 13 полос в видимом/NIR и SWIR спектрах. Видимые/БИК-полосы: синяя B2 (490 нм), зеленая B3 (560 нм), красная B4 (665 нм) и инфракрасная B8 (842 нм) имеют размер 10 м в пикселях, в то время как полоса B1 (443 нм) имеет геометрию 60 м в пикселях. Размеры пикселей полос SWIR (B11: 1610 нм, B12: 2190 нм) составляют 20 м. Спектральные полосы сохраняются с тремя различными геометрическими разрешениями (10 м, 20 м и 60 м. Файлы jpg полос B2, B3, B4 и B8 с пространственным разрешением 10 м, а также B11 и B12 с разрешением 20 м собраны в один файл GeoTIFF с одинаковым размером пикселя 10 м. Данные были обработаны с использованием программного обеспечения SNAP, чтобы минимизировать время вычисления и объем данных.

Для анализа мультиспектральных данных было использовано несколько методов, включая PCA, использование коэффициентов полос, относительной глубины полосы поглощения (RBD; 24) и индексов минералов, а также спектральный анализ. Соотношения полос были использованы для исследования спектральных различий между полосами и уменьшения топографического воздействия. Субпиксельные спектральные классификации были отнесены

к конкретным важным гидротермальным минералам, связанным с пропилитовыми (эпидот, хлорит, кальцит), филлитовыми (мусковит, серицит, иллит), глинистыми (монтмориллонит, каолинит, диккит), и развитыми зонами глинистых (алунит-пирофиллитовых) изменений.

Соотношение полос - это процедура преобразования для усиления спектральных различий в ДДЗ. Это работает путем разделения пикселей из одной полосы на пиксели из другой и иногда разделения полос числителя или/и знаменателя после математического расчета. Цель этого метода - выявить спектральные характеристики материала, чтобы можно было лучше различать переменные на поверхности. Соотношение полос может использоваться для различия почв, типов горных пород и техногенных изменений. В настоящем исследовании использовались программные пакеты ENVI и ArcGIS v. 10.8. Процесс PCA использовался для преобразования большого количества коррелированных спектральных полос в меньшее количество некоррелированных спектральных полос, что является статистическим подходом, используемым при преобразовании изображений. При составлении карт зон гидротермальных изменений часто использовался метод селективных “главных компонентов” (PCs). На основе собственных векторов выбранных полос были проанализированы статистические параметры, чтобы определить, какое компьютерное изображение можно использовать для выделения конкретных изменений.

Спектральное картирование использовалось для дифференциации смешанных пикселей от нежелательных. Это позволило идентифицировать возможные изменения на основе спектральной сигнатуры конечного элемента по сравнению с теми, что имеются в спектральной библиотеке. Преобразование MNF было использовано для получения PPI, который представлял наиболее чистые в спектральном отношении пиксели входного изображения. Это было использовано для обнаружения конечных элементов с использованием n-D визуализации для их идентификации на основе спектральных классификаций. Используя MNF и PPI, программа n-D visualize viewer может находить, характеризовать, группировать и выбирать самые чистые пиксели (конечные элементы) в n пространствах. Каждый класс определял минерал с высокой поглощающей способностью.

Подходы цифрового наложения использовались для создания интегративных карт с использованием технологий ГИС. Прогнозные карты также были созданы с использованием систем, основанных на знаниях, с использованием взвешенного анализа наложения ArcGIS, которые интегрируют многокритериальное принятие решений на основе экспертных суждений. Каждое наглядное изображение было классифицировано на пять классов с использованием метода естественных разрывов; классу высокой интенсивности гидротермальных изменений

присвоено значение “5”, а противоположному - “1”. В результате окончательная перспективная карта может быть создана путем объединения нескольких подтверждающих карт.

4. Результаты.

4.1. Литологические и структурные характеристики.

Гетит, гематит и ярозит - минералы железа, которые имеют диагностические спектральные характеристики вблизи 0,43 м, 0,65 м, 0,85 м и 0,93 м, близкие к диапазонам 1, 4, 8/8 А и 9. Более того, как гематит, так и ярозит демонстрируют характеристики отражения вблизи 0,72 м и 0,74 м, которые оба близки к полосе 6 Sentinel-2. Гематит также демонстрирует характерную картину поглощения на длине волны 0,88 м, что соответствует полосе 8А Sentinel-2А. Таким образом, соотношения полос Sentinel-2 6/1, 6/8 А и (6 + 7)/8 А были использованы для выделения гематита+гетита, гематита+ярозыта и смеси железосодержащих минералов из магматических или осадочных образований красного цвета от основного до промежуточных вариаций голубого, поскольку они содержат ферромагниевые минералы (рис. 3).

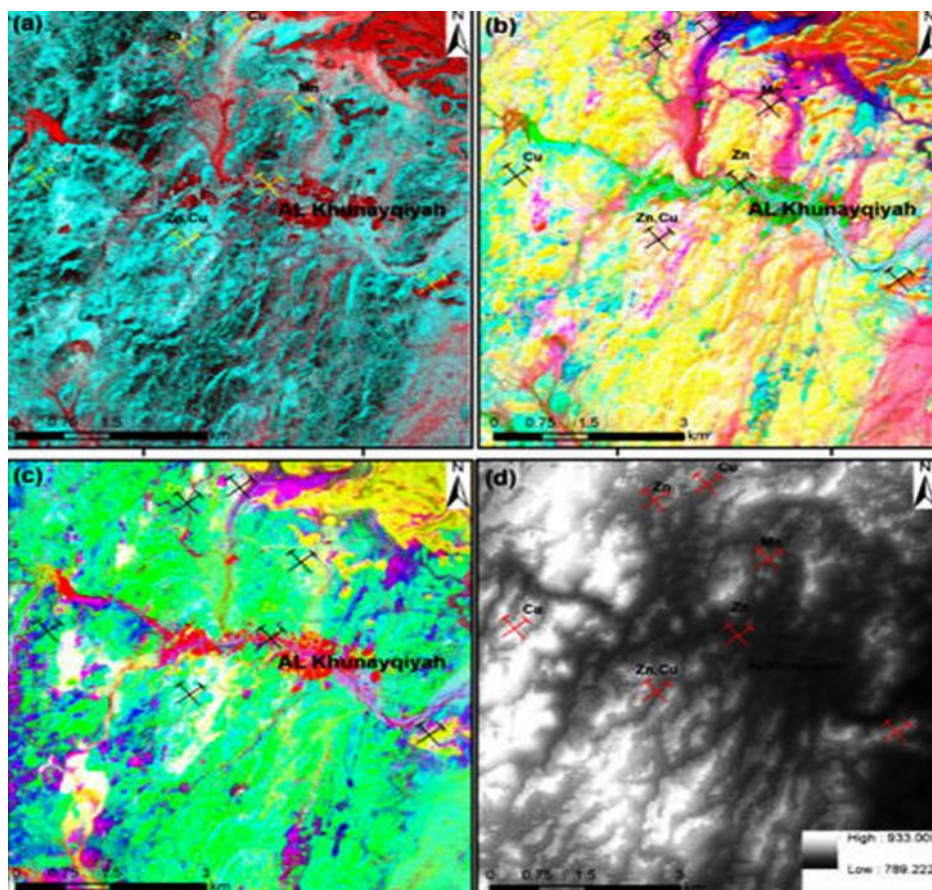


Рис. 3. (а) соотношение полос 6/1, 6/8 А и (6+7)/8А; (б) 11/8 А, 3/4 и (6+7)/8А; (в) 11/12, 11/8 А и (6+7)/8А; (д) ЦМР, полученная на основе данных Geo-Eye.

Sentinel-2 (рис. 3б) использует 11/8 А, 3/4 и (6+7)/8А железа, двухвалентных и комбинации железосодержащих минералов для обозначения вероятных областей, богатых

гидротермальными изменениями, фиолетовым цветом, мафическими разновидностями - желтым, осадочными отложениями на северо-востоке - красно-оранжевым, а растительностью - зеленым. На снимках (рис. 3с) 11/12, 11/8 А и (6+7)/8А видны участки белого цвета в дымке. Высоты объекта исследования (рис. 3d) варьируются от 789 до 933 м над уровнем моря, и большинство структурных образов видны на этих высотах.

4.2. Зоны гидротермальных изменений.

4.2.1. Landsat-8.

Соотношения полос используются для усиления зон гидротермально измененных и зоны окисления, которая отражает наличие определенных минералов. Соотношения полос 6/7, 6/2 и 6/5 * 4/5 были использованы для улучшения идентификации горных пород и минералов (рис. 4а-ф).

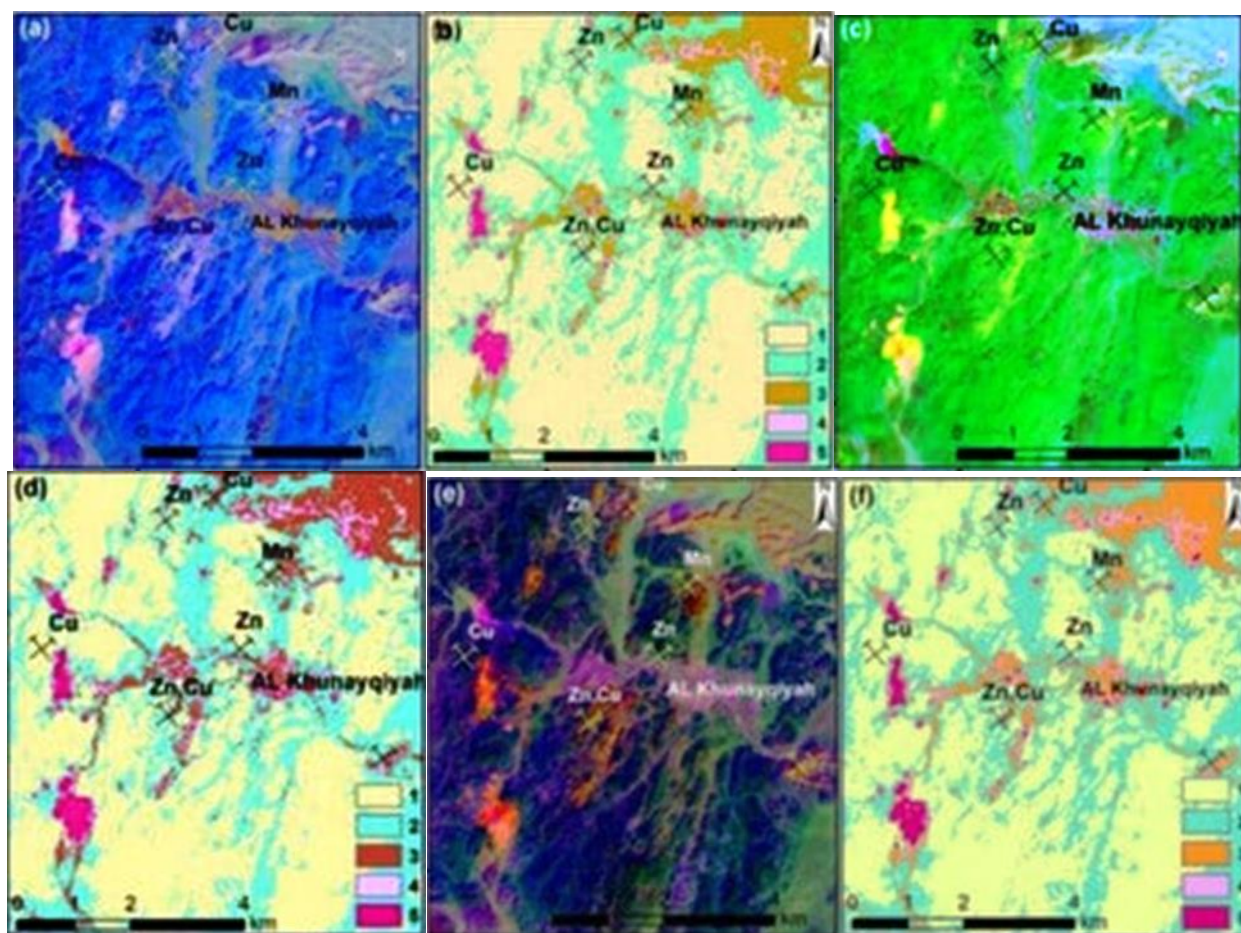


Рис. 4. (а) соотношения 6/7, 6/2 и 6/5 * 4/5, (б) реклассификация 6/7, 6/2 и 6/5 4/5, (с) 6/7, 6/5, 5 (d) реклассификация 6/7, 6/5, 5; (е) соотношение (6/7, 4/2, 5/6); (ф) реклассификация (6/7, 4/2, 5/6).

Соотношение полос 6/7 чувствительно к минералам, содержащим ОН, а соотношение полос 6/2 выделяет породы, богатые FeO по составу, поэтому магматические породы имеют более низкую отражательную способность, чем другие магматические породы; и полоса 6/5 4/5 полезна для различия пород на основе их чувствительности к высокой концентрации

алюмосиликатов, содержащих Fe. Железосодержащие минералы и минералы, содержащие ОН продемонстрировали, что возможно нормирование в диапазоне $6/5$ $4/5$. Использована чувствительность соотношения к Fe-содержащим алюмосиликатам, чтобы отличать породы (голубоватого цвета) от других пород. Выявили потенциальные местоположения гидротермальных изменений в $6/7$, $6/5$ и 5 (рис. 4с, d). Использование соотношений полос $6/7$, $4/2$ и $5/6$ в R, G и B, кислые породы окрашены в зеленый цвет, основные породы окрашены в синий, а области обширных гидротермальных изменений окрашены в светло-розовый, желтый и светло-красный цвета (рис. 4а, с, е соответственно). Соотношение $6/7$ подчеркивает гидротермальные изменения и поверхностное выветривание оксидов и гидроксидов. Глинистые минералы обладают высокой отражательной способностью в полосе 6 и сильным поглощением в полосе 7. Соотношение $4/2$ важно для обнаружения пород, содержащих оксид железа (рис. 4е), из-за значительного поглощения в полосе 2 и характеристик отражения в полосе 4 для оксидов железа. Кислые породы выделены зеленым цветом.

4.2.2. Sentinel-2.

На рисунке 5 показаны три соотношения полос в R, G и B: $11/12$, $11/8$ и $4/2$.

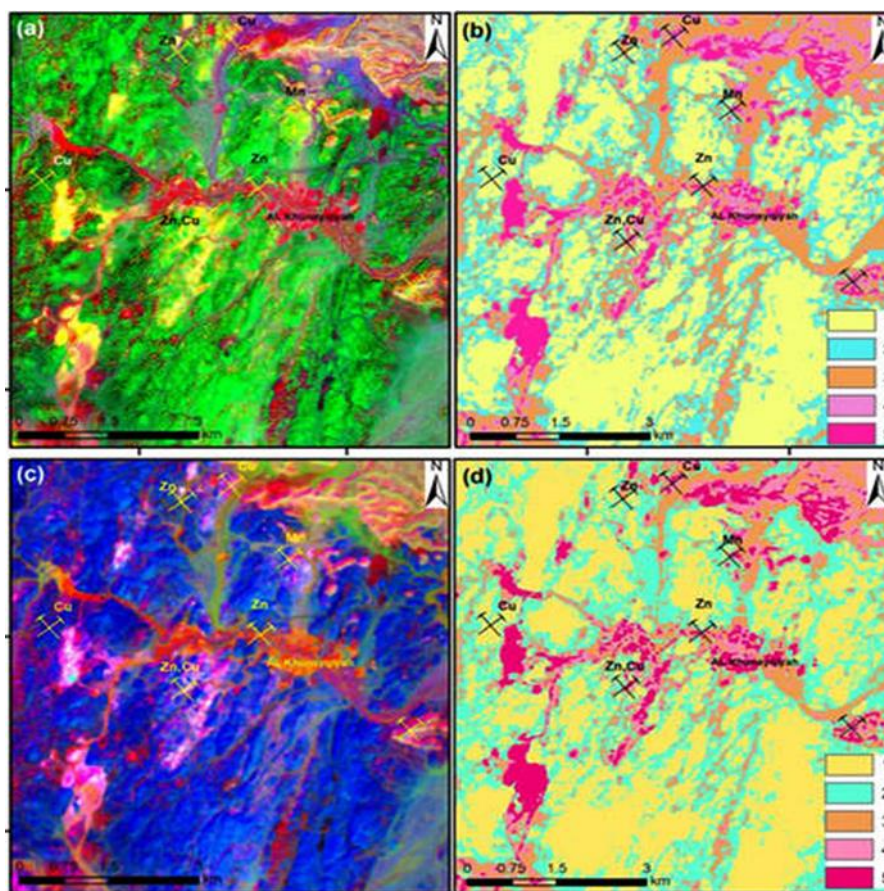


Рис. 5. Sentinel-2 (а) соотношения полос $11/12$, $11/8$ и $4/2$; (б) реклассификация $11/12$, $11/8$ и $4/2$; (с) $11/12$, $11/2$ и $11/8 * 4/8$; (д) реклассификация $11/12$, $11/2$ и $11/8 * 4/8$.

Эти соотношения полос были использованы для выделения зон изменений. Эти соотношения пропорциональны встречаемости минералов, содержащих ОН (11/12), оксидов железа (4/2), и соотношению полос 6/5, которое используется для усиления присутствия оксидов железа. При таком соотношении метавулканические образования окрашены в зеленый цвет, что указывает на высокое содержание оксида железа. Некоторые образования имеют фиолетовый оттенок из-за залегания глинистых минералов и железосодержащих минералов в высоких концентрациях. Местоположения вероятных изменений выделены желтым цветом из-за высокого содержания в них глины и оксидов железа.

Для улучшения идентификации пород на основе содержания минералов были использованы полосы соотношения 11/12, 11/2 и 11/8 4/8 (рис. 5b, c). Соотношение полос 11/12 соответствует минералам, содержащим ОН; соотношение полос 11/2 связано с содержанием непрозрачных минералов (например, FeO) в горных породах, поэтому основные типы горных пород имеют меньшую отражательную способность, чем некоторые другие магматические породы; и полоса 11/8 4/8 может использоваться для различия основных и немагматических пород на основе их чувствительности к высокой концентрации алюмосиликатов, содержащих Fe.

4.2.3. Aster.

Минералы, содержащие ОН, имеют коэффициент отражения 1,656 мкм (рис. 6).

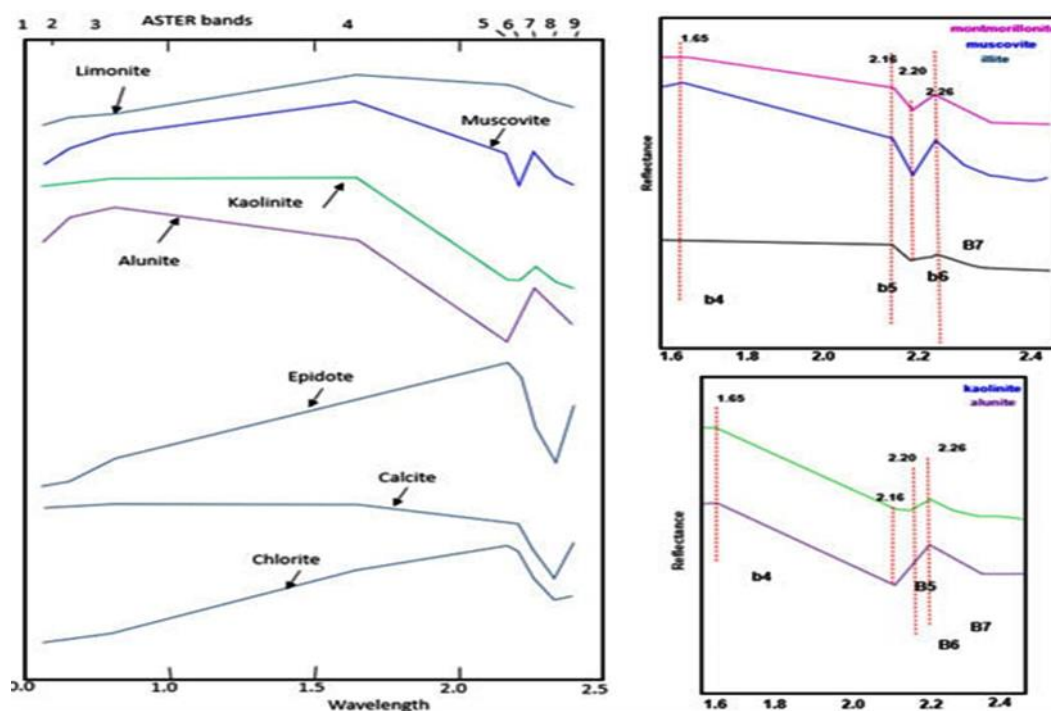


Рис. 6. Минеральные спектры минералов в Aster, соотношения полос 4/6, 4/5 и 4/7 увеличивают зоны изменения аргиллита и серицита соответственно

Глинистые минералы (монтмориллонит и каолинит) содержат признаки поглощения на уровне 2,205 (полоса 6), а каолинит демонстрирует признаки поглощения двойной формы в районе 2,165 (полоса 5) и 2,205 (полоса 6), в отличие от филлических минералов (мусковит и иллит), которые имеют один признак глубокого поглощения на уровне 2,205 (полоса 6). Пропилитовые минералы с характеристикой поглощения 2,335 м. Это, скорее всего, соответствует минералам, таким как кальцит и хлорит, которые содержат CaCO_3 или Mg-OH .

Кроме того, на этих изображениях соотношение полос ASTER– 4/5 определяет расширенные изменения аргиллита (например, алунита и диккита). В результате для описания используется комбинация соотношений полос 4/6, 4/5 и 4/7 в R, G и B на ASTER.

На рисунке 7 показана классификация этих комбинированных соотношений по пяти рангам гидротермальных изменений, причем самый высокий ранг (0,60–0,64) выделен красным цветом, обозначая местоположения как с аргиллитовыми, так и с серицитовыми изменениями.

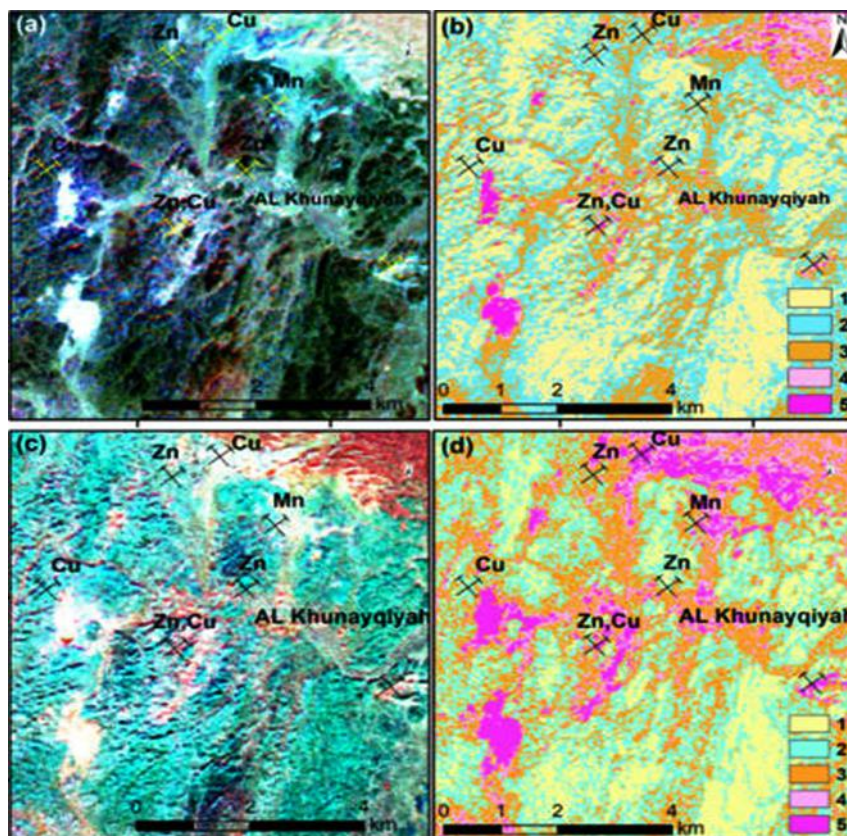


Рис. 7. (а) соотношение полос 4/6, 4/5 и 4/7; (б) реклассифицировать соотношения полос 4/6, 4/5 и 4/7; (с) 4/6, 7/6 и (5+7)/6; (д) реклассифицировать 4/6, 7/6 и (5+7)/6.

На рисунке 7с, d показаны результаты объединения изображений с соотношением полос 4/6, 7/6 и (5 + 7)/6. Участки, более богатые белой слюдой, были идентифицированы с использованием соотношения полос 7/6. Используя такие соотношения, местоположения, богатые минералами Al-OH , изображены белым тоном. Наибольшие соотношения полос 4/6 и 7/6 относятся к филлической зоне и значения (5+7)/6 также верны. Область, окрашенная в

зеленый цвет, имеет меньшие гидротермальные изменения, чем первая, но участки, окрашенные в розовый цвет, имеют наименьшее количество. Соотношение полос 4/6 на этом композите выделяет зоны изменения белого тона. Кроме того, соотношение полос 7/6 было применено для определения областей с обилием минералов Al-OH в виде белой слюды (мусковита), выделенных белым тоном, который занимает среднюю часть исследуемой области.

Контраст между гидротермально измененными зонами был подчеркнут сочетанием соотношений полос (5+7)/6, (4+6)/5, и (7+9)/8 в R, G и B, соответственно (рис. 8).

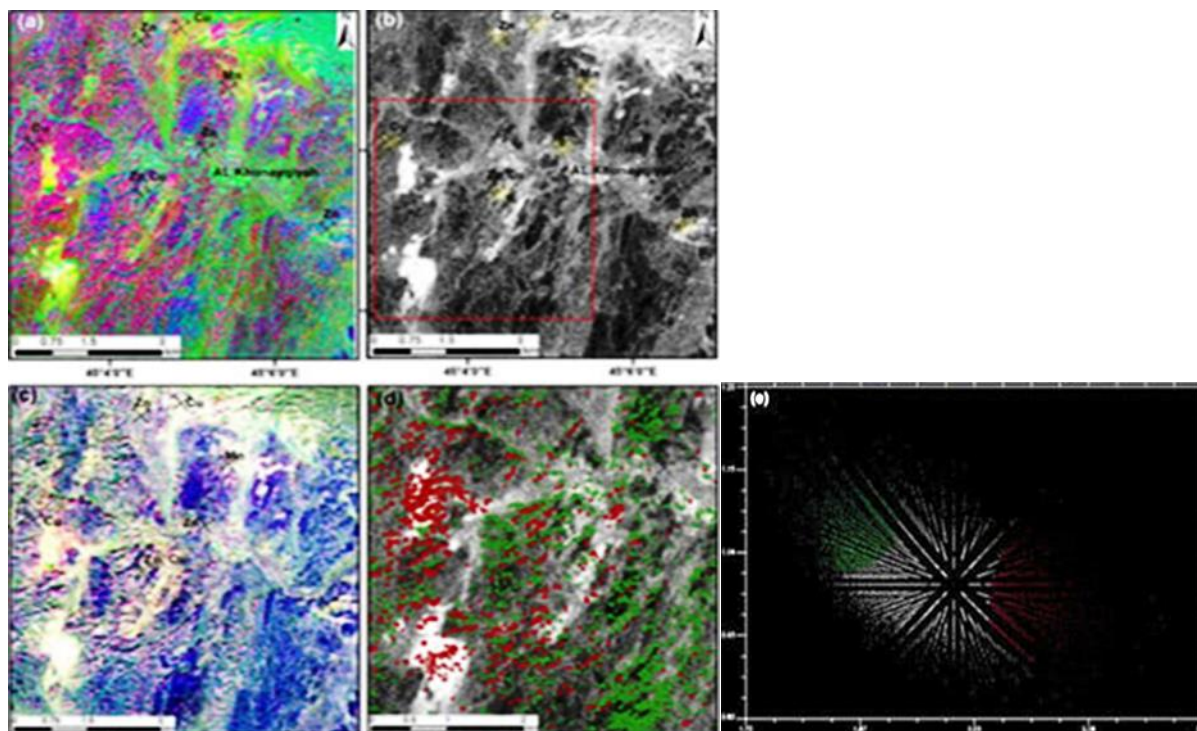


Рис. 8. Композитное соотношение полос ASTER

- (a) (5+7)/6, (4+6)/5, и (7+9)/8 в R, G и B; (b) OH, KAl, and AlI в R, G и B; (c) Отрицательный PC₂ полос 4, 5 и 6; (d) подмножество изображения “с”, перекрытое пикселями диаграммы рассеяния от ASTER полос 5+7/6 “содержания Al-OH” в сравнении с полосами 5/7 (поглощение снаружи); (e) Область AL-OH, отмеченная красным, соответствует областям с высокими гидротермальными изменениями.

Это позволило обнаружить районы, более богатые филлитовыми, глинистыми и пропилитовыми минералами соответственно. В этой комбинации желтые области выявили глинистые и филлитовые гидротермальные изменения. PCA использовался для картирования областей глинистых гидротермальных изменений с использованием полос ASTER 4, 5 и 6b.

PC₂ указывает на отрицательную загрузку полосы 4 (-0,780) и положительную загрузку полос 5 (0,605) и 6 (=0,157) в соответствии с нагрузками на собственный вектор. Местоположения гидротермальных изменений показаны белым цветом при отрицании (умноженном на -1) PC₂ отображается в оттенках серого (рис. 8b).

Соотношения полос OHI, KAI и ALI были интегрированы в R, G и B, чтобы различать потенциальные участки глинистых и филлических изменений. Области повышенных гидротермальных изменений соответствуют структурным особенностям, связанным с гранитными породами, в соответствии с классификациями этих комбинированных значений. Наибольшее значение каждой фракции обозначено белым тоном. Индексы OHI, KLI и ALI были отображены в R, G и B соответственно (рис. 8с), а местоположения с обилием трех индексов OHI, KAI и ALI выделены белым тоном.

Индекс OHI, содержащих измененные полезные ископаемые (OHI)=[полоса 7/полоса 6]×[полоса 4/полоса 6]

Индекс каолинита (KLI)=[полоса 4/полоса 5]×[полоса 8/полоса 6],

Индекс алунита (ALI)=[полоса 7/полоса 5]×[полоса 7/полоса 8].

Подмножество изображения PC₂ (рис. 6d) перекрыто выделенными пикселями интереса, полученными из диаграммы рассеяния (рис. 6е). Для изучения состава Al-OH АСТРЫ был использован двумерный (2D) график рассеяния с соотношениями полос (5+7)/6 (содержание Al-OH) против 5/7 (состав Al-OH). В крайней правой нижней части диаграммы указаны регионы, в которых отсутствуют минералы Al-OH, тогда как в крайней верхней левой части диаграммы показаны места, в которых нет минералов Al-OH. Было обнаружено, что при построении графиков соотношения полос (5+7)/6 (содержание Al-OH) против 5/7 (состав Al-OH) четко отделены области, богатые Al-OH, от областей, где Al-OH отсутствует, что подтверждает предыдущие выводы. Более высокие значения, указывающие на более высокие концентрации Al-OH, выделены красным и соответствуют местам значительных гидротермальных изменений. Как показано зеленым цветом на рисунке 8е, эта область была четко разграничена более низкой концентрацией Al-OH и более высоким содержанием Mg-OH.

В таблице 1 приведены значения собственных векторов, полученные с использованием конкретных полос (B4, B5 и B6) для метода PCA.

Табл. 1.

PCA выбранных полос 4, 5 и 6.

Eigenvector	Band 4	Band 5	Band 6	Eigenvalue
PC1	-0.5646	-0.57235	-0.59468	99.923
PC2	-0.7798	0.605985	0.157136	0.057
PC3	-0.27043	-0.55245	0.788457	0.021

5. Рентгеноструктурный анализ зон гидротермальных изменений.

Образцы были взяты из двух основных зон изменений и 21 репрезентативный образец был отобран для рентгеноструктурного анализа в Национальном исследовательском центре (Египет).

Результаты анализов выявили присутствие минералов кремнезема (в основном кварца), гипса, ангидрита, каолинита, иллита, клинохлора и гематита с небольшим процентом микроклина, кальцита и галита (табл. 2 и 3).

Табл. 2.

Результаты рентгеноструктурного анализа
(местоположение на рис. 9b).

Sample Name	Compound Name	Chemical Formula	Vol %
A1	Quartz	SiO ₂	25.8
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	61.9
	Illite	K _{0.5} (Al,Fe,Mg) ₃ Si ₄ Al(OH) ₂	9.7
	Anhydrite	CaSO ₄	2.6
A2	Quartz	SiO ₂	5.7
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	90.2
	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	3.0
	Anhydrite	CaSO ₄	7.1
A3	Quartz	SiO ₂	43.1
	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	18.9
	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	31.5
	Anhydrite	CaSO ₄	6.6
A4	Quartz	SiO ₂	62.50
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	12.30
	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	18.8
	Hematite	Fe ₂ O ₃	6.4
A5	Quartz	SiO ₂	41.5
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	24.9
	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	3.1
	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	17.1
	Hematite	Fe ₂ O ₃	2.0
	Clinocllore	Mg ₃ FeO ₃ ·2Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈	11.3
A6	Quartz	SiO ₂	62.8
	Hematite	Fe ₂ O ₃	3.1
	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	24.5
	Anhydrite	CaSO ₄	9.6
A7	Quartz	SiO ₂	47.2
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	21.2
	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	10.6
	Halite	NaCl	3.2
	Bassanite	CaSO ₄ ·0.5H ₂ O	17.7
A8	Quartz	SiO ₂	20.0
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	72.5
	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	7.6
A9	Quartz	SiO ₂	70.8
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	21.2
	Calcite	CaCO ₃	8.0
A10	Quartz	SiO ₂	38.3
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	35.8
	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	20.1
	Anhydrite	CaSO ₄	5.9
A11	Quartz	SiO ₂	48.4
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	18.1
	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	15.9
	Anhydrite	CaSO ₄	4.9
	Hematite	Fe ₂ O ₃	4.1
	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	8.6
A12	Quartz	SiO ₂	57.3
	Albite	NaAlSi ₃ O ₈	10.2
	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	6.4
	Microcline	KAlSi ₃ O ₈	13.6
	Calcite	CaCO ₃	12.4

Табл. 3.

Результаты рентгеноструктурного анализа
(местоположение на рис. 8b)

Sample Name	Compound Name	Chemical Formula	vol %
B3	Quartz	SiO ₂	65.3
	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	9.8
	Calcite	CaCO ₃	8.2
	Hematite	Fe ₂ O ₃	0.8
	Microcline	KAlSi ₃ O ₈	15.9
B4	Quartz	SiO ₂	4.3
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	91.8
	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	3.8
B5	Quartz	SiO ₂	29.9
	Albite	NaAlSi ₃ O ₈	70.1
B6	Quartz	SiO ₂	3.1
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	77.0
	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	19.2
	Anatase	TiO ₂	0.6
B7	Quartz	SiO ₂	75.3
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	4.5
	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	12.8
	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	5.9
	Anhydrite	CaSO ₄	1.5
B8	Quartz	SiO ₂	47.3
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	21.3
	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	2
	Calcite	CaCO ₃	3.2
	Albite	NaAlSi ₃ O ₈	4.6
	Minamite	(Na,Ca)1-xAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	2.4
	Halite	NaCl	0.8
B9	Quartz	SiO ₂	31.3
	Gypsum	CaSO ₄ ·2H ₂ O	49.2
	Kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ ·2H ₂ O	6.4
	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	4.1
	Albite	NaAlSi ₃ O ₈	8.9

Глинистые минералы (каолинит, иллит, серицит) в этих зонах в основном являются продуктами разложения плагиоклазового полевого шпата, а присутствие оксидов и гидроксидов трехвалентного железа (гематит, гетит) связано с выветриванием ферромагнетитовых минералов (в основном роговой обманки и клинопироксена). Обилие сульфатов в форме гипса и ангидрита указывает на прежнее присутствие рассеянных сульфидных фаз, что согласуется с тем, что эти зоны являются либо зрелыми слоистыми отложениями, либо каналами питающих зон VMS.

6. Карта поисковых признаков полиметаллического оруденения.

Окончательное потенциальное местоположение минерализации было создано путем объединения многокритериальных данных. Это позволяет выявить перспективные области рудной минерализации, связанные с зонами гидротермальных изменений. Результаты анализа ДДЗ были объединены с использованием ГИС-подходов (соотношение полос, РС, минеральные индексы). Эти изображения были количественно оценены и разделены на различные зоны (разные значения вероятности). Подход объединения данных в ГИС позволил определять перспективные поисковые площади.

Используя метод наложения на основе ГИС, перспективные участки были выявлены путем объединения нескольких карт гидротермальных изменений (рис. 9).

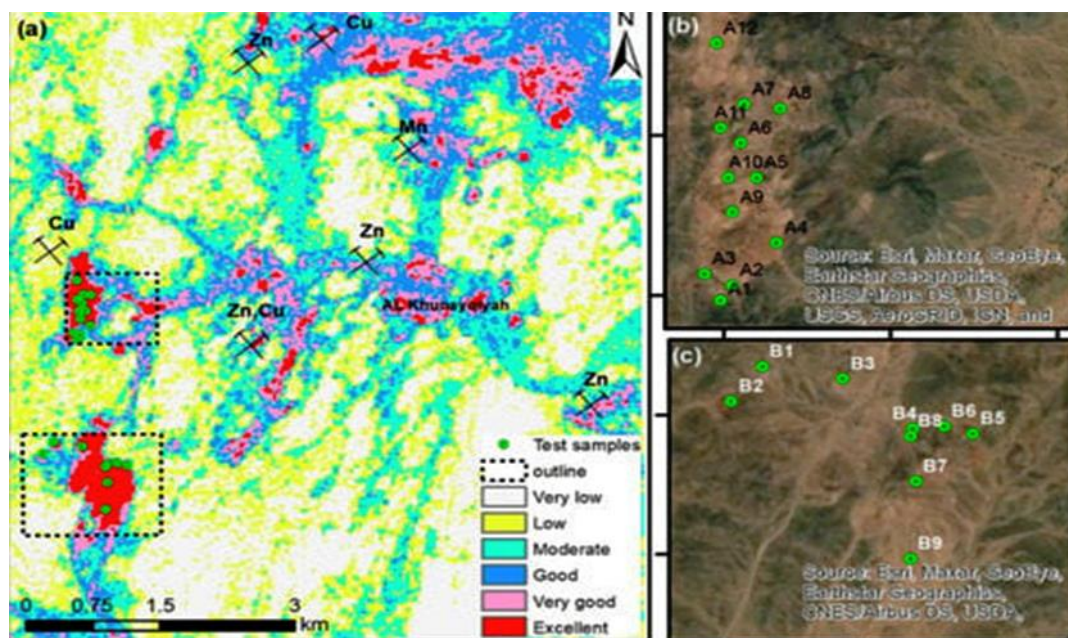


Рис. 9. (a) Перспективная карта исследуемого района по минералам; (b, c)

Карта перспективных участков разделена на шесть групп (рис. 9а) в зависимости от интенсивности гидротермальных изменений: очень низкая, низкая, умеренная, хорошая, очень хорошая и превосходная, и охватывает 31,36, 28,22, 20,49, 10,99, 6,35, и 2,59 % от площади

исследуемого района. Красным цветом обозначена наиболее перспективная зона залежей полезных ископаемых. Полученная карта демонстрирует закономерность согласованности гидротермальных рудных месторождений, обнаруженных в районе.

7. Обсуждение.

Использование различных методологий для трех различных датчиков, включая OLI, Sentinel-2 и данные ASTER, ясно показывает, что в исследуемой области доминируют процессы гидротермальных изменений. В результате степень изменений может помочь в определении поисковых площадей.

Области HAZs (рис. 4) были идентифицированы с использованием соотношений полос, полученных от датчиков OLI, таких как 6/7, 6/2 и 6/5 4/5, 6/7, 6/5, и 6/7, 4/2, 5/6. Соотношение полос 6/7 подчеркивает минералы, содержащие OH, такие как каолинит-сметтит, слюды и амфиболы. С другой стороны, железосодержащие минералы выделяются с использованием таких соотношений полос, как 4/2, 6/5 и 6/5 4/5. Кроме того, применение отношения полос Sentinel-2 3/4 характеризует двухвалентное железо, оксиды железа (Fe^{3+}) представлены 11/8A, а двухвалентное железо (Fe^{2+}) представлено (3/4). В дополнение к соотношению полос Sentinel-2, 11/12 обозначает минералы, содержащие OH. Это связано с тем, что интеграция железосодержащих минералов, смешанных с минералами, содержащими OH, с разных датчиков (OLI и Sentinel-2) характеризовала участки и зоны, богатые железом, как показано на рисунке 3 и 4.

Данные SWIR ASTER были проанализированы с использованием различных соотношений полос для поиска областей гидротермальных изменений, включающих 4/6, 4/5 и 4/7; 4/6, 7/6 и (5+7)/6; (5+7)/6. Выделение минералов, содержащих OH, стало возможным благодаря использованию соотношения полос 4/6 ($\lambda = 1,656/2,209$ м) (рис. 7). Соотношение 4/6 отлично подходит для выделения водных минералов, таких как каолинит, иллит и монтмориллонит, поскольку они обладают высокой характеристикой поглощения в полосе 6 и высокой отражательной способностью в полосе 4. Кроме того, соотношения 4/5 и 4/7 в полосах ASTER увеличивают зоны изменений аргиллита и серицита соответственно. Белый тон на рисунке 7 и 8 подчеркивает области гидротермальных изменений, которые по большей части совпадают со структурами.

Относительная глубина полосы (5+7)/6 была эффективна (рис. 7с и рис. 8а) для обнаружения Al-сметтита, мусковита, серицита и иллита, а также минералов Al/Fe-OH, таких как мусковит, каолинит и ярозит. Кроме того, полосы ASTER 5+7/6 "содержание Al-OH" и полосы 5/7 (внешнее поглощение) "состав Al-OH". На диаграмме (рис. 8с) показано, что

выбранные красные пиксели богаты AL-OH, но самые низкие - зелеными. Область AL-OH отмечена красным, что соответствует областям с интенсивными гидротермальными изменениями.

Использование наложения на основе ГИС для подтверждения результатов соотношения полос и минеральных индексов, полученных с помощью данных Landsat-OLI, Sentinel-2 и ASTER выявили железосодержащие и Al-OH-несущие минералы, что позволило получить информацию о перспективных участках. Они характеризуются наличием лимонита, гетита, гематита, малахита и азурита, свидетельствующем о существовании массивных сульфидов, а также залежами возможных порфиоров и скарнов.

8. Вывод.

В районе Хнаигия, Саудовская Аравия, проводилось тестирование ДДЗ для прогнозирования возможного полиметаллического оруденения. Способность мультиспектральных ДДЗ обнаруживать гидротермально-метасоматические изменения пород имеет важное поисковое значение. В настоящем исследовании использовались ASTER, Sentinel-2 и Landsat-OLI для выявления потенциальных зон HAZs. Полученные данные с помощью различных мультиспектральных датчиков, были объединены с помощью ГИС.

В результате были определены перспективные поисковые площади со значительными гидротермальными изменениями, которые охватывают около 2,59 %, площади исследуемого района

VI. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ЛОГИСТИЧЕСКОЙ РЕГРЕССИИ И ВЕСОВЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ УРАНА ВУЛКАНИЧЕСКОГО ТИПА [2].

1. Введение.

Южно-Китайская провинция известна наличием крупных запасов урана четырех основных типов - связанные с гранитами, вулканитами, песчаниками и углеродисто-кремнистыми пеллитовыми породами. Минерализация урана в основном происходила в меловой и третичный периоды и имеет гидротермальную природу.

Залежи урана вулканического типа часто находятся внутри и вблизи вулканических кальдер, заполненных различными лавами или пирокластическими породами. Вмещающие породы, как правило, кислые и промежуточно-кислые и обогащены U, F, Nb, Ta, Zr, Th и Rb и обеднены Mg, Fe, Ti, P, Ba, Sr, La и Eu. Месторождения урана вулканического типа характеризуются структурным контролем, который фокусирует поток флюидов, включая краевые разломы кальдеры, зоны линейных разломов, брекчиевые трубы и зоны разломов в хрупко спаянном туфе. Гидротермальные изменения, связанные с залежами урана вулканического типа, часто представлены гематизацией, флюоритизацией, окремнением, пиритизацией и серицитизацией.

Картирование перспективности полезных ископаемых (МРМ) является ключевым компонентом поисков полезных ископаемых. Для моделирования перспективности были использованы различные методы взвешивания и интеграции пространственных слоев доказательств для определения целевых зон. Методы, основанные на данных, включающие количественный анализ пространственных связей между известными залежами в качестве тренировочных площадок, включают логистическую регрессию, модель весов доказательств, моделирование доказательной базы, байесовские сетевые классификаторы, искусственные нейронные сети, машины опорных векторов и случайные леса; основанные на знаниях - содержат булеву логику, наложение индексов, процесс нечеткой аналитической иерархии, нечеткую логику и ограниченную машину Больцмана.

Район Пучэн в провинции Фуцзянь, характеризующийся широким распространением вулканических пород, является значительным районом запасов урана вулканического типа. В данном исследовании гибридные методы логистической регрессии и модели весов доказательств, основанные на данных, применяются для картирования потенциала урана.

2. Геологические условия и минерализация урана.

Исследуемый район расположен на северо-западе провинции Фуцзянь, Китай. Метаморфические породы в докембрии и вулканические породы в мезозойских толщах широко обнажены в исследуемых районах (рис. 1).

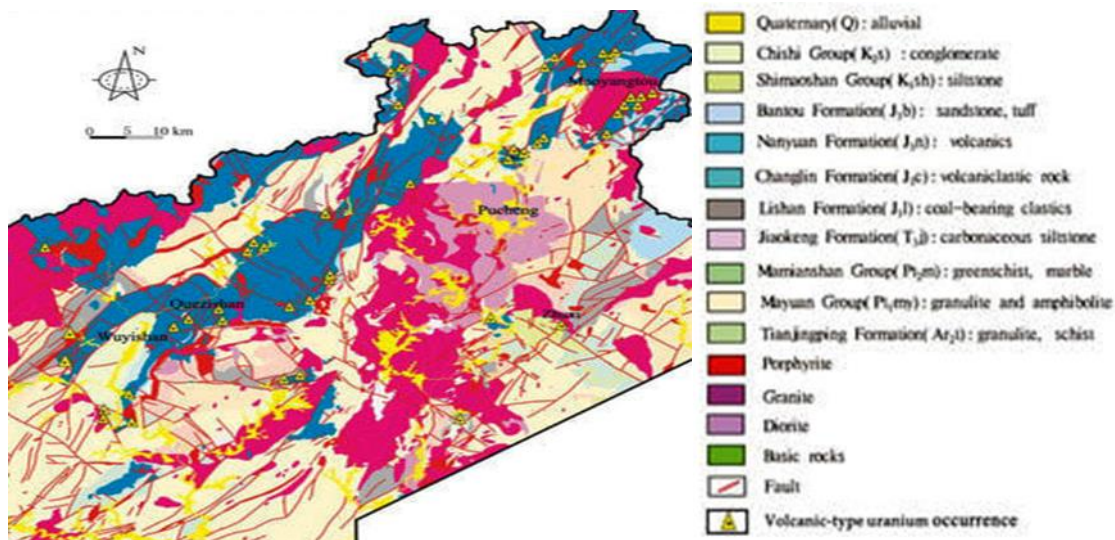


Рис. 1. Геологическая схема района Пученг.

Древнейшими образованиями в районе являются неоархейские метагенные породы фундамента (около 1790 млн лет), в основном биотитовый плагиоклазовый гранулит, амфиболитовые сланцы и гнейсовые породы формации Тяньцзиньпин (табл. 1).

Табл. 1.

Стратиграфическая колонка района Пученг.

Lithostratigraphic Unit (Code)		Lithological Description	Thickness (m)
Quaternary (Q)		Eluvium, Deluvium, Alluvium.	0~20
Akaishi Group (K _{2ch})		Gray-purple thick-layer conglomerate.	313~2015
Shaxian Formation (K _{2s})		Purple-red thick-layer siltstone interbedded with tuffaceous sandstone.	144~1160
Shimaoshan Group (K _{1sh})		The second member: tuff, tuffaceous sandstone interbedded with basalt. The first member: red thick-layer conglomerate.	182~1265
Bantou Formation (J _{3b})		The second member: tuff, tuff lava, rhyolite interbedded with tuffaceous and siltstone; the first member: gray feldspar quartz sandstone, shale, conglomerate, tuffaceous sandstone.	336~1774
Nanyuan Formation (J _{3n})		The third member: porphyroclastic lava, rhyolite; the second member: tuff, tuff lava, rhyolite interbedded with tuff and tuffaceous sandstone; The first member: siltstone, tuffaceous sandstone.	>5576
Changlin Formation (J _{3c})		Tuff and tuffaceous sandstone.	644~1774
Lishan Formation (J _{1l})		Grey medium coarse grain siltstones, interbedded with sandstone.	33~1524
Jiaokeng Formation (T _{3j})		Carbonaceous siltstone, coal seam; feldspar quartz sandstone.	58~508
Mamianshan Group	Longbeixi Formation (Pt _{2l})	Marble, schist and granulite.	>2117
	Dongyan Formation (Pt _{2dn})	Green schist, plagioclase amphibolite interbedded with marble lens.	>2760
Mayuan Group	Nanshan Formation (Pt _{1n})	Granulite interbedded with schist, plagioclase amphibolite.	1681~3498
	Dajinshan Formation (Pt _{1d})	Crystalline graphite-bearing granulite and schist interbedded with amphibolite, occasionally marble lens.	>3300
Tianjingping Formation (Ar _{2f})		Biotite plagioclase granulite interbedded with amphibolite schist.	>732

Они перекрыты протерозойскими метаморфическими породами фундамента группы Маюань (около 807 млн лет назад) и группы Мамьяньшань (около 751 млн лет назад), в основном серицитовыми сланцами, метаморфическими песчаниками, алевролитами, конгломератами и плагиоклазовыми гранулитами. Стратиграфия мезозоя - вулканические и вулканогенно-осадочные породы: риолиты, туфы, лавы, туфообразные песчаники и алевролиты.

Исследуемый район содержит интрузивные породы основного и кислого состава, включая оливиновое габбро, сиениты, диориты, граниты и порфиры. В районе в основном преобладают разломы северо-юго-восточной и северо-западной ориентации. В исследуемом районе разломы СВ направления в основном контролируют распределение полиметаллических месторождений урана.

Вмещающими породами м-ний урана Маоянтоу (доказанные запасы 2 тыс т со средним содержанием 0,185%) и Кесишань (600 т урана при среднем содержании 0,103%) являются вулканические породы юрско-меловой формации Наньюань, которая представляет собой серию континентальных кислых лавов и пирокластических пород (рис. 2).

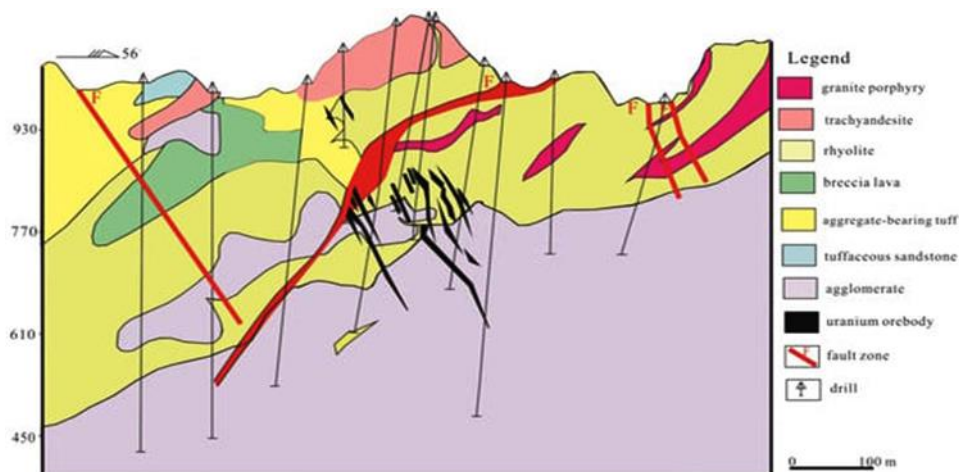


Рис. 2. Разрез м-ния Маоянтоу.

Гидротермальные изменения гематизации, альбитизации, кремнения и пиритизации тесно связаны с минерализацией урана и широко развиты вблизи минерализованных зон. Возраст (U-Pb метод) рудоформирования составляет 89,3-107,7 млн лет.

Гранитоиды и вулканы являются основным вмещателем урана в районе. Это подтверждается геохимическими исследованиями, основанными на соотношениях изотопов Pb в руде и вулканических породах. Уран обнаружен в граните в концентрациях от 10 до 24 ppm.

Различные комплексы уранила, включая карбонат, фторид и хлорид, были предложены в качестве транспортировки урана в рудообразующих флюидах. В условиях окисления +VI

(UO_2^{2+}) может образовывать фторидные, карбонатные, гидроксильные, сульфатные, хлоридные, силикатные и другие комплексы.

В масштабе месторождения локальные вторичные разломы контролируют отдельные рудные зоны. Контактные зоны вулканические структуры также считаются благоприятными для выпадения урановой минерализации.

3. Методы картирования перспективности.

3.1. Веса доказательств (WofE).

Этот метод, основанный на байесовской условной вероятности, использует сигнатуры из нескольких источников с целевыми областями высокой перспективности. Метод WofE включает четыре следующих процесса:

Оценка априорной вероятности (P_{prior}): пусть область разделена на некоторое количество $N(T)$ ячеек, из которых есть $N(D)$ пикселей, содержащих перспективу D . P_{prior} тому, что ячейка, выбранная случайным образом, содержит перспективу, может быть оценено как P_{prior} , определяемое через $N(D)/N(T)$.

Определение весовых коэффициентов (W^+ & W^-): предположим, что в районе имеется $N(B)$ и $N(B^-)$ ячейки, в которых пространственные доказательства B присутствуют и отсутствуют соответственно. Весовые коэффициенты W^+ и W^- пространственной ассоциации модели прогнозирования B с целевым месторождением полезных ископаемых D . W^+ и W^- могут быть выражены как:

$$W^+ = \ln \frac{P(B/D)}{P(B/\bar{D})}, W^- = \ln \frac{P(\bar{B}/D)}{P(\bar{B}/\bar{D})}$$

Положительное значение W^+ отражает, что встречается больше контрольных точек, а положительное значение W^- - что встречается меньше контрольных точек. Нулевой вес для коэффициента W^+ или W^- указывает на пространственно некоррелированные точки обучения. Контраст, $C = W^+ - W^-$ - представляет собой меру пространственной связи между набором пространственных данных и набором перспектив. Если пространственная связь положительная, $C > 0$, если пространственная связь отрицательная, $C < 0$, и если пространственная связь отсутствует, $C = 0$.

Вычисление апостериорной вероятности (P_{prior}): веса доказательств на картах предсказателей объединяются с логарифмическими e предшествующими шансами $O(D)$, определяемыми через $P(D)/P(D^-)$, которые связаны с априорной вероятностью. Апостериорная вероятность затем определяется путем комбинирования весовых коэффициентов с

использованием формулировки шансов правила Байеса. Для K -го ($k = 1, 2, \dots, n$) слоев оценки апостериорных шансов преобразуются в апостериорные вероятности, отражающие степени минерального потенциала, которые могут быть выражены как:

$$\ln O(D/B_1^{K(1)} B_2^{K(2)} \dots B_n^{K(n)}) = \sum_{i=0}^n W_i^k + \ln O(D)$$

$$P_{post} = \frac{e^{\sum_{i=0}^n w_i^k + \ln o(D)}}{1 + e^{\sum_{i=0}^n w_i^k + \ln o(D)}}$$

Тестирование на условную независимость (CI): моделирование WofE требует предположения об условной независимости между слоями доказательств в отношении перспектив.

3.2. Логистическая регрессия (LR)

Логистическая регрессия - это классификация, а не регрессионная модель. Логистическая регрессия - это простой и более эффективный метод для задач бинарной и линейной классификации. Модель логистической регрессии представляет собой статистический метод бинарной классификации, который может быть обобщен на многоклассовую классификацию. Ее можно выразить в виде линейного уравнения:

$$Y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_3 + \dots + b_nx_n$$

где Y - зависимая переменная, представляющая наличие (1) или отсутствие (0), b_0 - точка пересечения модели, $b_1 \sim b_n$ - коэффициенты частичной регрессии, а $x_1 \sim x_n$ - независимые переменные.

Логистическая регрессия не предполагает распределения вероятностей независимых переменных-предикторов и, будучи нелинейной моделью, не требует условной независимости входных карт-предикторов. Возможность может быть рассчитана в виде уравнения:

$$p = 1/(1 + e^{-Y})$$

4. Карты доказательств.

4.1. Геологический контроль.

Для создания подтверждающих карт были собраны наборы данных, состоящие из геологических и аэро-радиометрических данных аномалий K, Th, γ и U. Также собрали ДДЗ ASTER для извлечения данных о изменениях, связанных с минерализацией урана.

Большая часть уранового оруденения локализована в вулканических породах позднеюрской формации Наньюань, некоторая часть - в интрузивных породах. Схема источников урана (рис. 3) показывает, что существуют положительные пространственные ассоциации между формацией Наньюань и гранитами с проявлениями урановой

минерализации. Следовательно, эти образования могут служить вероятным литологическим контролем в отношении уранового оруденения.

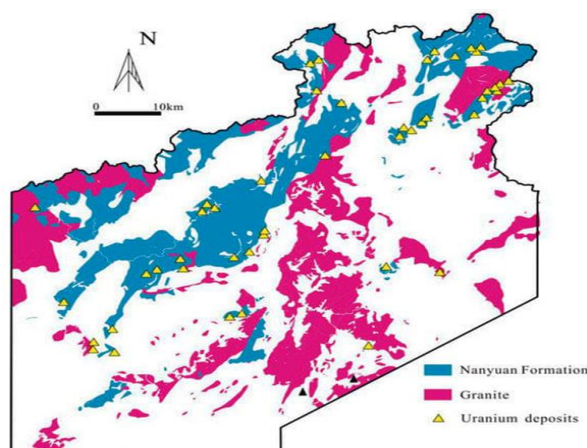


Рис. 3. Схема источников урана, формация Наньюань и граниты.

Линеаментные структуры и литологические контакты, являются важными факторами в контроле гидротермальной минерализации. Для картирования плотности таких структур разделили территорию по сетке и подсчитали количество, а также длины линеаментов, в каждой ячейке. Затем была создана карта плотности структур (рис. 4).

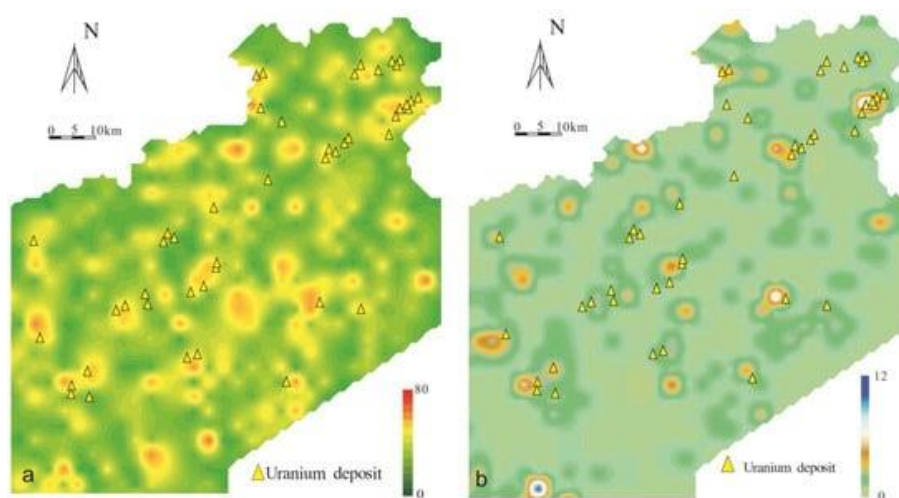


Рис. 4. Карты аномалий линеаментов: (а) длин и (b) пересечений.

Узлы пересечения линеаментов являются важным показателем проницаемости рудообразующих флюидов. Как протяженность, так и узлы пересечения имеют положительную корреляцию с залежами урана.

Схема буферных разломов северо-восточного и северо-западного простираний показана на рисунке 5; радиусы буферных разломов равны 1 км. Были установлены расстояния 0 и max 1,2 км 75% известных урановых проявлений.

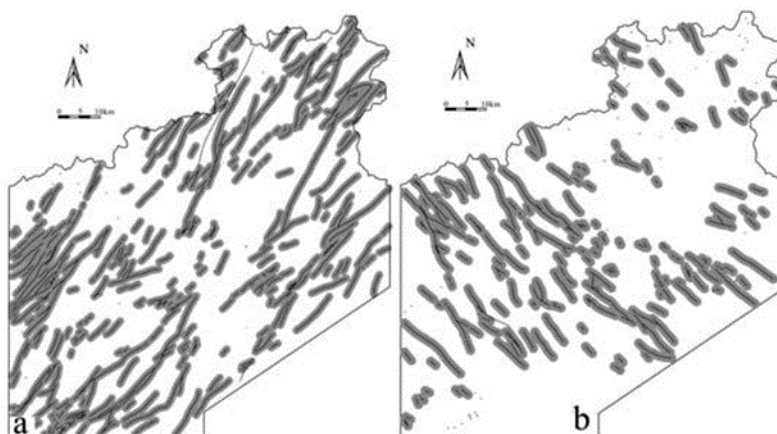


Рис. 5. Буферные схемы разломов СВ (а) и СЗ (b) простираций.

4.2. Гидротермальные изменения

Использование мульти-гиперспектрального датчика ASTER обусловлено определением оптических характеристик поверхности в спектральных диапазонах трех отдельных подсистем с общим количеством полос 14: (1) оптические изображения трех полос (от 0,52 до 0,86 мкм) с пространственным разрешением 15 м, полученные подсистемой видимой ближней инфракрасной области (VNIR); (2) оптические изображения шести полос (от 1,60 до 2,43 мкм) с пространственным разрешением 30 м, полученные подсистемой коротковолновой инфракрасной области (SWIR); (3) оптические изображения пяти полос (от 8,12 до 11,65 мкм) с пространственным разрешением 90 м, полученным тепловой инфракрасной подсистемой (TIR). Предварительная обработка изображений включала повторную выборку, калибровку излучения, геометрическую коррекцию и т.п.

В таблицах 2 и 3 приведены результаты PCA для регистрации минералов, содержащих оксиды и гидроксиды железа.

Результаты PCA полос 1, 2, 3 и 4; 1, 3, 4 и 6.

табл. 2

	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4
PC1	0.34	0.38	0.68	0.52
PC2	0.41	0.62	-0.65	0.14
PC3	-0.33	-0.30	-0.31	0.84
PC4	0.78	-0.62	-0.08	0.06

табл. 3

	Band 1	Band 3	Band 4	Band 6
PC1	-0.32	-0.71	-0.53	-0.34
PC2	-0.46	0.68	-0.34	-0.46
PC3	0.81	0.13	-0.51	-0.24
PC4	0.16	0.13	0.58	-0.79

Отражательная способность гидроксилсодержащих минералов достигает максимума в полосе 3 и уменьшается в полосе 4, а зерна поглощения появляются в полосе 6. Подавляющее большинство минералов, содержащих Fe^{2+} и Fe^{3+} , отражают сильнее и достигают максимума в полосах 2 и 4. Считается, что выбранный набор полос 1, 3, 4 и 6 может извлекать наибольшую информацию о минералах, содержащих гидроксил, в то время как набор полос 1, 2, 3 и 4 может извлекать наибольшую информацию о минералах, содержащих оксид железа. Для картирования изменений используется анализ главных компонент (PCA). Согласно

результатам, изображение PC2 показывает присутствие минералов, содержащих оксиды и гидроксилы железа (рис. 6).

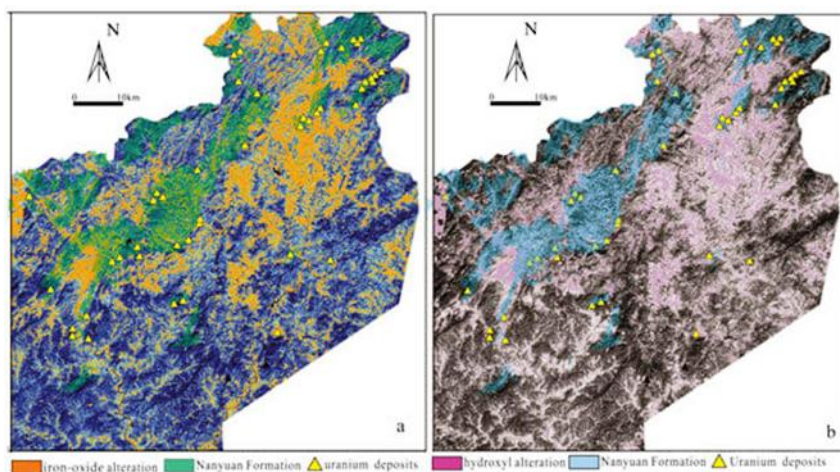


Рис. 6. Карта изменений, содержащих оксид железа (а), и гидроксил (б).

Для регистрации гидроксилсодержащих минералов использовался PCA, включающий полосы 1, 3, 4 и 6. Согласно результатам, изображение, связанное с PC4, показывает присутствие гидроксилсодержащих минералов в районе (рис. 6b). Результаты показывают, что пространственное распределение изменений соответствует пространственному положению вулканических пород и известных проявлений урана.

4.3. Аэро-радиоактивные аномалии.

Карты аэро-радиоактивных аномалий (рис. 7) показывают, что они в основном сосредоточены в северной и западной частях района и совпадают с положением богатых ураном вулканических пород (пороговые значения были выбраны в соответствии с фоновыми значениями в этой области).

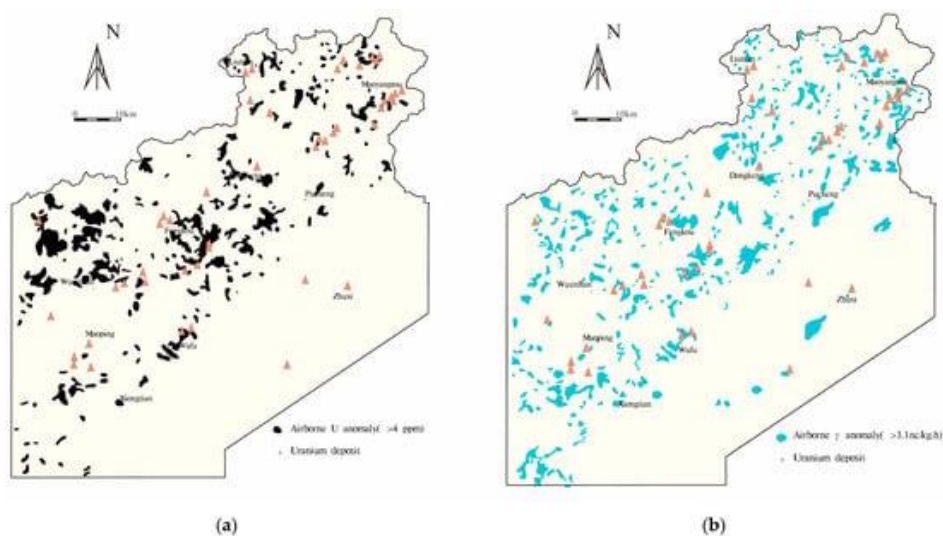


Рис. 7. Карта аномалий U (а) и суммарного гамма-излучения (б).

5. Моделирование перспективности на основе ГИС

В этом исследовании десять бинарных переменных получены на основе многоклассовых фактических карт. Формация Наньюань (F1) и гранит (F2) являются основными вмещающими породами и обеспечивают источники материала. Разломы СВ и СЗ простираний (F3 и F4) обеспечивают пути формирования минерализации урана. Они могут обеспечивать пути прохождения флюидов и физико-химические ловушки для локализации оруденения. Радиационные U- и гамма-аэроаномалии, оксидные и гидроксильные Fe-изменения на основе ДДЗ (F7 ~ F10) являются важными критериями при поисках урана.

Размер элементарной ячейки для анализа перспективности на основе ГИС зависит от размера месторождений и входных геологических данных (95% пар ближайших точек не попадают в один и тот же пиксель). При прогнозном моделировании были использованы элементарные ячейки размером 1×1 км. Модели WofE и LR были реализованы в среде ГИС. Были предложены различные тесты условной независимости, включающие попарный критерий χ^2 и “комплексный” тест. Нереалистично предполагать независимость слоев доказательств из-за внутренних пространственных и генетических взаимосвязей между различными геологическими особенностями. Апостериорные вероятности могут быть интерпретированы как относительные оценки минерализации. В таблице 4 приведены весовые коэффициенты и контрастность модели WofE, в то время как в таблице 5 приведены коэффициенты регрессии и уровень значимости независимых переменных.

Табл. 4.

Прогностическая модель моделирования перспективности WofE.

Targeting Criteria	Evidence Layer	W ⁺	W ⁻	C
Sources	F1: uranium-rich Nanyuan Formation	1.24	-1.92	3.16
	F2: uranium-rich granite	0.11	-0.13	0.24
Pathways	F3: NE-striking faults	0.42	-1.53	1.95
	F4: NW-striking faults	0.72	-0.91	1.63
Traps	F5: Linear structures intersection	2.13	-0.08	2.23
	F6: Linear structures density	0.66	-0.56	1.22
Deposition and preservation	F7: Airborne radioactive gamma	0.92	-0.66	1.58
	F8: Airborne radioactive U	0.62	-0.22	0.84
	F9: Iron-stained alteration	1.35	-0.21	1.56
	F10: Hydroxyl alteration	0.93	-0.12	1.05

Табл. 5.

Прогностическая модель моделирования перспективности LR.

Variable	b	Standard Deviation	Wald's Statistics	Significance Level
Nanyuan Formation	2.401	0.428	31.414	0.000
Granite	0.502	0.734	0.467	0.495
Radioactive U	1.287	0.666	3.731	0.053
Radioactive gamma	1.914	0.552	12.049	0.001
Iron alteration	0.861	0.59	2.131	0.144
Hydroxyl alteration	-1.251	0.671	3.477	0.062
Structures density	0.865	0.332	6.807	0.009
Structures intersection	0.564	0.377	2.238	0.135
NE-striking fault	2.004	0.45	19.795	0.002
NW-striking fault	1.746	0.363	23.169	0.010
Constant	-8.49	0.548	239.803	0.350

Результаты моделей WofE и LR были использованы для создания карт перспективности (рис. 8).

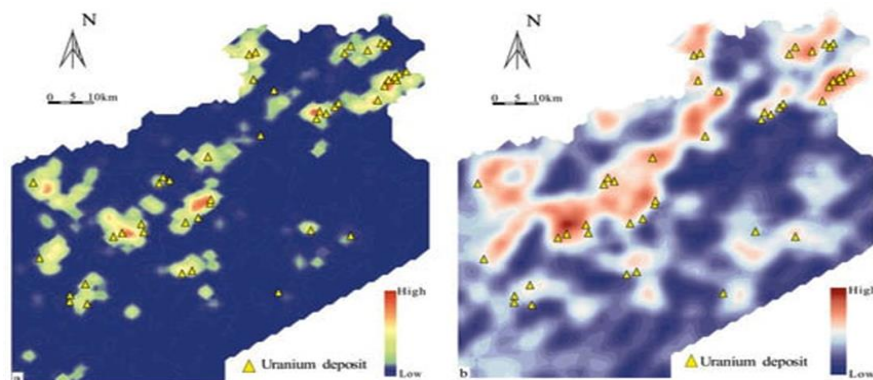


Рис. 8. Вероятностные карты: с помощью WofE (a) и LR (b).

Для проверки характеристик моделей WofE и LR в этом исследовании были рассмотрены кривые ROC. Применение кривой ROC к тесту моделирования перспективности содержит четыре параметра: (1) истинно положительный результат (Tr), представляющий известные залежи урана, занятые перспективными зонами, (2) ложноотрицательный результат (Fn), представляющий известные залежи урана, занятые неперспективными зонами, (3) ложноположительный результат (Fp), представляющий отсутствие известных залежей урана, занятых перспективными зонами, и (4) истинно отрицательный результат (Tn), представляющий отсутствие известных залежей урана, занятых неперспективными зонами.

Истинно положительный коэффициент (TPR) и ложноположительный коэффициент (FPR) могут быть рассчитаны по формулам $TPR = Tr / (Tr + Fn)$ и $FPR = Fp / (Fp + Tn)$. Графики ROC могут быть построены на основе парных данных TPR, FPR, полученных с использованием ряда пороговых значений для классификации степени перспективности. Они также известны как чувствительность (TPR) и специфичность (1-FPR). AUC, площадь под кривой ROC, является количественным показателем для измерения эффективности классификаторов. Значение AUC колеблется от 0 до 1,0, и чем больше AUC, тем лучше показатели.

На рисунке 9 показаны результаты ROC в соответствии с различными пороговыми значениями вероятности перспективности полезных ископаемых.

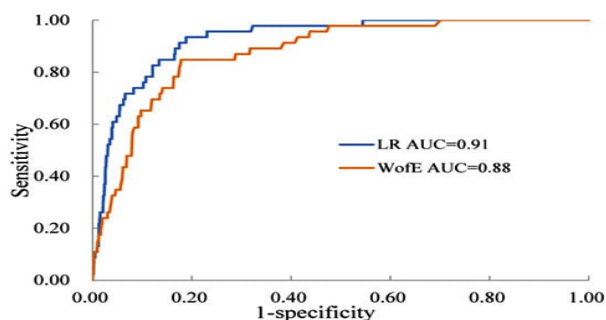


Рис. 9. ROC-кривые WofE и LR.

Значения AUC для WofE и LR составляют 0,88 и 0,91 соответственно, показывая, что обе модели способны картировать перспективность минерализации урана. Точность прогнозирования модели LR выше, чем у WofE. LR предоставляет объективные оценки апостериорной вероятности оруденения благодаря своей способности учитывать условные зависимости во входных наборах данных. Наиболее важными переменными являются формация Наньюань, за которой следуют плотность линейных структур и мелкие разломы. Следует отметить, что несмотря на то, что контраст WofE и коэффициента регрессии LR для гранитов намного меньше, граниты обеспечивают доказанный (хотя и противоречивый) источник урана.

6. Вывод.

В данном исследовании модели весов доказательств и логистической регрессии реализованы для моделирования перспективности уранового оруденения вулканического типа в районном масштабе. Созданные карты показали, что они могут с высокой точностью прогнозировать, указывая на возможность выявления месторождений урана. Модель логистической регрессии работает лучше, чем модель весомости доказательств. Методы моделирования на основе ГИС обеспечивают эффективные подходы к определению перспективных поисковых площадей в региональном масштабе на основе наборов данных из нескольких источников. Эти прогнозные карты могут предоставить полезную информацию для дальнейших поисков гидротермальных месторождений урана.

VII. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ МОЛИБДЕНИТА: ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТИПА МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОГРАНИЧЕНИЯ [3].

1. Введение.

Молибденит является одним из основных минералов в порфировых, кварцево-жильных и скарновых месторождений и содержит важные ресурсы Mo и Re. Изотопная система Re–Os молибденита широко использовалась для определения возраста рудообразования из-за его высокого Re и отсутствия общего Os. Содержание рения в молибдените колеблется от ppb до тысяч ppm в различных геологических средах. Помимо Re, молибденит также содержит другие элементы, такие как Bi, W, Pb, Te, Ag, Cu, Au, Zn и Sn. Существует два поли типа молибденита: гексагональный (2H) и ромбоэдрический (3R). Некоторые исследования показали, что молибденит 3R имеет более высокое содержание примесей, таких как Re, W, Sn и Bi, чем молибденит 2H. Характеристики микроэлементов в сульфидах, таких как пирит и сфалерит, также успешно применяются в качестве геохимических инструментов.

Идентификация происхождения молибденита важна при поисках рудных месторождений. Предыдущие исследования связывали геохимию микроэлементов молибденита с типами месторождений. Исследовали микроэлементный состав молибденита из месторождений, связанных с грейзенами, золотом, неблагородными металлами и безрудными гранитами, а также порфировых Cu–Mo объектов. Изменение микроэлементного состава молибденита в зависимости от конкретного типа минерализации обусловлено присутствием минеральных включений нано- и микронного масштаба. Были проанализированы микроэлементы в молибдените из 57 молибденовых месторождений в Китае с использованием ICP-MS и установили, что различные геохимические характеристики молибденита из разных типов минерализации являются результатом различий в физико-химических условиях и источниках рудообразующих флюидов. Некоторые исследования связывают содержание Re в молибдените с источником рудообразующих флюидов, где более высокое содержание Re (>100 ppm) указывает на преобладающий источник в мантии, а более низкое содержание Re (<10 ppm) указывает на преобладающий коровый источник. Эти исследования продемонстрировали, что микроэлементы в молибдените обладают способностью ограничивать источник и условия рудообразующих флюидов. Исходя из этого, ожидается, что микроэлементы в молибдените могут быть использованы для типизации месторождений.

В этом исследовании обобщены данные масс-спектрометрии с лазерной абляцией и индуктивно связанной плазмой (LA–ICP–MS) по микроэлементам молибденита из различных типов месторождений. Эти данные исследованы методом частичного дискриминантного анализа методом наименьших квадратов (PLS-DA), чтобы определить, можно ли различать

различные типы месторождений по микроэлементам в молибдените и какие факторы контролируют изменения в микроэлементном составе. Также проиллюстрированы ограничения молибденита как минерала-индикатора для классификации типов месторождений.

2. Данные и аналитические методы.

2.1. Подготовка данных.

Были собраны данные LA–ICP–MS о микроэлементах молибденита в общей сложности из 28 мест по всему миру (рис. 1).

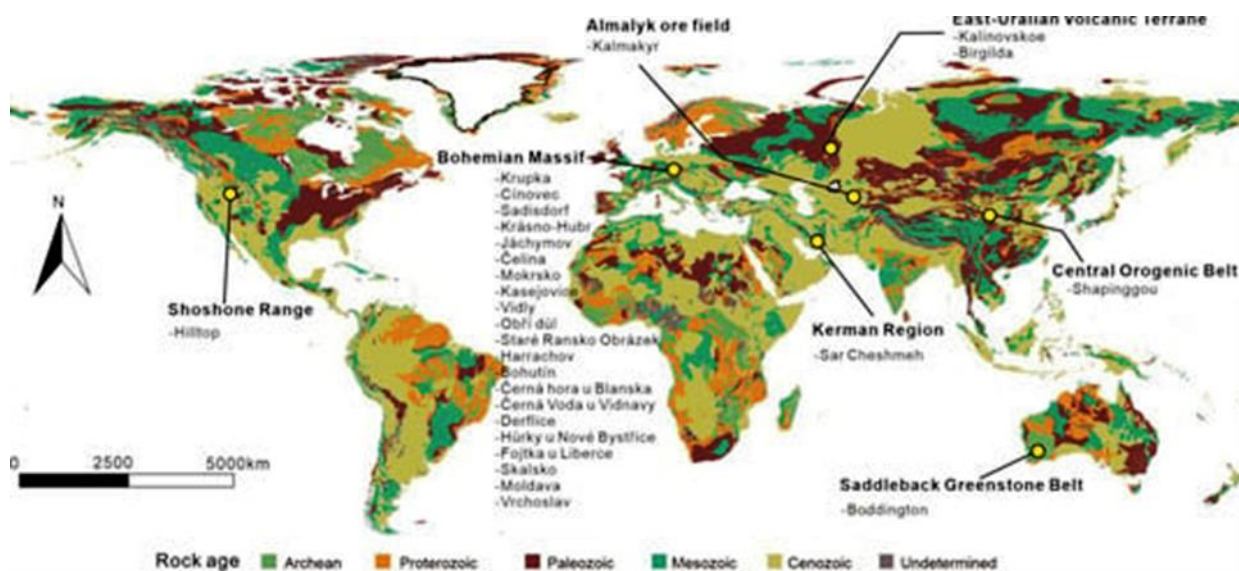


Рис. 1. Образцы молибденита из разных месторождений.

Эти месторождения расположены в Китае, Соединенных Штатах, Западной Австралии, Чешской Республике, Узбекистане, России и Иране. Данные LA–ICP–MS включали 542 анализа, первоначально разделенных на 17 типов месторождений, включая гранитные жилы Mo, гранодиоритовый Mo, Sn–W грейзен, пегматитовые жилы Mo, Cu порфир, Cu–Au–Mo порфир, Cu–Mo порфир, Cu–Mo–Au порфир, Mo порфир, Mo–Cu–Au порфир, кварцевые жилы Au, кварцевые жилы Au–W, кварцевые жилы Mo–Au, кварцевые жилы Sn–W, кварцевые жилы Sn–W–Li, Fe–Cu–As скарн и вулканогенный Zn–Cu–Ba–Pb. Чтобы лучше различать типы месторождений и изучить влияние новой схемы классификации на результаты PLS-DA, некоторые типы месторождений были дополнительно объединены на основе вмещающих пород и типов металлов, в результате чего было получено 10 типов месторождений: Mo, связанный с гранодиоритами; порфировые Cu±Mo±Au месторождения; порфировые месторождения Mo±Cu±Au; Au±W кварцевые жилы, Sn–W±Li кварцевые жилы; Fe–Cu–As скарны и вулканогенные Zn–Cu–Ba–Pb объекты.

2.2. Статистические методы.

Чтобы лучше идентифицировать геохимические особенности молибденита из конкретного типа месторождения, данные LA–ICP–MS были исследованы с помощью многомерного статистического метода PLS-DA. Процедура подготовки данных описана в Huang et al. (2019). Для PLS-DA использовались элементы со значениями цензуры $\leq 40\%$. Исходя из этого правила, в PLS-DA могут использоваться 13 элементов, включая Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Ag, Sn, Sb, Te, W, Re, Au, Pb и Bi. Для анализа данных использовался пакет `rob-composition` в программном обеспечении R. Условные данные были преобразованы методом центрированного логарифмического отношения, чтобы исключить ложную корреляцию данных о концентрации.

Как правило, результаты PLS-DA могут быть интерпретированы с использованием четырех видов графиков. Это библиоскопии загрузки и веса (например, первого и второго компонентов, $q_w^*1 - q_w^*2$), графики оценки ($t_1 - t_2$), графики вклада оценки и графики переменной важности при прогнозировании (VIP) - кумулятивные графики. Графики загрузки показывают взаимосвязь между элементами, а также между элементами и определенными типами месторождений, в то время как графики оценки показывают распределение всех отдельных анализов или образцов. Графики вклада баллов описывают особенности состава конкретной группы по сравнению со средним составом изученного набора данных. Положительный или отрицательный вклад элемента в оценку указывает на относительное обогащение или истощение содержания. Накопительный график VIP показывает важность каждого элемента в классификации. Значение VIP элемента больше 1 указывает на то, что этот элемент является наиболее важным в классификации. Значение VIP от 0,8 до 1 элемента означает, что он умеренно важен.

3. Результаты.

3.1. Химический состав молибденита.

В целом, различия в содержании элементов в молибдените из разных типов месторождений весьма велики. Содержание Co, As, Ag, W и Sn колеблется от 10^{-2} до 10^4 ppm, содержание Cu, Zn, Se и Te колеблется от 10^{-1} до 10^4 ppm, содержание Ni колеблется от 10^{-2} до 10^3 ppm, содержание Sb и Au колеблется от 10^{-3} до 10^3 ppm, содержание Re и Bi колеблется от 10^{-3} до 10^4 ppm, а содержание Pb колеблется от 10^{-2} до 10^5 ppm (рис. 2).

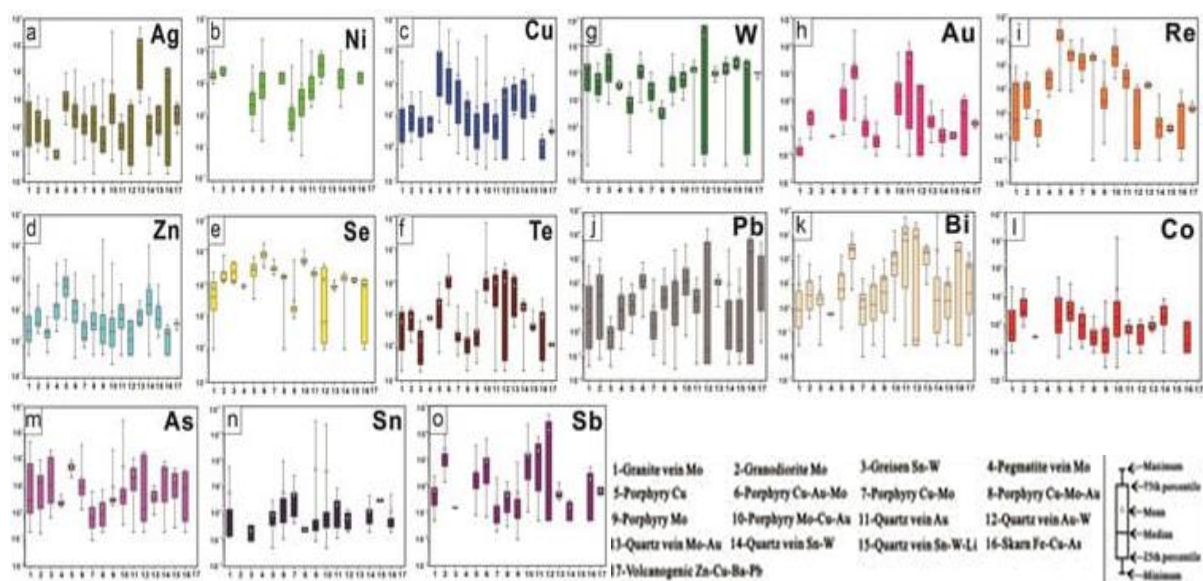


Рис. 2. Многоэлементные боковые и нитевидные графики для данных LA-ICP-MS о микроэлементах (ppm) молибденита из семнадцати типов месторождений.

Как показано на графиках, молибденит из кварцевых жил Mo–Au и скарновых Fe–Cu–As месторождений имеет относительно высокое среднее содержание Ag, тогда как молибденит из пегматитовых жил Mo-месторождений имеет относительно низкое среднее содержание Ag (рис. 2a). Молибдениты из порфировых Mo-месторождений имеют самое низкое среднее содержание Ni, в то время как молибдениты из других месторождений содержат аналогичное среднее содержание Ni (рис. 2b). Молибденит из порфирового Cu демонстрирует высокие средние содержания Cu и Zn (рис. 2c, d). Среднее содержание Se в молибдените из порфировых Mo и кварцевых жильных Au–W месторождений относительно низкое (рис. 2e). Теллур относительно обогащен молибденитом из порфировых Cu–Au–Mo, порфировых Mo–Cu–Au, кварцевых жильных Au и кварцевых жильных Mo–Au месторождений и обеднен молибденитом из грейзеновых Sn–W месторождений (рис. 2f). Кварцевая жила Au–W имеет относительно низкое медианное содержание W (рис. 2g). Среднее содержание Au относительно высокое в молибдените из порфировых месторождений Cu–Au–Mo и кварцевого жильного Au (рис. 2h). Среднее содержание Re является самым высоким в молибдените из порфировых месторождений Cu (рис. 2i), тогда как среднее содержание Pb является самым высоким в молибдените из скарновых месторождений Fe–Cu–As (рис. 2j). Молибденит из порфировой Cu–Au–Mo и кварцевой жилы Au демонстрирует относительно высокое медианное содержание Bi (рис. 2k). Молибденит из кварцевых жильных месторождений Au–W имеет относительно низкие средние содержания Re, Pb и Bi. Различия в средних содержаниях Co, As и Sn в молибдените от изученных типов месторождений не очевидны (рис. 2слева–справа). Среднее

содержание Sb в молибдените из гранодиоритовых Мо и кварцевых жильных Au месторождений относительно высокое (рис. 2о).

3.2. Результаты PLS-DA по молибдениту из разных типов м-ний.

На рисунках 3 и 4 показаны результаты PLS-DA, которые определяют взаимосвязь между элементами в молибдените из 17 типов месторождений, а также вклад баллов и совокупные результаты VIP.

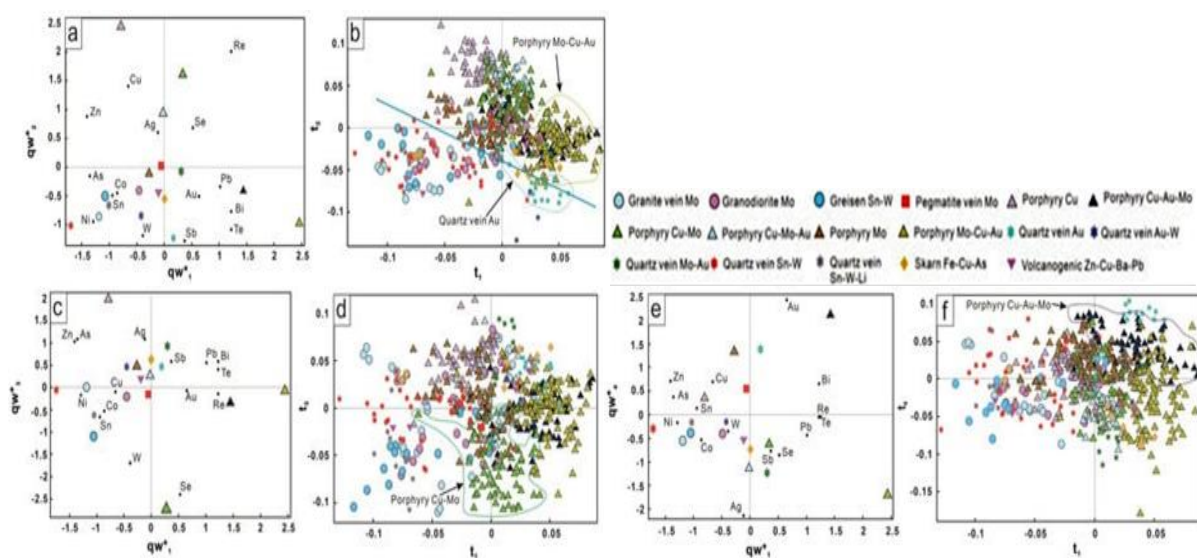


Рис. 3. Результаты PLS-DA данных LA-ICP-MS по молибдениту из семнадцати типов месторождений. Графики зависимости qw^*_1 от qw^*_2 ((a), первая и вторая загрузки), qw^*_1 от qw^*_3 ((c), первая и третья загрузки) и qw^*_1 от qw^*_4 ((e), первая и четвертая загрузки), показывающие корреляции между элементами и типами месторождений. Графики зависимости t_1 от t_2 ((b), первая и вторая оценки), t_1 от t_3 ((d), первая и третья оценки) и t_1 от t_4 ((f), первая и четвертая оценки), показывающие распределение отдельных анализов молибденита в пространстве скрытых переменных, определяемом qw^*_1 – qw^*_2 дюйма (a), qw^*_1 – qw^*_3 дюйма (c) и qw^*_1 – qw^*_4 дюйма (e) соответственно.

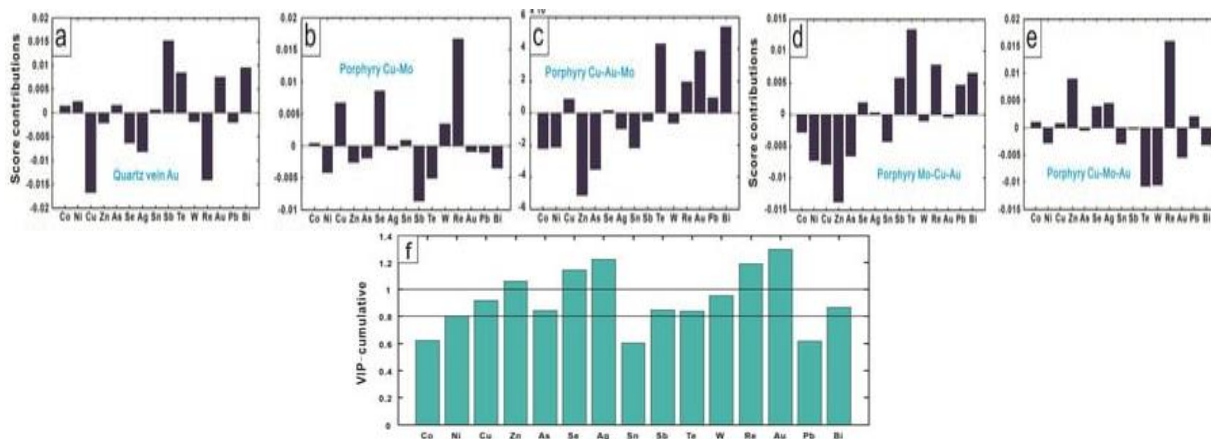


Рис. 4. Вклад баллов (a–e) и график VIP-кумуляции (f), соответствующий результатам PLS-DA на рис. 3.

На графике t_1 – t_2 могут быть определены две группы (рис. 3а, b). Молибденит из порфировых месторождений грубо отделен от молибденита из кварцевых жил, грейзеновых Sn–W, гранитных жильных Мо и гранодиоритовых Мо месторождений. Первый положительно коррелирует с Re, Cu, Ag, Se, Pb, Bi и Te, а второй положительно коррелирует с Ni, Co, Sn, Sb и W. Молибденит из пегматитовой жилы Мо, скарновый Fe–Cu–As и вулканогенный Zn–

месторождения Cu–Ba–Pb не могут быть выделены на участке t_1 – t_2 . Молибденит из кварцевых жильных месторождений Au отличается от других типов кварцевых жильных месторождений из-за его положительной корреляции с Sb, Te, Au и Bi (рис. 3а, б и рис. 4а). Несмотря на перекрытие, молибденит из порфировых месторождений Cu–Mo имеет отрицательную величину t_3 из-за корреляции с Cu, Se, W и Re (рис. 3с, d и рис. 4b). На участке t_1 – t_4 молибденит из порфировых месторождений Cu–Au–Mo выделен из-за его положительной корреляции с Te, Re, Au, Pb и Bi (рис. 3е, f и рис. 4с). Стоит отметить, что молибденит из порфировых месторождений Cu–Au–Mo (умеренный Au) отделен от порфировых месторождений Mo–Cu–Au (незначительный Au) и порфировых месторождений Cu–Mo–Au (незначительный Au) из-за положительной корреляции с Au для первых (рис. 3е, f и рис. 4d, е). График VIP-кумуляции показывает, что Zn, Se, Ag, Re и Au являются наиболее важными дискриминантными элементами, а Cu, As, Sb, Te, W и Bi имеют умеренное значение (рис. 4f).

На рисунках 5 и 6 приведены результаты PLS-DA, сгруппированные по 10 типам месторождений.

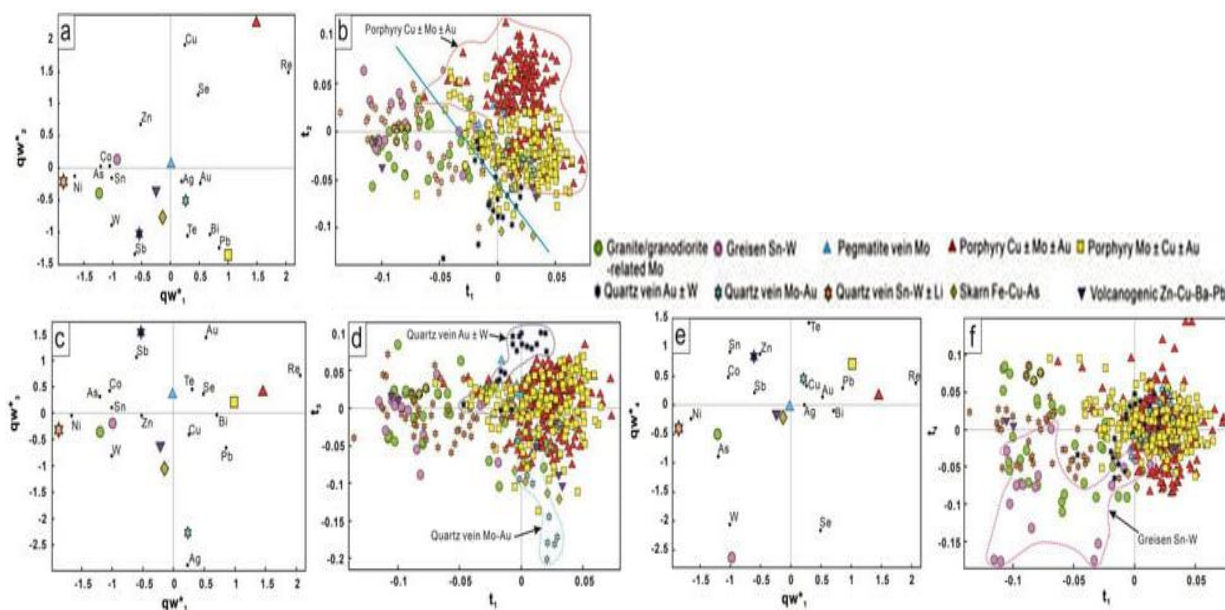


Рис. 5. Результаты PLS-DA данных LA-ICP-MS по молибдениту из десяти типов месторождений.

Графики зависимости qw_1 от qw_2 ((a), первая и вторая загрузка), qw_1 от qw_3 ((c), первая и третья загрузка) и qw_1 от qw_4 ((e), первая и четвертая загрузка), показывающие корреляции между элементами и типами месторождений. Графики зависимости t_1 от t_2 ((b), первая и вторая оценки), t_1 от t_3 ((d), первая и третья оценки) и t_1 от t_4 ((f), первая и четвертая оценки), показывающие распределение отдельных анализов молибденита в пространстве скрытых переменных, определяемом qw_1 – qw_2 дюйма (a), qw_1 – qw_3 дюйма (c) и qw_1 – qw_4 дюйма (e) соответственно.

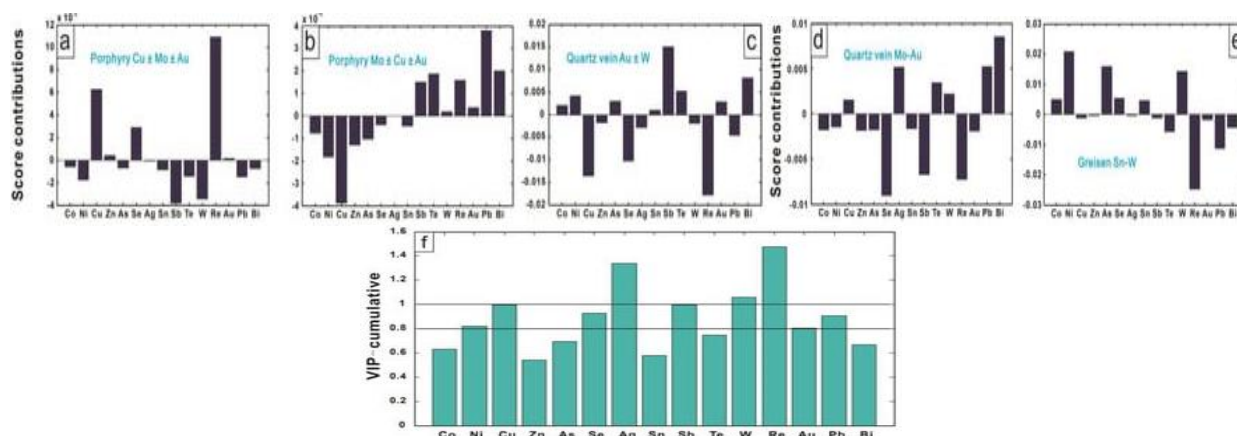


Рис. 6. Вклад баллов (а–е) и график VIP-кумуляции (f), соответствующий результатам PLS-DA на рис. 5.

На графике t_1 – t_2 можно выделить две группы (рис. 5а, б). Молибденит из порфировых месторождений отделен от молибденита из кварцевых жил, месторождений гранита/гранодиорита Мо и грейзена Sn–W. Первый положительно коррелирует с Re, Cu, Se, Ag, Au, Pb, Bi и Te, а второй положительно коррелирует с Ni, Co, Sn, Sb и W (рис. 5а, б). Аналогично результатам на рис. 3а,б, молибденит из пегматитовой жилы Мо, скарна Fe–Cu–As и вулканогенного Zn–месторождения Cu–Ba–Pb не могут быть отделены от других месторождений на участке t_1 – t_2 . Молибденит из порфировых месторождений Cu±Mo±Au может быть отделен от других типов месторождений с небольшим перекрытием из-за положительного вклада Cu, Se и Re (рис. 5а,б и рис. 6а). Молибденит из порфировых месторождений Cu±Mo±Au (с преобладанием Cu) и порфировых месторождений Mo±Cu±Au (с преобладанием Mo) не может быть выделен на графике t_1 – t_2 , поскольку оба положительно коррелируют с Re (рис. 5а, б и рис. 6а, б). Однако, с точки зрения среднего состава, молибденит из порфировых месторождений с преобладанием меди имеет более высокое содержание Cu и Se (рис. 6а), тогда как молибденит из порфировых месторождений с преобладанием Мо демонстрирует относительное обогащение Sb, Te, Pb и Bi (рис. 6 б). В интервале t_1 – t_3 года молибденит из кварцевых жильных месторождений Au±W можно отличить от кварцевых жильных месторождений Mo–Au (рис. 5с, d) благодаря положительному вкладу Se, Sb, Te, Au и Bi для первого (рис. 6с) и положительному вкладу Cu, Ag и Pb для последнего (рис. 6d). Молибденит из отложений greisen Sn–W находится в отрицательных областях с t_1 и t_4 из-за ковариации Ni, As, Se и W (рис. 5е, f и рис. 6е). График VIP-кумуляции показывает, что Ag, W и Re являются наиболее важными, а Ni, Cu, Se, Sb и Pb являются умеренно важными дискриминантными элементами в классификации (рис. 6f).

4. Обсуждение.

4.1. Дискриминация между различными типами месторождений.

Результаты PLS-DA, основанные на семнадцати типах месторождений и десяти типах залежей, идентифицируют геохимические особенности молибденита из различных типов месторождений. В целом, месторождения порфира могут быть отделены от кварцевых жил и связанных с гранитом/гранодиоритом Мо-месторождений на основе химического состава молибденита (рис. 3а, б и рис. 5а, б). Однако пегматитовые жилы Мо, скарны Fe–Cu–As и вулканогенный Zn–отложения Cu–Ba–Pb нельзя отделить от других типов отложений (рис. 3 и 5). Молибденит из порфировых месторождений $\text{Mo}\pm\text{Cu}\pm\text{Au}$ невозможно отличить от молибденита из порфировых месторождений $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$ (рис. 5), что указывает на сходную рудообразующую среду, ответственную за месторождения порфира с преобладанием Мо и Cu.

Молибденит из порфировых месторождений Cu–Au–Mo (умеренный Au) отделен от порфировых месторождений Mo–Cu–Au (незначительный Au) и порфировых месторождений Cu–Mo–Au (незначительный Au), поскольку в молибдените из порфировых месторождений с умеренным Au содержание Au выше (рис. 3е, f и рис. 4d, e). Аналогичным образом, более высокий уровень Au отделяет молибденит кварцевого жильного месторождения $\text{Au}\pm\text{W}$ (с преобладанием Au) от молибденита кварцевого жильного месторождения Mo–Au (minor Au) (рис. 5с, d). Эти результаты свидетельствуют о том, что различия в составе рудообразующих флюидов, такие как содержание золота, могут отражаться на химическом составе молибденита. Следовательно, молибденит полезен для определения наличия золота в месторождениях и степени его минерализации.

Общие характеристики молибденита из кварцевого жильного месторождения Au, порфирового месторождения Cu–Au–Mo и кварцевого жильного месторождения $\text{Au}\pm\text{W}$ положительно коррелируют с Te, Au и Bi (рис. 4а, с и рис. 5с) и относительным обогащением этими элементами по сравнению с другими месторождениями без золота (рис. 2f, h, k). И наоборот, молибденит из порфировых месторождений Cu–Mo и грейзенового Sn–W характеризуется отрицательным содержанием Sb, Te, Au, Pb и Bi (рис. 4b и рис. 5e). Это указывает на то, что молибденит из месторождений, содержащих Au, содержит не только больше Au, но и элементы со сходным геохимическим поведением, такие как Sb, Te, Pb и Bi. Это согласуется с тем фактом, что Au, Ag, Bi, Pb и другие элементы в теллуридных минералах существуют в виде микроэлементов, связанных с золотом. Из-за тесной генетической взаимосвязи между минералами Te и Bi и природным золотом минералы Te и Bi играют важную роль в транспортировке и осаждении золота. Считается, что обогащение Au, Te, Ag, Se и Bi в гидротермальных флюидах ответственно за образование месторождений золота и кварц–

касситеритовых жил. Таким образом, элементный состав Bi–Te–Au–Ag–Cu–Pb в молибдените является важным показателем для идентификации месторождений, содержащих золото.

Молибденит из грейзеновых месторождений Sn–W характеризуется положительным содержанием Ni, As и W и отрицательным содержанием Cu, Se и Re, в отличие от молибденита из порфировых месторождений Cu±Mo±Au и Mo±Cu±Au (рис. 5e,f и рис. 6e). Это согласуется с тем фактом, что концентрация Re в молибдените снижается от порфировых месторождений Cu–Mo и Mo к порфировым месторождениям Sn и W. Относительное обогащение W молибденита из грейзеновых месторождений Sn–W и относительное обогащение Re молибденита из порфировых месторождений Cu±Mo±Au и Mo±Cu±Au указывают на то, что микроэлементы в молибдените из порфировых месторождений могут отражать особенности рудообразующих элементов. Фугитивности кислорода (fO_2) является ключевым фактором для формирования порфировых месторождений, и большинство субдукционных медно-порфировых месторождений считаются связанными с относительно окисленными магмами. В условиях более интенсивного окисления нерастворимые Mo^{4+} и Re^{4+} окисляются до более растворимых и мобилизованных Mo^{6+} и Re^{6+} , что приводит к образованию обогащенного молибденита в порфировых месторождениях Cu. На основе того, что ионный радиус Mo^{4+} близок к ионному радиусу W^{4+} , W могут быть однородно включены в решетку молибденита. Однако недостаток W^{4+} в молибдените образуется в условиях высокого окисления из-за кристаллизации вольфрама при относительно низкой летучести кислорода. Следовательно, летучесть кислорода контролирует различия в химическом составе молибденита из месторождений с преобладанием Cu–Mo и Sn–W.

4.2. Ограничения использования молибденита для типизации месторождений.

Как обсуждалось выше, только некоторые типы месторождений можно отличить по химическому составу молибденита. Результаты PLS-DA на рисунке 3 и рисунке 5 могут быть использованы только для идентификации характерных черт молибденита определенного типа, но не могут быть использованы для прямой дискриминации молибденита неизвестного происхождения. Существуют возможные факторы, влияющие на результаты классификации: (1) наличие элементов в молибдените, (2) большие различия в химическом составе молибденита в пределах определенного типа месторождения и (3) дисбаланс данных.

Понимание наличия элементов в молибдените важно для обсуждения вариаций микроэлементов. Ионный радиус Mo^{4+} составляет 0,65 Å, близкий к 0,63 Å для Re^{4+} и 0,66 Å для W^{4+} . Следовательно, Re и W могут быть однородно включены в решетку молибденита. Однако более высокие концентрации W также, вероятно, связаны с различными пропорциями включений W-содержащих минералов в молибденитах размером от нано до микронного. Селен

и Те могут быть включены в решетку молибденита путем замещения S. Однако высокое содержание Se также может быть обусловлено богатыми Se минеральными включениями в молибдените. Аномальная концентрация Те (≥ 30 ppm) представляет собой включения от нано до микронеровностей, что подтверждено микроизображением SEM-BSE. Было обнаружено, что высокая концентрация Те связана с самыми высокими концентрациями Pb и Bi, что было интерпретировано как нано- или микронные включения минеральных фаз, содержащих Те–Bi–Pb, в молибдените. Другие микроэлементы (Ag, Pb, Bi, Au, Cu, Zn и Sn), скорее всего, присутствуют в виде примесей subnano, идентифицированных с помощью профилей глубины с разрешением SEM и LA–ICP–MS с временным разрешением. Поскольку присутствие элемента влияет на его геохимический состав в минералах, необходимо исключить влияние минерального включения. Некоторые минеральные включения в микронном масштабе могут быть обнаружены и идентифицированы с помощью LA–ICP–MS или SEM. Однако нанометровые минеральные включения в молибдените трудно обнаружить с помощью этих методов. Поэтому необходимо завершить дополнительную работу по характеристике наличия микроэлементов в молибдените с помощью методов более высокого разрешения, таких как просвечивающая электронная микроскопия.

Существуют большие различия в химическом составе молибденита из месторождений одного и того же типа, таких как порфировый Cu–Au–Mo, порфировый Mo–Cu–Au и порфировый Cu–Mo–Au. Кроме того, характеристики микроэлементов в молибдените, очевидно, различаются даже в одних и тех же месторождениях, таких как гранитные жилы Mo, гранодиорит Mo, пегматитовые жилы Mo и порфировый Mo. Эти результаты указывают на то, что состав вмещающих пород, возможно, влияет на состав рудообразующих флюидов. Поэтому для лучшей классификации молибденита различного происхождения следует учитывать больше факторов, таких как тип вмещающих пород.

В дополнение к внутренним факторам, связанным с генезисом месторождения, данные и статистические методы также являются важными внешними факторами при классификации типов месторождений. Имеется небольшое количество данных о микроэлементах в молибдените из пегматитовых жил Mo, скарновых Fe–Cu–As и вулканогенных месторождений Zn, Cu–Ba–Pb, что может привести к ошибкам для этих месторождений. Внутренние факторы, такие как молибденит, встречающийся в качестве второстепенного минерала в этих типах месторождений, также могут играть роль. Поскольку молибденит в этих типах месторождений не так распространен, как в месторождениях с преобладанием Mo, молибденит может плохо отражать информацию о рудообразующих флюидах. Поэтому в будущем необходимо добавить

больше данных о микроэлементах молибденита из этих типов месторождений, чтобы лучше использовать молибденит для классификации типов месторождений.

5. Вывод.

Молибденит из порфировых месторождений отделен от кварцевого жильного, грейзенового Sn–W, гранитного жильного Mo и гранодиоритового Mo месторождений из-за относительно высокого содержания Re, Cu, Ag, Se, Pb, Bi и Te для первого и более высокого содержания Ni, Co, Sn, Sb и W для последнего. Молибденит из золотосодержащих месторождений, таких как кварцевый жильный $Au \pm W$ и порфировый Cu–Au–Mo, отделен от других месторождений без золота, таких как порфировый Cu–Mo и грейзеновый Sn–W, из-за более высокого содержания Au, Sb, Te, Pb и Bi в первом. Группы элементов Au–Sb–Te–Pb–Bi являются чувствительными индексами для разделения месторождений с золотом или без него и степени золотосодержащей минерализации. Молибденит из грейзеновых месторождений Sn–W с относительным обогащением W и порфировидных месторождений $Cu \pm Mo \pm Au$ и $Mo \pm Cu \pm Au$ с относительным обогащением Re может быть выделен из-за более высокой летучести кислорода для последнего. Хотя некоторые типы месторождений можно различать по химическому составу молибденита, такие ограничения, как сложное содержание элементов, большие химические вариации в пределах определенного типа месторождения и несбалансированные наборы данных, должны быть преодолены, чтобы лучше использовать молибденит в качестве минерала-индикатора.

ИСТОЧНИКИ:

1. Jawad Ahmad, Rujun Chen, Ijaz Ahmed, Muhammad Yaseen, Shahid Ali Shah, Osama Abdul Rahim, Farid Ullah, Shah Fahad and Li Rui. «SPREAD SPECTRUM INDUCED POLARIZATION (SSIP) SURVEY FOR THE QIUSHUWAN COPPER–MOLYBDENUM DEPOSITS IN SOUTHERN HENAN PROVINCE, CHINA». *Minerals* 2024, 14.
2. Jiangnan Zhao, Yu Sui, Zongyao Zhang and Mi Zhou. «APPLICATION OF LOGISTIC REGRESSION AND WEIGHTS OF EVIDENCE METHODS FOR MAPPING VOLCANIC-TYPE URANIUM PROSPECTIVITY». *Minerals* 2023, 13.
3. Mao Tan, Xiaowen Huang, Yumiao Meng and Houmingrui Tan. «TRACE ELEMENT COMPOSITION OF MOLYBDENITE: DEPOSIT TYPE DISCRIMINATION AND LIMITATIONS». *Minerals* 2023, 13.
4. Ming Cheng, Dikun Yang and Qiang Luo. «INTERPRETING SURFACE LARGE-LOOP TIME-DOMAIN ELECTROMAGNETIC DATA FOR DEEP MINERAL EXPLORATION USING 3D FORWARD MODELING AND INVERSION». *Minerals* 2023, 13.
5. Nina Rethfeldt, Pia Brinkmann, Daniel Riebe, Toralf Beitz, Nicole Köllner 2, Uwe Altenberger and Hans-Gerd Löhmansröben. «DETECTION OF RARE EARTH ELEMENTS IN MINERALS AND SOILS BY LASER-INDUCED BREAKDOWN SPECTROSCOPY (LIBS) USING INTERVAL PLS». *Minerals* 2021, 11
6. Pablo Nuñez, Alvaro Rubio, Daniel Arias, Jorge Fuertes-Blanco, Fernando Cortés, Fernando Díaz-Riopa and Agustin Martin-Izard. «GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF AND EXPLORATION GUIDE FOR THE WORLD-CLASS MAFIC–SILICICLASTIC-HOSTED TOURO VMS CU DEPOSIT, NORTHWESTERN IBERIAN PENINSULA». *Minerals* 2024, 14.
7. Saad S. Alarifi, Mohamed Abdelkareem, Fathy Abdalla, Ismail S. Abdelsadek, Hisham Gahlan, Ahmad. M. Al-Saleh and Mislal Alotaibi. «FUSION OF MULTISPECTRAL REMOTE-SENSING DATA THROUGH GIS-BASED OVERLAY METHOD FOR REVEALING POTENTIAL AREAS OF HYDROTHERMAL MINERAL RESOURCES». *Minerals* 2022, 12.