



ФГБУ «ВИМС»

ЗАРУБЕЖНЫЕ ИНТЕРНЕТ-МАТЕРИАЛЫ

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

№ 19

Редактор-составитель: В.В. Коротков

СОДЕРЖАНИЕ:

	стр.
I. СТРУКТУРНЫЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ «СКРЫТЫХ» IOCG СИСТЕМ (<i>м-ние Антас-Норт в рудной провинции Карахас, Бразилия</i>)	
1. Введение	6
2. Региональная обстановка	7
3. Месторождения IOCG в провинции Карахас	7
4. Материалы и методы	8
4.1. Полевые работы, петрография и структурная геология	8
4.2. U–Pb-геохронология титанита	9
5. Геология м-ния Антас-Норт	10
5.1. Щелочные вулканические породы	11
5.2. Габбровые дайки	12
6. Гидротермальные изменения	12
7. Минерализация	15
8. Геохронология	16
9. Структурная основа и распределение гидротермальных изменений	17
10. Обсуждение	20
10.1. Структурные основы и контроль оруденения	20
10.2. Гидротермальная эволюция и зональность изменений	20
10.3. Окислительно-восстановительное состояние и минералогические последствия	21
10.4. Геохронологические ограничения и металлогеническая значимость	21
10.5. Более широкие последствия для систем IOCG–ISCG–IOA	21
11. Выводы	22
II. ВЫЯВЛЕНИЕ РУДНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ С ПОМОЩЬЮ КОНТРОЛИРУЕМОГО ОБУЧЕНИЯ (<i>район Пансидун, Южный Китай</i>)	23
1. Введение	23
2. Методы	24
2.1. Случайный лес	24
2.2. Графики частичной зависимости	25
3. Геологическое строение и минерализация исследуемой территории	26
3.1. Геологические условия	26
3.2. Геохимические данные о донных отложениях	27
4. Результаты и обсуждение	28
5. Выводы	35
III. ПРИМЕНЕНИЕ ПОРТАТИВНОГО РЕНТГЕНО-ФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗАТОРА ДЛЯ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (<i>медно-порфировое м-ние Чимабаниуо, Ганьдэйский металлогенический пояс</i>)	37
1. Введение	37
2. Региональная геология	37
3. Геология месторождения	38
4. Отбор проб и аналитические методы	41
5. Обработка и анализ данных	42

5.1. Обработка данных, находящихся ниже предела обнаружения.....	42
5.2. Корреляционный анализ.....	42
5.3. Кластерный анализ R-типа.....	43
5.4. Факторный анализ.....	44
6. Обсуждение.....	45
6.1. Характеристики первичных ореолов.....	45
6.1.1. Определение пороговых значений аномалий.....	45
6.1.2. Профильные характеристики первичных ореолов.....	46
6.1.3. Последовательность осевого зонирования первичного ореола.....	47
6.2. Геохимические характеристики первичных ореолов.....	49
6.2.1. Вертикальные характеристики.....	49
6.2.2. Горизонтальные характеристики.....	50
6.2.3. Идеальная суперпозиционная модель первичных ореолов....	51
7. Выводы.....	52
 IV. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ М-НИЙ ПРИРОДНОГО ВОДОРОДА НА ОСНОВЕ КАРТИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ИНТРУЗИЙ ПО ГРАВИТАЦИОННЫМ И МАГНИТНЫМ ДАННЫМ (бассейн Ляохэ, Китай).....	53
1. Введение.....	53
2. Геологические условия.....	54
3. Данные и методы.....	56
3.1. Данные о гравитации.....	56
3.2. Магнитные данные.....	57
3.3. Разделение аномалий.....	57
3.4. Инверсия глубины залегания фундамента.....	58
3.5. Трехмерная инверсия и классификация физических свойств.....	59
4. Результаты.....	60
5. Обсуждение.....	62
5.1. Физические свойства горных пород и результаты их классификации.....	62
5.2. Структурный контроль железорудных тел и значение купольно- кольцевых структур.....	64
5.3. Реакция природной водородной системы и механизма сопряжения с железосодержащими телами.....	66
5.4. Целевая оптимизация и последствия для исследований.....	67
6. Вывод.....	69
 V. ПОИСКИ СКРЫТОГО МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ И ПОЛЯРИЗАЦИОННО-СПЕКТРАЛЬНЫХ МЕТОДОВ (район Гучэн-Яси, Китай).....	70
1. Введение.....	70
2. Геологический обзор.....	70
3. Методы.....	72
3.1. Аудио-магнитотеллурика.....	72
3.2. Метод поляризации, вызванный расширением спектра.....	73
3.3. Аудио-магнитотеллурические инструменты.....	74
3.4. Принципы и параметры работы SSIP.....	74

4. Сбор и обработка данных.....	78
4.1. Сбор данных АМТ.....	76
4.2. Сбор данных SSIP.....	76
5. Анализ данных.....	77
5.1. Кривые кажущегося удельного сопротивления-фаза и псевдосечения.....	77
5.2. Анализ размерности.....	78
5.3. Оценка геоэлектрического удара.....	79
6. Двумерная инверсия.....	80
6.1. Аудио-магнитотеллурика.....	80
6.2. SSIP.....	80
7. Результаты и обсуждение.....	81
7.1. АМТ и SSIP.....	81
7.2. Проверка бурением.....	82
8. Выводы.....	84
VI. МОДЕЛЬ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ ПОИСКОВ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ М-НИЙ (<i>рудные районы Кулун-Цзяма, Тибетское нагорье</i>).....	
1. Введение.....	85
2. Обзор исследуемой области и методология.....	87
2.1. Геологическое строение территории.....	87
2.2. Обработка ДДЗ.....	89
2.3. Методы картирования изменённых минералов.....	90
2.3.1. Анализ главных компонент (РСА).....	90
2.3.2. Спектральный угломер (SAM).....	91
3. Анализ региональных металлогенных факторов.....	91
3.1. Характеристики линейных и кольцевых структур.....	91
3.2. Картирование гидротермально-метасоматических изменений.....	92
3.3. Гиперспектральная информация о минералах.....	94
3.3.1. Высокотемпературные изменения (>300 °C).....	96
3.3.2. Изменения при промежуточных температурах (200–300 °C).....	96
3.3.3. Низкотемпературные изменения (<200 °C).....	96
4. Поисковые модели.....	97
4.1. Модель многоспектрального ДЗ.....	97
4.2. Модель гиперспектрального ДЗ.....	99
4.3. Определение типов изменений на основе полевых и петрографических данных.....	101
4.3.1. Проверка зон изменений в полевых условиях.....	101
4.3.2. Петрографическое подтверждение.....	102
5. Обсуждение.....	104
5.1. Сравнение применимости гиперспектрального и мультиспектрального ДЗ.....	104
5.2. Преимущества гиперспектрального ДЗ.....	105
6. Выводы.....	107
VII. ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ СУРЬМЫ МЕТОДОМ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БЛОКОВ (<i>провинция Южного Китая</i>).....	
1. Введение.....	109
2. Обзор м-ний сурьмы на Юге Китая.....	109

3. Методы и материалы.....	110
3.1. Сбор проб и лабораторный анализ.....	110
3.2. Геохимическая карта и геохимические блоки Sb.....	111
3.3. Потенциальный ресурс Sb, рассчитанный по методу геохимических блоков.....	111
3.3.1. Обеспеченность металлами геохимических блоков.....	111
3.3.2. Коэффициент минерализации геохимических блоков.....	112
4. Геохимические блоки и потенциальные ресурсы сурьмы на Юге Китая.....	112
4.1. Общее статистическое распределение сурьмы в Южном Китае...	112
4.2. Пространственная взаимосвязь между геохимическими блоками Sb и м-ниями Sb.....	113
4.3. Геохимические блоки и потенциальные ресурсы сурьмы на Юге Китая.....	114
5. Обсуждение.....	119
5.1. Прогнозируемые потенциальные ресурсы сурьмы при различных пороговых значениях.....	119
5.2. Ограничения и перспективы.....	120
6. Выводы.....	121
<i>ИСТОЧНИКИ</i>	122

I. СТРУКТУРНЫЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ «СКРЫТЫХ» IOCG СИСТЕМ (*м-ние Антас-Норт в рудной провинции Карахас, Бразилия*) [4].

1. Введение.

Карахасская рудная провинция (КРП), расположенная на юго-востоке Амазонского кратона, является крупнейшей рудной провинцией Бразилии и одной из важнейших в мире. Она известна своими м-ниями высококачественного железа, марганца, элементов платиновой группы (ЭПГ), никеля и, что особенно важно, месторождений железоксидно-медно-золотых руд (IOCG). С момента открытия м-ний Салобо, Игарапе-Баия, Фурнаш, Кристалино и Соссега регион Карахас стал ключевым для изучения систем IOCG и их разнообразных геологических проявлений.

Несмотря на значительные успехи в изучении, многие аспекты, касающиеся разнообразия типов минерализации в провинции, остаются малоизученными. В частности, мало изучен подтип сульфидно-железо-медно-золотого (ISCG).

М-ния ISCG являются частью более широкого семейства IOCG, в котором халькопирит, пирротин и пирит преобладают над магнетитом и гематитом, а титан содержится в ильмените, а не в магнетите. Эти м-ния формируются в условиях пониженного окислительно-восстановительного потенциала на более глубоких уровнях земной коры и отличаются наличием кальциевых комплексов изменений (горнблендит+актинолит+апатит) и относительным отсутствием оксидов железа.

М-ние Антас-Норт предоставляет редкую возможность изучить этот тип минерализации в условиях пониженного окислительно-восстановительного потенциала и оценить его связь с более хорошо изученными системами окисленных IOCG.

Настоящее исследование объединяет в себе полевые работы, петрографический анализ, структурную интерпретацию и геологическое моделирование для характеристики м-ния Антас-Норт. Выявляя закономерности гидротермальных изменений, стили минерализации и структурные факторы, можно лучше понять процессы, определяющие минерализацию в восстановительной среде в провинции Карахас.

Далее приводится краткий обзор м-ний IOCG и ISCG по всему миру, описывается геологическое строение региона, приводятся данные о вмещающих породах и комплексах изменений, а также обсуждаются геохронологические и структурные ограничения, связанные с формированием оруденения.

2. Региональная обстановка.

КРП является частью юго-восточного Амазонского кратона и состоит из архейских пород фундамента, неоархейских надкратонных отложений и палеопротерозойских интрузий. Провинция разделена на два основных домена — Рио-Мария и Карахас, — разделённых зоной сдвига, простирающейся с востока на запад.

В домене Карахас находятся комплексы Шингу и Пиум, группа Рио-Ново и супергруппа Итакайунас, а также проявления гранитоидного магматизма в период от 2,76 до 1,88 млрд лет. Эти геологические образования имеют сложную эволюционную историю, отмеченную обширной гидротермальной активностью и многочисленными событиями минерализации (рис. 1).

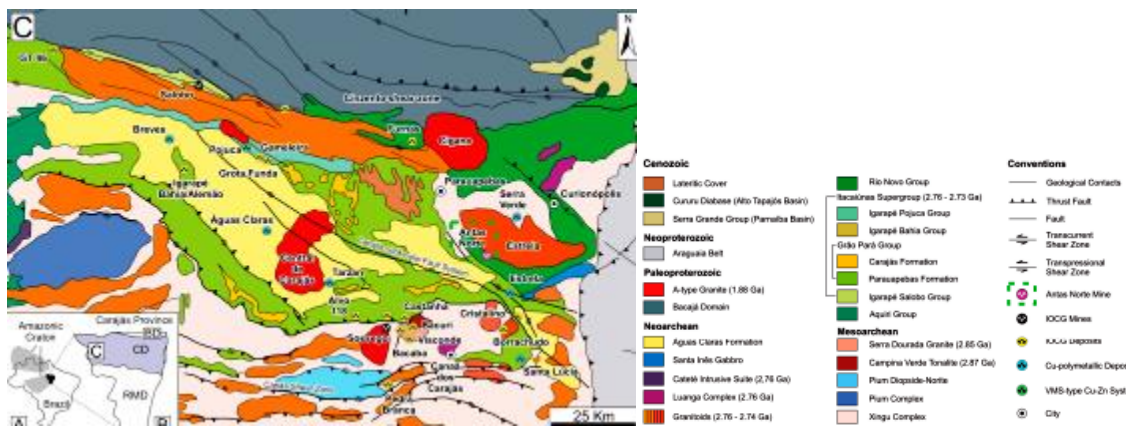


Рис. 1 (А) Провинция Карахас на Амазонском кратоне, (В) Домены: Рио-Мария (RMD) и Карахас (CD), (С) Упрощенная геологическая карта домена Карахас: основные м-ния меди и структурные особенности.

3. Месторождения IOCG в провинции Карахас.

Класс м-ний IOCG стал основной целью ГРП после открытия м-ния Олимпик-Дэм в Австралии. Системы IOCG обычно характеризуются значительными запасами и содержаниями меди, а также обогащением такими элементами, как Au, Ag, U, редкоземельные элементы, Co и Ni. Однако общепринятых генетических моделей не существует из-за большого разнообразия вмещающих пород, структурных условий, стилей изменения и источников флюидов.

В провинции Карахас месторождения IOCG демонстрируют широкий спектр гидротермальных изменений и рудных минеральных комплексов, отражающих различные уровни формирования земной коры и эволюцию флюидов.

К ключевым характеристикам месторождений Карахаса IOCG относятся: метавулканогенно-осадочные вмещающие породы супергруппы Итакайунас; сильный структурный контроль, часто связанный с зонами сдвига; близость к различным интрузивным породам (гранит, диорит, габбро); многочисленные гидротермальные брекчии; интенсивные натриевые, калиевые и магнетитовые изменения; обогащение полиметаллами (REE, P, U, Ni,

W, Sn, Co, Pd); широкий диапазон температур формирования (100–570°C) и солёности (0–69 мас. % NaCl экв.).

Как на севере (например, Салобо, Фурнаш и Игарапе-Баия), так и на юге (например, Соссега, Кристалино и Корта-Гоэла) наблюдаются высокотемпературные архейские гидротермальные изменения (от натриево-кальциевых до калиевых), типичные для окисленных систем IOCG. Однако палеопротерозойские (~1,8 млрд лет назад) медно-золотые системы, представляют собой отдельное, более позднее гидротермальное явление: восстановленные, богатые кварцем и серой, без основных оксидов железа и генетически связанные с B-Li-F гранитами типа A и грейзенизированными куполами. Таким образом, эти более молодые отложения являются не продолжением архейских систем IOCG в вертикальном или горизонтальном направлении, а отдельными событиями палеопротерозойского восстановительного рудообразования.

4. Материалы и методы.

4.1. Полевые работы, петрография и структурная геология.

Полевые исследования на м-нии Антас-Норт включали описание 10 буровых кернов и 9 обнажений. Наблюдения были сосредоточены на геометрии м-ния, литологии, гидротермальных изменениях и стилях минерализации.

Был проведён петрографический анализ 34 образцов для определения характера гидротермальных изменений и ассоциаций рудных минералов. Кроме того, для определения химического состава акцессорных и рудных минералов использовалась сканирующая электронная микроскопия в сочетании с энергодисперсионной рентгеновской спектроскопией (СЭМ-ЭДС). СЭМ-ЭДС-анализ проводился на полированных тонких срезах с углеродным покрытием при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 1 нА с временем экспозиции 30с. Данные были скорректированы с помощью алгоритма ZAF, откалиброванного на природных и синтетических минеральных стандартах, для получения полуколичественных данных о содержании элементов. Интеграция геологического картирования была выполнена с помощью Leapfrog Geo 2023.

U-Pb анализы проводили методом LA-ICP-MS с использованием эксимерного лазера с длиной волны 193 нм (пятно 30 мкм), соединенного с квадрупольным ICP-MS. В Data reduction использовали титанит GEMOC (2,089 млрд лет) и стекло NIST 610 в качестве первичного и вторичного стандартов, соответственно, обработанных иолитом. Конкордантный анализ (<5% диссонанса) использовался для расчета возраста в соответствии с методами.

4.2. U–Pb-геохронология титанита.

U–Pb-датирование титанита проводилось методом лазерной абляции с индуктивно-связанной плазмой и масс-спектрометрией (ЛА–ИСП–МС). Эксимерный лазер с длиной волны 193 нм (размер пятна 30 мкм, частота повторения 6 Гц) был подключен к квадрупольному ИСП–МС. Продукты абляции переносились в плазму с помощью газа-носителя гелия. В качестве аналитических стандартов использовались титанит GEMOC (2,089 млрд лет) и стекло NIST 610, а обработка данных проводилась с помощью программного обеспечения Iolite v4. Согласованные анализы были отфильтрованы с порогом несоответствия <5 % в соответствии с процедурами.

В общей сложности было получено 49 аналитических проб из 24 зёрен титанита, собранных в зонах кальцитовых и калиевых изменений из трёх репрезентативных образцов (табл. 1).

Табл. 1.

Результаты LA–ICP–MS U–Pb анализа гидротермального титанита
(м-ние Антас-Норт, Карахас ($n = 49$ аналитических точек на 24 зёрнах титанита)).

Spot	Ages (Ma)								
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ
AAND070 (SAMPLE)									
Spot 72	0.1644	10.383	0.4591	2478	43	2429	45	2467	22
Spot 73	0.1625	10.448	0.4643	2469	27	2455	32	2470	14
Spot 74	0.1474	7.709	0.3930	2209	79	2119	70	2173	35
Spot 75	0.1591	10.156	0.4651	2441	28	2462	32	2449	14
Spot 76	0.1614	10.224	0.4675	2452	28	2466	34	2449	16
Spot 77	0.1623	10.337	0.4640	2461	35	2446	38	2458	18
Spot 78	0.1583	10.558	0.4792	2425	28	2512	33	2480	15
Spot 79	0.1621	10.503	0.4668	2460	32	2468	35	2472	17
Spot 80	0.1590	10.555	0.4753	2444	24	2505	33	2480	13
Spot 81	0.1619	10.359	0.4653	2460	41	2451	41	2457	20
Spot 82	0.1704	10.499	0.4509	2522	50	2396	50	2467	23
Spot 83	0.1683	10.653	0.4677	2501	53	2468	54	2489	25
Spot 84	0.1603	10.476	0.4765	2440	36	2503	37	2473	17
Spot 85	0.1597	10.416	0.4768	2431	39	2521	41	2475	18
Spot 86	0.1672	10.679	0.4624	2519	36	2444	38	2491	19
Spot 87	0.1605	10.129	0.4637	2438	37	2460	40	2444	18
Spot 88	0.1686	11.244	0.4799	2535	36	2528	43	2540	18
Spot 89	0.1639	11.003	0.4833	2475	39	2532	44	2515	21
Spot 90	0.1541	9.229	0.4468	2316	96	2356	78	2335	41
Spot 91	0.1450	7.759	0.4027	2185	82	2155	66	2203	32
Spot 92	0.1483	7.894	0.4097	2282	74	2206	65	2218	35
Spot 93	0.1361	7.341	0.4005	2077	104	2166	77	2137	41
Spot 94	0.1321	7.257	0.4023	2064	55	2164	48	2130	25
Spot 95	0.1586	10.755	0.4831	2435	43	2545	44	2496	22
Spot 96	0.1638	10.757	0.4759	2483	45	2506	50	2502	23
Spot 98	0.1612	10.788	0.4755	2463	26	2502	32	2502	14
Spot 99	0.1625	10.650	0.4726	2476	53	2486	56	2493	25
Spot 100	0.1597	10.451	0.4677	2450	31	2468	39	2470	18
Spot 101	0.1536	9.266	0.4505	2312	58	2382	57	2351	28

Данные позволяют выделить две возрастные группы: более древнюю ($n = 24$ точки) со средневзвешенным возрастом $2476,6 \pm 15,9$ млн лет (2σ ; MSWD = 3,77) и более молодую, состоящую из пяти точек со средневзвешенным возрастом $2162,9 \pm 28,1$ млн лет (2σ ; MSWD = 0,86).

5. Геология м-ния Антас-Норт.

М-ние расположено недалеко от гранитного комплекса Эштрела и сложено основными и кислыми метавулканическими породами, относящимися к группе Грао-Пара, которая является частью супергруппы Итакайунас (рис. 2).

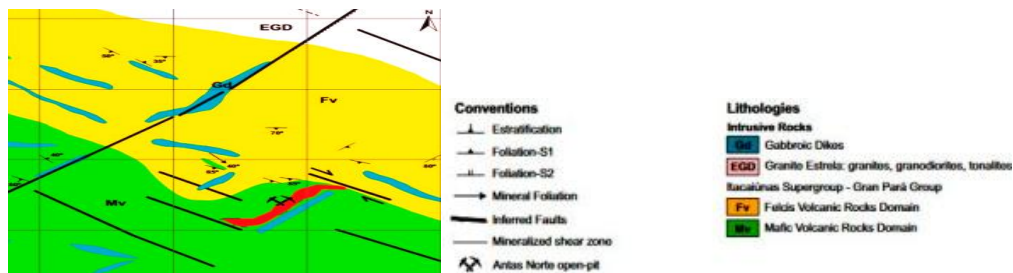


Рис.2. Геологическая карта м-ния Антас-Норт.

Габброидные дайки пересекают вмещающие породы и минерализованные зоны. Региональные структуры имеют северо-западное и юго-восточное простирание и связаны с разломом Карахас, в то время как рудное тело вытянуто вдоль вторичной зоны сдвига северо-восточного и юго-западного направлений.

Основные вулканические породы имеют размер зёрен от мелкого до среднего и цвет от тёмно-серого до зеленоватого (рис. 3).

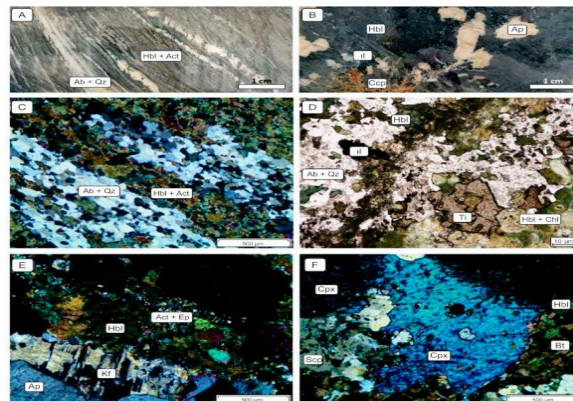


Рис. 3 Основные литотипы Антас-Норт. (А) Основная вулканическая порода из дистальной зоны минерализации с признаками милонитизации и полосами роговой обманки, актинолита, альбита и кварца. (В) Брекчированная основная вулканическая порода из проксимальной зоны минерализации с роговой обманкой, апатитом, ильменитом и халькопиритом. (С) Микрофотография (PPL) милонитовой полосчатости с основными участками (Hbl + Act) и кислыми участками (Ab + Qz). (D) Микрофотография (PPL) гидротермально изменённой породы, альбит, кварц, роговая обманка, хлорит и ильменит; остатки титанита указывают на протолитовое происхождение. (Е) Микрофотография (XPL) проксимальной минерализации, изменения с образованием апатита, роговой обманки, актинолита, эпидота и разрушенного калиевого полевого шпата. (F) Микрофотография (XPL), интенсивные изменения с образованием скаполита, биотита и роговой обманки, а также реликтового клинопироксена. Шкала: (А, В) = 1 см; (С,Е, F) = 500 мкм; (D) = 10 мкм.

Эти породы подверглись сдвиговым деформациям и гидротермальным изменениям, в результате которых до 90% их первоначального минерального состава было утрачено. В дистальных частях м-ния наблюдается проникающая милонитовая слоистость (рис. 3А), а в проксимальных зонах часто встречается брекчия (рис. 3В). Несмотря на значительные изменения, наличие реликтовых минералов, таких как клинопироксен (рис. 3F), калиевый полевой шпат (рис. 3Е) и титанит (или ильменит) (рис. 3D), позволяет предположить их первоначальный состав. Гидротермальные минералы, в том числе амфиболы (роговая обманка и актинолит) (рис. 3) и биотит (рис. 3F), заменили большинство первичных минералов. К другим изменённым минералам относятся апатит (рис. 3В, Е), скаполит (рис. 3F), хлорит (рис. 3D), ильменит (рис. 3В, D) и эпидот (рис. 3Е). Также присутствуют альбит (рис. 3А, С), кварц (рис. 3А, С) и халькопирит (рис. 3В), особенно вблизи кислых вулканических пород и зон минерализации.

Первичные минералы, такие как клинопироксен, калиевый полевой шпат и титанит (или ильменит), сохранились в виде реликтов в матрице, состоящей в основном из гидротермальных минералов, включая роговую обманку, актинолит, биотит, скаполит, хлорит и апатит. Присутствуют альбит и кварц, особенно вблизи кислых вулканических пород и зон минерализации.

5.1. Щелочные вулканические породы.

Вулканические породы кислого состава мелкозернистые, от светло-серого до красноватого оттенка, умеренно брекчиевидные и сильно изменённые. В мелкозернистой альбито-кварцевой матрице встречаются вкрапленники полевого шпата и кварца, что указывает на дацитовый состав. Преобладают натриевые изменения, характеризующиеся повсеместным замещением альбита. Вблизи контактов основных и кислых пород часто встречаются роговая обманка и кальцит.

Кислые вулканические породы (рис. 4А,С,Е) мелкозернистые, от светло-серого до красноватого цвета. Брекчирование умеренное, заметно гидротермальное изменение: полевые шпаты (рис. 4Е) и вкрапленники кварца (рис. 4С,Е) в мелкозернистой альбитовой (рис. 4Е) и кварцевой матрице, что указывает на дацитовый состав. Преобладает натриевое изменение, в результате которого образуется альбит как основной гидротермальный продукт. Амфиболы (рис. 4А, С) и кальцит (рис. 4С, Е, F) присутствуют вблизи контактов с основными породами.

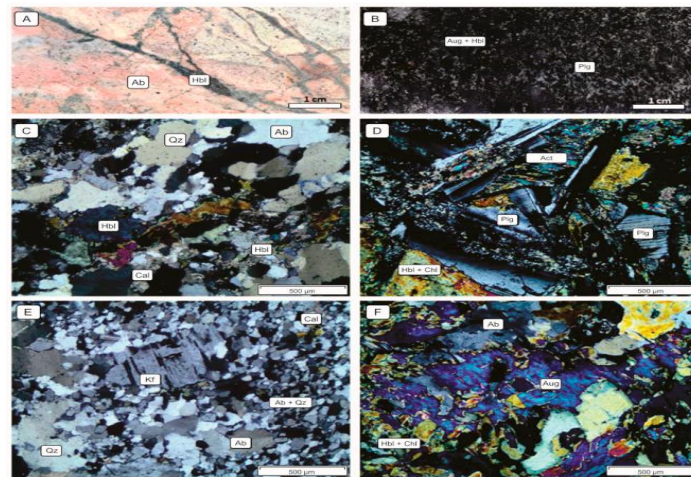


Рис. 4 Фельзитовые литотипы и габбро Антас-Норт. (А) Фельзитовая вулканическая порода с брекчированием, альбитом (белый/розовый) и прожилками роговой обманки. (В) Габбро с матрицей из роговой обманки и авгита и кристаллами плагиоклаза. (С) Микрофотография (XPL) изменённой фельзитовой породы с альбитом, кварцем, роговой обманкой и кальцитом. (D) Микрофотография (XPL) габбро с выделенными кристаллами плагиоклаза, роговой обманки, актинолита и хлорита. (Е) Микрофотография (XPL) кислой породы с вкраплениями полевого шпата и кварца в альбитовой и кварцевой матрице с кальцитом. (F) Микрофотография (XPL) габбро с корродированным авгитом, роговой обманкой, хлоритом и альбитом. Масштабные линейки: (А, В) = 1 см; (С–F) = 500 мкм.

5.2. Габбровые дайки

Габбровые дайки расположены субпараллельно минерализованной зоне сдвига и имеют средне- и мелкозернистую фанеритовую структуру (рис. 4F). Менее изменённые габбро имеют офитовую или субофитовую структуру, состоящую из плагиоклаза и пироксена. В результате более сильных изменений в минеральном составе преобладают амфиболы, альбит и хлорит.

6. Гидротермальные изменения.

Последовательность изменений включает в себя, в порядке убывания температуры и солёности: *натриевое изменение* — преобладает повсеместное замещение полевого шпата и основных минералов альбитом; альбит может сопровождаться кварцем и ильменитом. Эта стадия наблюдается в основном в кислых метавулканических породах вдали от рудной зоны; *калиевое изменение* — характеризуется ростом коричневого биотита и мутного скаполита, которые замещают амфиболы и полевые шпаты. Скаполит встречается в виде мутных порфиобластов, и его бывает трудно идентифицировать в шлифе. Калиевое изменение сосредоточено вокруг минерализованных зон и накладывается на натриевые комплексы; *кальциевое изменение* — характеризуется образованием зелёного амфибола (от магнезиороговика до актинолита) и апатита, часто с примесью аллонита. Актинолит образует волокнистые каймы вокруг роговообманковых ядер, что свидетельствует о снижении температуры. Эта стадия тесно связана с минерализацией меди и часто приводит к разрушению более ранних структур; *силицификация* — это повсеместное образование кварцевых жил и

замещение пород, которое может происходить во всей гидротермальной системе. Силицификация накладывается на натриевые, калиевые и кальциевые ассоциации и особенно часто встречается вдоль хрупких трещин; *пропилитовые изменения*, характеризующиеся наличием хлорита, эпидота и кальцита, обычно развиваются в дистальных частях системы и по краям минерализованных брекчий. Пропилитовые изменения являются поздним наложением, отражающим более низкие температуры и более окислительные условия флюида, и могут быть незаметны в тонких срезах из-за наложения поверхностного выветривания.

Постепенная эволюция от натриевых через калиевые и кальциевые к пропилитовым комплексам свидетельствует о охлаждении и снижении солёности гидротермальных флюидов в процессе минерализации. Переход от магнезио-горнбленда к актинолиту в кальциевом комплексе указывает на снижение температуры во время формирования руды.

В дистальных зонах в основном наблюдаются натриевые и калиевые изменения. При натриевых изменениях образуется альбит (рис. 5А) с небольшим количеством кварца и ильменита. При калиевых изменениях образуется биотит и скаполит (рис. 5В). В проксимальных зонах преобладают кальциевые изменения, характеризующиеся наличием амфиболов и апатита (рис. 5С). Минерализованные брекчиевые тела (рис. 5 Е, F) содержат изменённые обломки горных пород, окружённые сульфидной матрицей, преимущественно халькопиритом (рис. 5 D).

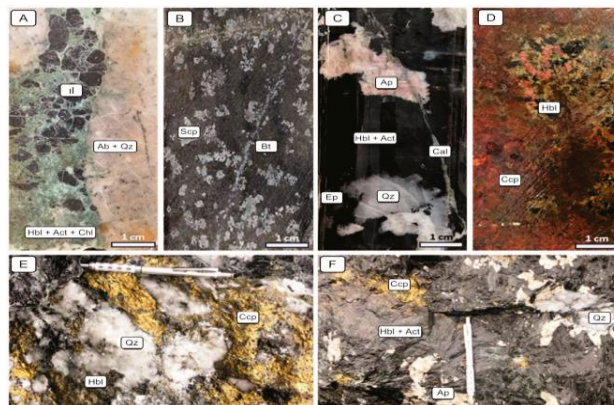


Рис. 5 Полевые фотографии и микрофотографии гидротермальных изменений Антас-Норт.

(А, В) Дистальные основные метавулканические породы с признаками повсеместного натриевого изменения (альбит ± кварц) и зарождающегося калиевого изменения, отмеченного биотитом и скаполитом; хлорит указывает на начало пропилит-альбитового изменения. (С, D) Проксимальные породы, подвергшиеся кальцитовому изменению, с роговой обманкой, актинолитом и апатитом, заменившими более ранние альбит и полевой шпат. (Е, F) Минерализованные брекчии и жилы, в которых халькопирит и пирротин образуют матрицу вокруг изменённых обломков. Силицизация наблюдается во всех образцах, в то время как пропилитовое изменение (хлорит + эпидот + кальцит) накладывается на более ранние образования по краям. Скаполит присутствует в виде мутных порфиробластов. Красноватые пятна представляют собой поверхностный гематит, образовавшийся в результате выветривания, и не являются частью первичного гидротермального комплекса.

Сокращения: Ab = альбит; Act = актинолит; Ap = апатит; Bt = биотит; Cc = кальцит; Chl = хлорит; Ccp = халькопирит; Ep = эпидот; Hbl = роговая обманка; Il = ильменит; Qz = кварц; Scp = скаполит.

В северной части Антаса существуют гидротермальные изменения, в частности натриевые и калиевые изменения (рис. 6 А–I).

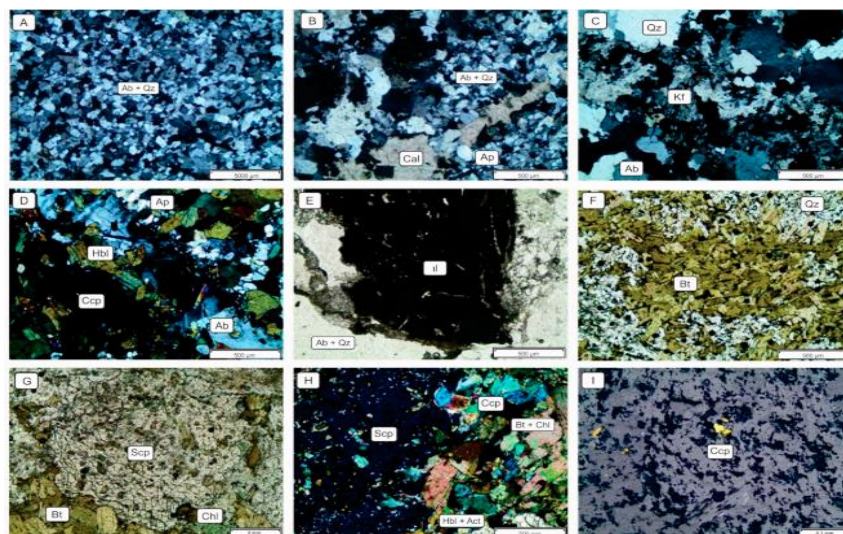


Рис. 6 Гидротермальные изменения Антас-Норт, натриевые и калиевые ассоциации. (А) Микрофотография (XPL) натриевого изменения с альбитом и кварцем. (В) Микрофотография (XPL) натриевого изменения с альбитом, кварцем и кальцитовой жилой с апатитом. (С) Микрофотография (XPL) с калиевым полевым шпатом, альбитом и кварцем. (D) Микрофотография (XPL) натрий-кальциевого взаимодействия вблизи минерализации с альбитом, роговой обманкой, апатитом и халькопиритом. (Е) Микрофотография (PPL) ильменита, окружённого альбитом и кварцем. (F) Микрофотография (PPL) биотита (калийное изменение) с кварцем. (G) Микрофотография (PPL) скаполитового порфиробласта с биотитом и хлоритом (начальное калиевое изменение). (H) Микрофотография (XPL) калиево-кальциевого взаимодействия со скаполитом, биотитом, роговой обманкой, актинолитом и халькопиритом. (I) Микрофотография (PPL), биотит с халькопиритом. Масштабные линейки: (A) = 5000 мкм; (B–F, H) = 500 мкм; (G) = 2 мм; (I) = 0,1 мм.

Пространственные и текстурные взаимосвязи указывают на то, что натриевые, калиевые и кальциевые изменения происходили в условиях пластической или пластично-хрупкой деформации и были тесно связаны с прогрессирующей деформацией в зоне сдвига. Эти комплексы обычно проникают в породу, располагаются параллельно её структуре и являются синкинематическими, что указывает на то, что они сформировались в результате активного сдвига и движения флюидов при повышенных температурах. Силицификация и пропилитовые изменения, напротив, имеют более нерегулярный характер, связаны с жилами и трещинами и накладываются на более ранние комплексы. Их геометрия и пересекающиеся связи указывают на связь с поздними событиями хрупкой реактивации, когда в систему проникали более холодные и окислительные метеорные флюиды. Эта двойственность подтверждает гипотезу о том, что гидротермальная эволюция в районе Антас-Норт была тесно связана с тектонической эволюцией зоны сдвига: на ранних этапах пластическая деформация направляла высокотемпературные флюиды, а на более поздних этапах хрупкая реактивация способствовала широкому притоку более холодных внешних флюидов.

7. Минерализация.

Медная минерализация в районе Антас-Норт приурочена к основным и кислым метавулканическим породам группы Грао-Пара и пространственно связана с кальциевыми гидротермальными изменениями (горнблендит+актинолит+апатит±алланит±титанит). Минеральное тело круто погружается на юго-восток и простирается с северо-востока на юго-запад параллельно контролирующей зоне сдвига. Выделяются три основных типа минерализации. Массивные сульфидные тела преобладают в центральной части рудного тела и состоят в основном из халькопирита с примесью пирротина и пирита (рис. 7).

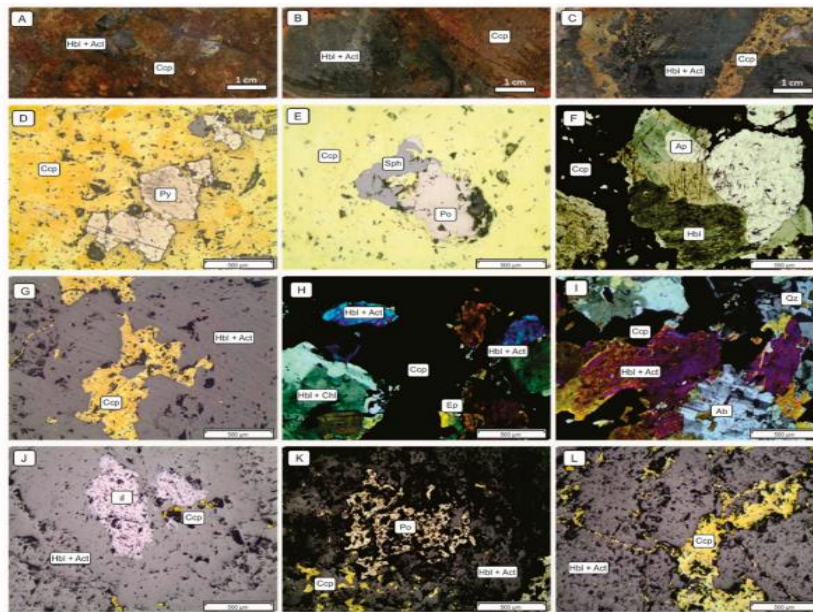


Рис. 7. Фотографии и микрофотографии трех типов минерализации на Антас-Норт. (А) Массивная сульфидная руда, халькопирит и вкрапления пирротина и пирита. (В) Брекчиевидная руда с обломками вмещающей породы, халькопирит, пирротин и пирит. (С) Сульфидная жилка в богатой альбитом породе с халькопиритом, пирротин и ильменитом. (D–H) Фотомикrogramмы в отражённом и проходящем свете, срастания халькопирита, пирротина, пирита и сфалерита с остатками роговой обманки, актинолита и апатита в массивных и брекчиевидных рудах.

(I–L) В брекчии преобладает халькопирит, а среди аксессуарных фаз - пирротин (К), пирит, ильменит (J), сфалерит, пентландит и халькопирит (L). Масштабные линейки: (А, В) = полевые фотографии; (С–Н) = 500 мкм.

В сульфидной массе местами сохранились реликтовые ядра более ранних гидротермальных минералов, таких как роговая обманка, актинолит и апатит. Брекчиевидные сульфидные зоны формируются по краям массивной руды, где гидротермально изменённые обломки цементируются халькопиритом, пирротин и пиритом. В брекчиевидной матрице встречаются угловатые и округлые фрагменты роговой обманки, актинолита, кварца и апатита. Жилы и прожилки халькопирита±пирротина±ильменита пересекают как кальцитовые, так и натриевые зоны изменений, но их доля в общем объёме руды невелика. Габброидные дайки, пересекающие рудную зону, содержат лишь следовые количества сульфидов, что указывает на позднее вторжение или ограниченное взаимодействие с флюидами.

Минерализация связана с хрупко-пластическим режимом, при котором центральные зоны остаются относительно недеформированными, в то время как брекчирование затрагивает края. О наличии золота свидетельствуют результаты химического анализа, поскольку оно не было обнаружено в петрографических срезах.

В массивных сульфидных породах преобладает халькопирит (рис. 7А, Е) с включениями пирротина (рис. 7Е), пирита (рис. 7D) и сфалерита (рис. 7Е). Эти зоны охватывают области более ранних изменений, где сохранились вкрапления роговой обманки, актинолита и апатита (рис. 7F).

В брекчиях наблюдается минералогическая ассоциация халькопирита + пирротин + пирита ± ильменита + сфалерита ± пентландита + роговой обманки + актинолита ± кварца + апатита ± хлорита ± эпидота ± альбита. В матрице брекчии преобладает халькопирит (рис. 7G–K), а акцессорные фазы включают пирротин (рис. 7K), пирит, ильменит (рис. 7J), сфалерит, пентландит и халькопирит (7L). Гидротермальные минералы, такие как роговая обманка, актинолит (рис. 7 H, I), кварц (рис. 7 I) и апатит, образуют обломки угловатой или округлой формы. Хлорит и эпидот (рис. 7 H) встречаются в зонах пропиллитового изменения, а альбит (рис. 7 I) — на границах между зонами кальциевого и натриевого изменения.

8. Геохронология.

Обработка данных проводилась с помощью пакета Iolite с использованием стандарта Titanite GEMOC (2,089 млрд лет) в качестве первичного стандарта и стекла NIST 610 в качестве вторичного эталонного материала. Отдельные точки были проверены на несоответствие и наличие общего свинца; при интерпретации возраста учитывались только точки с согласованностью (<5 % несоответствия).

Были выявлены две популяции с одинаковым возрастом. Для более древней популяции средневзвешенный возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет $2476,6 \pm 15,9$ млн лет (2σ ; $n = 24$; $\text{MSWD} = 3,77$), а для более молодой популяции — $2162,9 \pm 28,1$ млн лет (2σ ; $n = 5$; $\text{MSWD} = 0,86$). Сообщаемые неопределенности равны 2σ и включают масштабирование избыточного распределения на $\sqrt{\text{MSWD}}$, где $\text{MSWD} > 1$. Сообщаемые неопределенности равны 2σ и включают избыточное распределение, где $\text{MSWD} > 1$ (неопределенность, масштабируемая на $\sqrt{\text{MSWD}}$). Более древнее было интерпретировано как зафиксировавшее позднеархейское гидротермальное событие, связанное с ранними стадиями утолщения земной коры и образования магмы в провинции Каракхас. Более молодое соответствует палеопротерозойской тектоно-термальной реактивации, связанной с трансамазонской орогенцией (рис. 8).

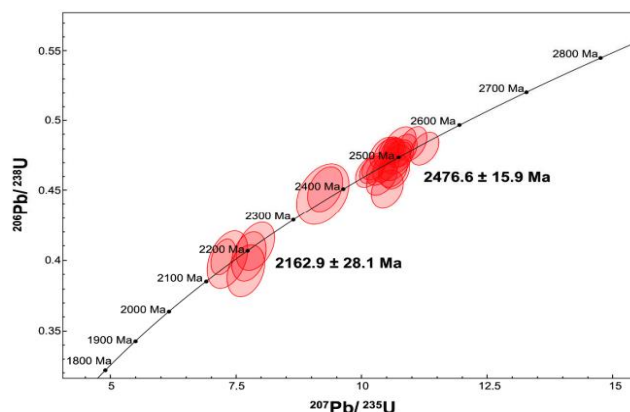


Рис. 8. Диаграмма Конкордии для U-Pb изотопных данных по гидротермальному титаниту на Антас-Норт.

Наблюдаются две отдельные популяции с конкордантным возрастом: примерно $2476,6 \pm 15,9$ млн лет и $2162,9 \pm 28,1$ млн лет, что указывает на несколько гидротермальных событий, связанных с археозойскими и палеопротерозойскими тектоно-термальными эпизодами.

Сопоставимые палеопротерозойские возрасты (~2,2 млрд лет) также были задокументированы на других м-ниях провинции, включая Корта-Гозлу (биотитовый возраст 2193 ± 4 млн лет $^{40}\text{лет}/^{39}\text{лет}$; Соссега (амфибол U-Pb и возрасты $^{40}\text{лет}/^{39}\text{лет}$), Кристалино (титанит U-Pb и возрасты $^{40}\text{лет}/^{39}\text{лет}$), и Игарапе-Баия (возраст U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), где многочисленные изотопные системы последовательно регистрируют омоложение более ранней архейской минерализации IOCG в ходе трансамазонского горообразования. Эти корреляции подтверждают, что возраст титанитов Антас-Норт является частью более широкой металлогенической структуры многостадийных систем IOCG в Карахасе.

9. Структурная основа и распределение гидротермальных изменений.

С архейского по палеопротерозойский период в Карахасской рудной провинции произошло множество тектонических событий, в результате которых сформировалась сложная сеть структур от пластичных до хрупких. В региональной тектонике преобладает Карахасская транскуррентная система, для которой характерны зоны сдвига, простирающиеся с северо-запада на юго-восток и оказывающие сильное влияние на локализацию рудных месторождений.

Полевые работы и структурный анализ на м-нии Антас-Норте показали, что тектоника определяется широкими региональными структурными линиями, простирающимися с северо-запада на юго-восток и относящимися к системе трансформных разломов Карахас. Деформация вмещающих пород неоднородна, с переходом от пластичной к хрупкой структуре. В обнажениях и буровых кернах зафиксированы милонитовая слоистость и брекчирование, связанные с зоной сдвига, простирающейся с северо-востока на юго-запад и являющейся вторичной структурой по отношению к основному региональному тренду и пространственно

связанной с контролем минерализации. Зоны разломов с определённой ориентацией также отражают влияние этих региональных линеаментов.

История деформаций способствовала образованию зон сдвига, которые облегчали циркуляцию флюидов, создавая гидротермальную систему, которая частично или полностью уничтожила первичные литологические особенности и их связь с протолитами. Структурные описания указывают на относительно простую структуру месторождения с двумя основными фазами деформации — от пластической до пластично-хрупкой. Они интерпретируются как часть той же региональной системы сдвига, которая повлияла на СМР.

Ранее существовавшая слоистость (S_n), сохранившаяся в некоторых местах, несмотря на интенсивные гидротермальные изменения, определяется амфиболами, плагиоклазом и биотитом, простирающимися в направлении северо-северо-восток — юго-юго-запад и погружающимися в направлении восток-юго-восток. В результате последующего развития зоны сдвига образовалась проникающая, анастомозирующая с параллельной милонитовая слоистость ($S_n + 1$), характеризующаяся предпочтительной ориентацией амфиболов и биотита вокруг кварцевых и полевошпатовых порфиробластов, а также общими текстурами измельчения и рекристаллизации. Эта слоистость $S_n + 1$ связана с гидротермальными минеральными комплексами, ориентированными с северо-востока на юго-запад с погружением на юго-юго-восток. Также присутствуют зоны брекчии с округлыми фрагментами в матрице, богатой амфиболом и сульфидами, что свидетельствует о последовательной гидротермальной и тектонической реактивации, в результате которой были переработаны ранее существовавшие милонитовые зоны и увеличена толщина минерализованных тел. Основное рудное тело структурно расположено в этих зонах сдвига, где просачивание флюидов было сосредоточено в местах растяжения. Наклонные линии простираения падают под углом $54/225^\circ$ (азимут), что указывает на то, что кинематика недр сильно повлияла на геометрию и непрерывность рудного тела.

На севере Антаса минерализованное тело расположено в зоне вторичного сдвига, ориентированной с северо-востока на юго-запад, в отличие от основного разлома Карахас, простирающегося с северо-запада на юго-восток. Эта зона сдвига сформировалась в условиях правостороннего транспрессионного режима, при котором характер деформации меняется от пластичной к хрупкой.

Структурный анализ выявляет два поколения слоёв:

- Сплошная милонитовая структура, определяемая предпочтительной ориентацией амфиболов, плагиоклаза и биотита, простирается с северо-северо-востока на юго-юго-запад и погружается в направлении восток-юго-восток.

- Слой Sn+1: более молодой слой, образовавшийся в результате сдвига и гидротермального воздействия, с ориентированными амфиболами и биотитом вокруг кварцевых и полевошпатовых порфиробластов, простирающийся с северо-востока на юго-запад и погружающийся на юго-юго-восток.

Рудное тело локализовано вдоль сигмоидальных структур сдвига-сдвига (shear-C), где в зонах растяжения между слоями Sn и Sn+1 концентрируется медно-золотая минерализация. Линии растяжения наклонены под углом 54° в направлении 225° (юго-запад), что соответствует ориентации рудных жил с высоким содержанием металла (рис. 9).

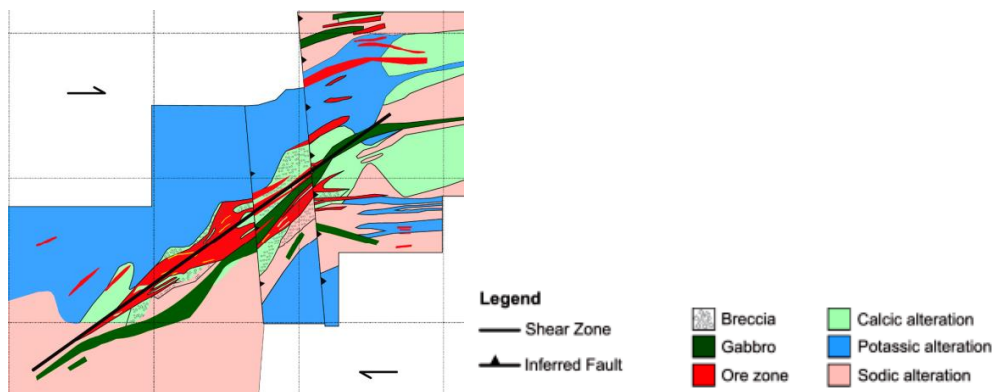


Рис. 9 Карта гидротермальных изменений и структурная интерпретация Антас-Норт.

На карте выделена зона сдвига, простирающаяся с северо-востока на юго-запад (чёрные стрелки), в которой находится минерализованное тело, а также показано распределение зон натриевых, калиевых и кальциевых изменений. Стрелка, указывающая на север (N), обозначает географический север на разрезе. Слой Sn определяется предпочтительной ориентацией амфиболов, плагиоклаза и биотита, простирающихся в направлении северо-северо-восток — юго-юго-запад и погружающихся в направлении восток-юго-восток. Слой Sn+1 связан с гидротермальными минералами и характеризуется ориентированными основными минералами, окружающими порфиробласты кварца и полевого шпата; этот слой простирается в направлении северо-восток — юго-запад и погружается в направлении юго-восток.

Характер гидротермальных изменений во многом определяется этой структурой. В дистальных зонах преобладают натриевые (альбит, кварц и ильменит) и калиевые изменения, в то время как проксимальные зоны, прилегающие к рудному телу, характеризуются кальциевыми изменениями (амфибол ± апатит). Обе области изменений перекрыты мощной милонитовой слоистостью, что отражает тесную взаимосвязь между деформацией и движением флюидов.

Поздние хрупкие структуры представлены разломами, трещинами и жилами, которые пересекают более ранние деформационные области. Основная группа разломов,

простирающихся с северо-востока на юго-запад и местами заполненных габбро, пересекает рудную зону и проходит параллельно минерализованному сдвиговому коридору. Другая группа разломов, простирающихся с северо-северо-запада на юго-юго-восток, вызвала локальные левосторонние смещения рудоносных областей. Гладкие поверхности на плоскостях разломов подтверждают относительные движения блоков. Жилы и небольшие трещины, заполненные кварцем, хлоритом, амфиболом, кальцитом или эпидотом $\pm$ сульфидами, встречаются в различных направлениях.

Гидротермальные флюиды воздействовали на эти зоны деформации, что привело к интенсивным изменениям и выпадению минералов вдоль структурных каналов.

10. Обсуждение.

10.1. Структурные основы и контроль оруденения.

М-ние Антас-Норт структурно контролируется вторичной зоной сдвига в направлении северо-восток — юго-запад, на которую накладываются хрупкие разломы в направлении северо-северо-запад — юго-юго-восток, разделяющие рудное тело. Такая геометрия отличается от более широких транспрессионных коридоров, в которых расположены м-ния Салобо и Соссего, где минерализация приурочена к нескольким параллельным зонам сдвига. На м-нии Антас-Норт медно-золотая минерализация сосредоточена в одном пластообразном теле, а падение рудных жил (под углом 54° в направлении 225°) соответствует линиям растяжения, измеренным в полевых условиях. Это соответствие подтверждает, что преобладающим фактором, определяющим пути движения флюидов, было растяжение, связанное со сдвигом. Аналогичные структурные условия описаны на м-ниях Канделария (Чили) и Олимпик-Дэм (Австралия), хотя в этих системах наблюдаются более широкие ореолы изменений, в которых преобладают магнетит и гематит. Отсутствие таких обширных залежей оксидов железа в районе Антас-Норт свидетельствует о более низкой летучести кислорода и, возможно, о большей глубине залегания руды во время её формирования.

10.2. Гидротермальная эволюция и зональность изменений.

В Антасе-Норт наблюдается систематическая гидротермальная эволюция от натриевых (альбит $\pm$ кварц $\pm$ ильменит) к калиевым (биотит $\pm$ скаполит) и кальциевым (амфибол + апатит $\pm$ алландит) изменениям. Эта последовательность отражает процесс, описанный Салобо и Соссего, однако кальциевый комплекс в Антас-Норт расположен ближе к руде, что делает его наиболее диагностическим индикатором медно-золотой минерализации. Напротив, в таких м-ниях, как Игарапе-Баия, Канделария и Олимпийская плотина, наблюдаются обширные ореолы магнетита и гематита, типичные для окисленных систем IOCG. Присутствие ильменита и

недостаток магнетита в Северном Антасе указывают на восстановительные условия (низкое содержание O_2) и соответствуют более глубоким слоям земной коры. Эти особенности подтверждают интерпретацию м-ния Антас-Норт как части подтипа с пониженным содержанием сульфида железа, меди и золота (ISCG) в рамках континуума IOCG–IOA.

10.3. Окислительно-восстановительное состояние и минералогические последствия.

Сосуществование ильменита и сульфидов железа (пирротина + пирита) в сочетании с отсутствием магнетита указывает на восстановительную среду в системе Антас-Норт. Такое минералогическое сочетание говорит о том, что стабильность магнетита была подавлена из-за низкой летучести кислорода, что способствовало образованию ильменита. Постепенная эволюция от магнезио-горнебленда до актинолита отражает охлаждение флюида и его повторное уравнивание на поздних гидротермальных стадиях. В глобальном масштабе аналогичные тенденции наблюдаются в восстановленных железокислотных системах, таких как м-ния типа IOA в Кируне и ильменитсодержащие системы IOCG в Швеции, Чили и Австралии. Таким образом, м-ние Антас-Норт представляет собой более глубокий и восстановленный конечный член спектра IOCG–ISCG–IOA, связывающий Cu–Au минерализацию с минеральными равновесиями, контролируемые окислительно-восстановительными процессами, и температурными градиентами в земной коре.

10.4. Геохронологические ограничения и металлогеническая значимость

Две согласованные по U–Pb возрасту популяции титанитов ограничивают эволюцию Северного Антаса: $2476,6 \pm 15,9$ млн лет (2σ , $n = 24$, MSWD = 3,77) — позднеархейская гидротермальная стадия, синхронная с минерализацией Cu–Au; $2162,9 \pm 28,1$ млн лет (2σ , $n = 5$, MSWD = 0,86) — реактивация в палеопротерозое во время трансамазонской орогении.

Более древнее событие коррелирует с минерализацией Cu–Au в Салобо и Соссега (2,70–2,50 млрд лет назад), а более молодое отражает региональное тектоно-гидротермальное омоложение, также зафиксированное в Игарпе-Баия, Корта-Гоэла, GT-34 и Кристалино (2,50–2,2 млрд лет назад). В совокупности эти данные подтверждают многоэтапную эволюцию, характерную для провинции Карахас, хотя Антас-Норт формировался в условиях более тонкой и глубокой земной коры.

10.5. Более широкие последствия для систем IOCG–ISCG–IOA

Antas North расширяет генетический спектр систем Cu–Au в Карахасе, документируя восстановленный конечный член с преобладанием ильменита и сульфидов, который является связующим звеном между классическими месторождениями IOCG с высоким содержанием магнетита и системами IOA с ильменитом. Его эволюция показывает, что структурная

реактивация, эволюция флюидов и окислительно-восстановительное состояние в совокупности определяют тип руды и минеральный состав.

Эти данные позволяют усовершенствовать поисковые модели:

В упрощённых системах, таких как Северный Антас, могут отсутствовать сильные магнитные отклики, что требует интеграции структурных и окислительно-восстановительных индикаторов.

Более молодые (~1,8 млрд лет) м-ния Cu–Au, представляют собой отдельное постороженное металлогеническое событие, не связанное с реактивацией в Транс-Амazonии. Эти системы, связанные с гранитами, богаты кварцем и серой, бедны оксидами железа и относятся к типу А. В отличие от них, в Антас-Норт зафиксирована самая ранняя восстановленная минерализация Cu–Au в тектоническом блоке Карахас, предшествовавшая этим более молодым событиям, связанным с гранитами.

11. Выводы.

1. М-ние Антас-Норт представляет собой восстановленную медно-золотую систему в пределах Карахасской рудной провинции, где ильменит и сульфиды железа преобладают над магнетитом.

2. Такая минералогическая характеристика отражает формирование руды в условиях низкого содержания O_2 , что делает Антас-Норт более глубоким и восстановленным конечным членом спектра IOCG–ISCG–IOA.

3. Структурная реактивация вдоль зон сдвига северо-восточного и юго-западного направлений привела к скоплению гидротермальных флюидов и контролируемому отложению руды, а U–Pb-возраст титанита $2476,6 \pm 15,9$ млн лет и $2162,9 \pm 28,1$ млн лет свидетельствует об архейской минерализации и палеопротерозойской реактивации соответственно.

4. В совокупности эти особенности подтверждают, что Антас-Норт относится к многостадийной металлогенической структуре Карахаса и выходит за рамки классических м-ний IOCG с высоким содержанием магнетита.

5. Выявление таких обедненных систем подчеркивает необходимость разработки стратегий поисков, которые будут сочетать в себе окислительно-восстановительные, структурные и геохронологические показатели для обнаружения подобных «скрытых» м-ний в Карахасе и по всему миру.

II. ВЫЯВЛЕНИЕ РУДНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ С ПОМОЩЬЮ КОНТРОЛИРУЕМОГО ОБУЧЕНИЯ (*район Пансидун, Южный Китай*) [3].

1. Введение

Выявление геохимических аномалий важно для определения объектов рудных м-ний. Это процесс выделения аномалий из совокупности данных геохимического опробования. Для эффективного описания сложного распределения данных геохимических исследований были разработаны и адаптированы различные методы. Помимо традиционных одномерных статистических методов, основанных на частотах, и многомерных статистических методов, для выявления геохимических аномалий широко применяется семейство фрактальных/мультифрактальных моделей, основанных на степенном законе. Что касается алгоритмов машинного обучения для выявления геохимических аномалий, то в большинстве случаев обнаружение геохимических аномалий происходит без участия человека, при этом для интерпретации и подтверждения полученных геохимических аномалий традиционно используются известные ме-ния ПИ. Например, модель непрерывного ограниченного машинного обучения по методу Больцмана, модель глубокого автокодировщика, модель обучения по «словарю» и т.д. Необходимо различать геохимические образцы, кодируя и декодируя их, чтобы восстановить и найти аномальные образцы, отличающиеся от основной совокупности наборов данных. А модели изолированных лесов и неконтролируемые модели К-ближайших соседей (KNN) могут напрямую выявлять геохимические аномалии, рассчитывая показатель аномальности для каждого геохимического образца.

Несмотря на то, что при геохимических поисках было применено несколько алгоритмов контролируемого обучения с целью сузить область поиска, тот факт, что минерализация является редким геологическим явлением, приводящим к недостаточному количеству обучающих выборок, препятствует применению контролируемого обучения в этой области, но её всё же можно формализовать как сильно несбалансированную задачу контролируемой классификации/регрессии, где эффективность моделей классификации и регрессии зависит от несбалансированности обучающего набора данных, полученного из меньшего количества известных пр-ний ПИ и большого количества немаркированных нерудных м-ний. Например, было использовано несколько моделей, таких как модель пошаговой регрессии, модель географически взвешенной регрессии, модель обучения с максимальной метрикой маржи, модель географически взвешенного лассо и модель глубокой свёрточной нейронной сети в которых в качестве размеченных выборок использовались известные м-ния и прилегающие к ним территории.

Хотя для анализа данных машинное обучение может использовать информацию из наборов данных без привязки к конкретным распределениям данных, таким как нормальное или степенное распределение, оно применяет принципы обучения для извлечения значимой информации. Однако из-за роста числа всё более сложных моделей «чёрного ящика» интерпретация обработки данных в некоторых алгоритмах машинного обучения становится серьёзной проблемой. В этом исследовании выявление геохимических аномалий рассматривается как задача обучения с учителем. Чтобы прояснить роль каждого геохимического элемента в качестве элемента-индикатора при составлении карты перспективности рудных месторождений, для оценки были использованы интерпретируемые методы машинного обучения (т. е. важность признаков и PDP). Положительные выборки, основанные на месторождениях, и случайно выбранные отрицательные выборки были объединены в различные обучающие наборы данных для обучения алгоритмов случайного леса. Основная цель этого исследования — получить представление о выявленных геохимических аномалиях с помощью интерпретируемых методов машинного обучения с учителем и, кроме того, расширить возможности работы с данными геохимических исследований.

2. Методы.

2.1. Случайный лес.

Случайный лес — это алгоритм ансамблевого обучения, который объединяет прогнозы нескольких деревьев решений для формирования надёжной прогностической модели. Эти деревья решений, составляющие «лес», служат базовым классификатором. Каждое дерево обучается на отдельном подмножестве исходных обучающих данных. Эти разнообразные подмножества создаются с помощью метода выборки под названием «агрегирование методом начальной загрузки» (или «бэггинг»). При бэггинге каждое подмножество создаётся путём случайной выборки из исходного набора данных с заменой, то есть выбранные экземпляры не удаляются после выбора и могут быть повторно использованы для обучения последующих деревьев.

Деревья случайного леса строятся путём рекурсивного разделения корневого узла на два дочерних. Этот процесс разделения на каждом внутреннем узле продолжается до тех пор, пока не будет выполнено заранее заданное условие остановки. В отличие от стандартного дерева решений, при разделении каждого узла в дереве случайного леса в качестве потенциальных дискриминативных условий используется только случайно выбранное подмножество доступных переменных-предикторов. Алгоритм оценивает все возможные варианты разделения в рамках этого подмножества, чтобы определить тот, который максимизирует

чистоту результирующих дочерних узлов. Чистота измеряет однородность меток классов внутри узла. Узел является чистым, если все образцы принадлежат к одному классу. В этом исследовании используется индекс Джини (ИГ) — широко применяемый показатель нечистоты (или, наоборот, чистоты), который рассчитывается следующим образом:

$$I_G(f) = \sum_{i=1}^n f_i(1 - f_i)$$

где f_i — это доля (вероятность) выборок, принадлежащих к классу i в узле n , определяемый как:

$$f_i = \frac{m_i}{m}$$

здесь, m_i — это количество образцов класса i , и m — это общее количество выборок в узле.

Окончательный прогноз случайного леса определяется большинством голосов, отданных за прогнозы всех отдельных деревьев. Двойная случайность — выбор разных бутстреп-выборок для каждого дерева и случайного подмножества переменных для каждого разделения узла — снижает корреляцию между деревьями и увеличивает разнообразие ансамбля. Это эффективно повышает устойчивость алгоритма и снижает риск переобучения.

2.2. Графики частичной зависимости.

График частичной зависимости (ГЧЗ) визуализирует предельное влияние одного или двух признаков на прогнозы, генерируемые моделью машинного обучения. Он показывает характер взаимосвязи между целевой переменной и выбранным признаком, указывая, является ли она линейной, монотонной или более сложной. Например, в сценариях с моделями линейной регрессии ГЧЗ всегда показывает линейную взаимосвязь. Функция частичной зависимости для регрессионной модели формально определяется следующим образом:

$$\hat{f}_S(X_S) = \mathbb{E}_{X_C} [\hat{f}(X_S, X_C)] = \int \hat{f}(X_S, X_C) d\mathbb{P}(X_C),$$

где находится съемочная площадка S содержит признаки, для которых мы хотим визуализировать частичную зависимость (обычно это один или два признака), в то время как X_C представляет все остальные функции в модели машинного обучения $\hat{f}$. $\hat{f}$ рассматриваются как случайные величины.

В совокупности векторы признаков X_C составляют полное входное пространство. Частичная зависимость вычисляет предельный эффект путём усреднения прогнозов модели по распределению X_C результате такой маргинализации получается функция, которая изолирует взаимосвязь между признаками в S и прогнозируемый результат, учитывающий их взаимодействие с другими характеристиками и исключая зависимость от X_C . Функция частичной зависимости $\hat{f}_S$. Оценка производится с помощью метода Монте-Карло, который усредняет прогнозы по обучающим данным с учётом признаков в S :

$$\hat{f}_S(X_S) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \hat{f}(X_S, X_C^{(i)})$$

Функция частичной зависимости $\hat{f}_S$ определяет среднее предельное влияние на прогнозы модели для заданных значений признаков в наборе S . В формуле для расчёта $X(i)$ обозначает фактические значения признаков из набора данных для нецелевых признаков в C , в то время как n представляет собой общее количество экземпляров. Важно отметить, что при расчёте PDP не учитываются потенциальные корреляции между признаками в S и C . Если такие корреляции существуют, это может привести к включению в усреднённые результаты нереалистичных или невозможных комбинаций признаков. Для моделей классификации, выдающих вероятности принадлежности к классу, PDP визуализирует вероятность принадлежности к конкретному классу при различных значениях признака (признаков) в S . Будучи методом глобальной интерпретации, PDP объединяет данные из всех источников, чтобы охарактеризовать общую взаимосвязь между признаками в S и модельные прогнозы.

3. Геологическое строение и минерализация исследуемой территории.

3.1. Геологические условия.

Исследуемая территория, район Пансидун, расположена на северо-западе провинция Гуандун, Южный Китай. Она образовалась в результате позднепалеозойского столкновения Янцзыйского и Катазийского блоков. Обнажённые пласты в основном состоят из меловых и четвертичных отложений. Меловая формация состоит из брекчии, конгломерата и песчаника с примесью сланца и ила, а четвертичная формация — из аллювиального слоя и остаточного делювиального слоя.

Район Пансидун считается одной из 10 крупнейших серебряных баз Китая. Этот статус обусловлен последовательным открытием и разработкой нескольких гигантских и сверхгигантских полиметаллических м-ний серебра и золота в регионе (рис. 1).

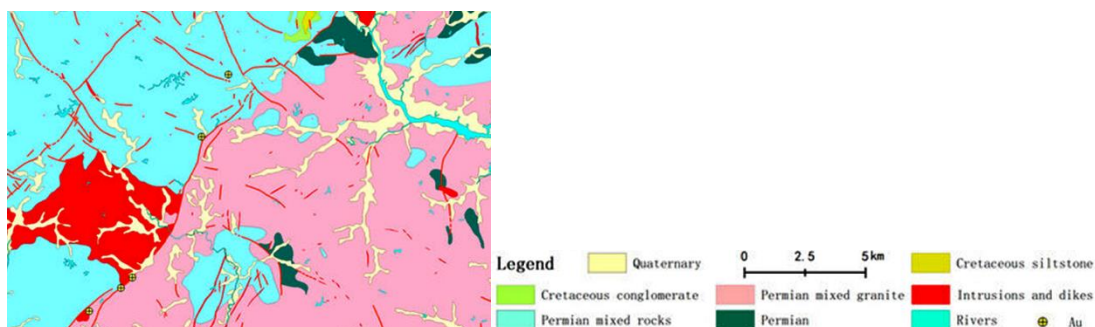


Рис. 1 Геологическая карта исследуемой территории.

Предыдущие исследования, включавшие полевые изыскания и анализ проб, показали, что эти месторождения серебра и золота генетически относятся к структурно контролируемым

месторождениям серебра и золота в изменённых породах. Ключевыми геологическими характеристиками этого типа м-ний в исследуемом районе являются их структурная обусловленность и признаки изменений. Минерализация в основном контролируется сдвиговыми разломами северо-восточного простирания и их дополнительными трещинами и связана с комплексом гидротермальных изменений, включающим сульфидные и кварцевые жилы, которые охватывают системы разломов и накладываются на них. Рудный минеральный комплекс состоит из серебра, золота и сульфидных минералов, в основном аргиллита, сфалерита, галенита, халькопирита и пирита. Преобладающими минералами безрудной породы являются силикаты, в том числе кварц, полевошпат, серицит, хлорит и роговая обманка. Гидротермальные изменения, связанные с рудной минерализацией, в основном характеризуются калиевым фельдшпатированием, хлоритизацией, серицитизацией, силицификацией, пиритизацией, фторированием и карбонатизацией.

3.2. Геохимические данные о донных отложениях

Геохимические данные были получены в результате исследования донных отложений рек в масштабе 1:50 000, проведённого в рамках Программы исследования потенциальных м-ний ПИ в Пансидуне, провинция Гуандун. Всего было собрано 1885 образцов донных отложений рек, равномерно распределённых по всей исследуемой территории, со средней плотностью отбора проб около 4 точек на 1 км². Концентрации 16 элементов, включая Ag, Au, Cu, Pb, Zn, Mn, W, Sn, Mo, As, Sb, Bi, Hg, F, Ba и B, были проанализированы для каждого образца с помощью атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES), атомно-абсорбционного спектрометра (AAS) и рентгенофлуоресцентного анализатора (XRF) в геофизической и геохимической лаборатории Управления по развитию геологии и разведки полезных ископаемых провинции Цзянси, Китай.

Исследуемая территория была разделена на ячейки размером 100 × 100 м, а ячейки 3 × 3, 5 × 5 и 7 × 7 (соответствующие обучающим наборам данных A, B и C в таблице 1) с известными центрами залежей служили положительными образцами. Для отбора отрицательных образцов исследуемая территория была разделена на две части по медиане концентрации Au; отрицательные образцы были случайным образом выбраны на территории с концентрацией Au ниже медианы (рис. 2). Геохимические концентрации в точках сетки были получены путём интерполяции данных исследования донных отложений в виде карт-свидетельств. Помимо обучающих выборок, полученных на основе интерполированных карт-свидетельств, в качестве обучающих выборок (т. е. обучающих наборов данных R) для оценки эффективности модели

были выбраны четыре исходных пункта геохимического исследования (т. е. необработанные данные), расположенные рядом с известными месторождениями полезных ископаемых.

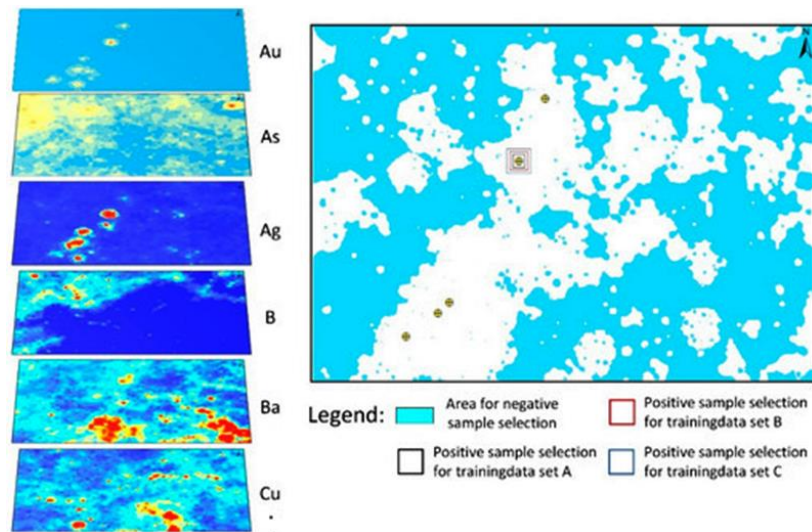


Рис. 2 Карты доказательств и выборка для обучения.

Табл. 1.

Набор обучающих данных, используемый для радиочастотного моделирования.

Training Datasets	Sample Counts	Train/Test Splits	Interpolated or Not
A	90	20%	Interpolated
B	250	20%	Interpolated
C	486	20%	Interpolated
R	40	20%	Not interpolated

4. Результаты и обсуждение.

Обнаружение геохимических аномалий на основе радиочастотных данных проводилось с использованием четырёх созданных наборов данных для положительного обучения и соответствующего количества наборов данных для отрицательного обучения (табл. 1). Для лучшего сравнения после проб и ошибок в ходе исследования были установлены следующие параметры: $n_estimators = 200$, $max_depth = 20$, а остальные параметры были установлены по умолчанию (например, $max_features = 'sqrt'$). Параметры оценивались с помощью метода половинного перебора, при котором выполнялся поиск оптимальных параметров для estimators: [100, 200, 300, 400, 500, 600] и max_depth : [10, 15, 20, 25, 30, 40]. Эффективность модели с оптимальными параметрами, обученной на различных наборах данных, сравнивалась с эффективностью модели с предложенными параметрами (т. е. $n_estimators = 200$, $max_depth = 20$, а остальные параметры установлены по умолчанию). Кроме того, с использованием 20% обучающих наборов данных в качестве тестовых данных моделирование методом Random Forest для каждого обучающего набора данных повторялось 100 раз. Модель Random Forest, обученная на наборе данных R (т. е. на обучающих выборках, полученных из необработанных

данных), показала хорошие результаты классификации со средней точностью (0,881), достоверностью (0,937), полнотой (0,835) и F1-оценкой (0,871). Напротив, моделирование с использованием радиочастотного сигнала и обучающего набора данных, полученного на основе интерполированных данных (т. е. обучающих наборов данных А, В и С), показало заметное повышение производительности: средняя точность ($>0,987$), точность (0,999), полнота ($>0,976$) и F1-мера (0,987) (табл. 2).

Табл. 2.

Эффективность радиочастотного моделирования с использованием различных метрик в 100 запусках.

	Dataset A		Dataset B		Dataset C		Dataset R	
	Mean	Stddev	Mean	Stddev	Mean	Stddev	Mean	Stddev
Accuracy	0.987	0.023	0.996	0.009	0.995	0.009	0.881	0.089
Precision	0.999	0.01	0.999	0.007	0.999	0.003	0.937	0.109
Recall	0.976	0.046	0.992	0.016	0.994	0.012	0.835	0.156
F1_Score	0.987	0.025	0.996	0.009	0.997	0.006	0.871	0.101

Stddev: standard deviation.

Такой оптимистичный рост производительности, скорее всего, связан с пространственной автокорреляцией (утечкой данных), которая искусственно завышает показатели производительности.

Во-первых, для понимания карт данных, используемых в радиочастотном моделировании, была рассчитана матрица коэффициентов корреляции (табл. 3) на основе исходных данных о 1885 точках отбора проб донных отложений.

Табл. 3.

Матрица коэффициентов корреляции.

Element	Au	B	Sn	Cu	Ag	Ba	Mn	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Hg	Mo	W	F
Au	1.00	-0.01	-0.02	0.28	0.28	-0.01	0.03	0.32	0.33	-0.01	0.01	0.04	0.00	0.07	-0.01	0.06
B		1.00	0.12	-0.08	-0.01	-0.12	0.14	-0.07	-0.05	0.14	0.06	0.00	-0.01	-0.06	0.10	0.26
Sn			1.00	0.32	0.00	-0.07	-0.05	0.12	0.02	0.14	0.09	0.41	0.07	0.22	0.28	0.41
Cu				1.00	0.23	-0.02	0.07	0.36	0.71	0.01	0.04	0.38	0.07	0.20	0.19	-0.03
Ag					1.00	0.00	0.01	0.45	0.42	0.00	0.02	0.04	0.07	0.12	0.01	0.06
Ba						1.00	0.13	0.22	0.05	-0.03	-0.02	-0.06	-0.04	-0.17	-0.08	0.06
Mn							1.00	0.18	0.05	0.17	0.20	0.10	-0.05	-0.11	-0.01	-0.08
Pb								1.00	0.51	0.01	0.05	0.21	0.09	0.23	0.08	0.21
Zn									1.00	0.01	0.03	0.08	0.08	0.11	0.01	0.08
As										1.00	0.89	0.03	0.00	0.03	0.05	0.08
Sb											1.00	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03
Bi												1.00	0.03	0.33	0.57	0.08
Hg													1.00	0.07	0.04	0.09
Mo														1.00	0.29	0.21
W															1.00	0.22
F																1.00

Это показало, что большинство геохимических элементов не коррелируют друг с другом, и только у сурьмы и мышьяка коэффициент корреляции выше (0,89). Учитывая эффект замыкания геохимических данных, который может привести к ложным корреляциям между различными переменными, к геохимическим данным применяется центрированное логарифмическое преобразование отношения (clr), а биplot, основанный на данных, преобразованных с помощью clr, показан на рисунке 3. Биplot метода главных компонент

объясняет лишь ~36% общей дисперсии, которую можно объяснить с помощью матрицы коэффициентов корреляции (т. е. коэффициентов, близких друг к другу).

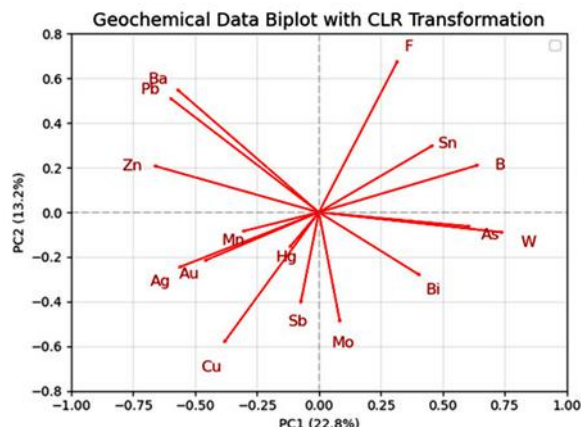


Рис. 3. Биплот первых двух главных компонент.

Во время RF-моделирования важность признаков (т. е. карт фактических данных) измерялась в терминах среднего сниженного индекса Джини, который вычислял средний прирост чистоты с использованием разбиений данной переменной. Практически сумма значимости каждого признака равна 1, и, соответственно, для выбора наиболее важных признаков обычно применяется стандартный метод с пороговым значением 0,05. Таким образом, результаты радиочастотного моделирования показали, что Ag, Au, Zn, Sb, Pb и F являются ключевыми признаками, а геохимические элементы Sn и В вносят незначительный вклад в моделирование (рис. 4).

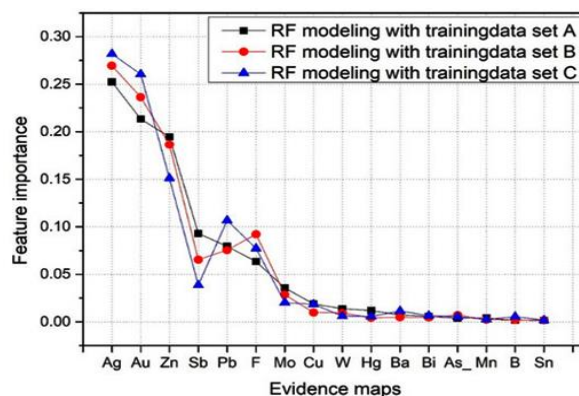


Рис. 4. Важность карт доказательств, используемых при радиочастотном моделировании.

Несмотря на низкую общую объяснённую дисперсию, на биплоте PC1 и PC2 можно увидеть некоторые подсказки: Ag–Au, Zn–Pb–Ba и As–W сильно коррелируют в своих перспективных квадрантах, а Mn, Hg, Cu и Sb тесно связаны с кластером Ag–Au. При этом Sn и В расположены на противоположной стороне от Ag–Au (рис. 3). Поскольку считается, что показатель важности Джини необъективен и ненадёжен в ситуациях, когда потенциальные переменные-предикторы различаются по шкале измерения или количеству категорий, для

обоснования важности Джини используется другой показатель важности переменных — «важность перестановок». Поскольку важность перестановок рассчитывается на основе тестовых выборок, были использованы различные обучающие наборы данных с $\text{test_size} = 0,2$. Они показали, что Ag–Au является наиболее важным признаком, что согласуется с важностью по Джини, но с большим стандартным отклонением и потерей информации о других картах доказательств. Более того, когда test_size установлен в 0.4 для обучающих наборов данных В и С для RF–моделирования, оба параметра Au–Ag показали свою относительную важность, а RF–моделирование с обучающими данными С продемонстрировало меньшее стандартное отклонение, что подразумевает, что важность перестановки чувствительна к размеру используемых тестовых выборок. Наконец, при обучении радиочастотному моделированию карта доказательств была удалена одна за другой, и для сравнения были проиллюстрированы 5 лучших характеристик с точки зрения Джини и важности перестановок, а согласованность ранжирования карт доказательств по шкале Джини и важности перестановок подтвердила надёжность обученной модели RF.

Поскольку PDP могут выявить взаимосвязь между целевой переменной и выбранным признаком, в сценариях практики МРМ они применялись для выявления взаимосвязей между картами данных и прогнозируемыми вероятностями в данной исследуемой области (рис. 5).

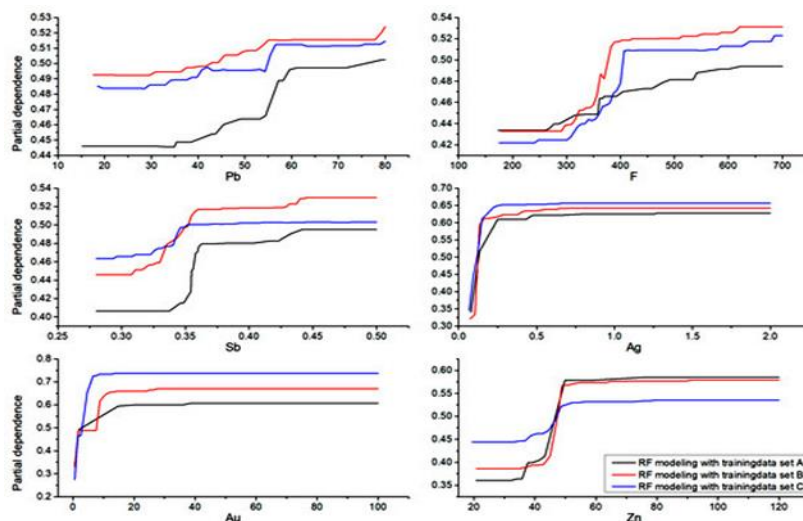


Рис. 5 Графики частичной зависимости карт доказательств, используемых в радиочастотном моделировании.

Все кривые PDP показывают, что более высокие концентрации геохимических элементов на каждой карте данных повышают прогнозируемые вероятности на итоговых картах перспективности. Наиболее важные карты данных (Ag, Au и Zn) в PDP резко изменили свои траектории, а карты второстепенных данных (Pb, F и Sb) (рис. 5) показали, что прогнозируемая вероятность постепенно возрастает по мере увеличения содержания геохимических элементов.

Карты незначительных данных не показали очевидной реакции на изменения содержания геохимических элементов (т. е. траектории были плоскими) в PDP.

PDP страдают от своей зависимости от предположения о независимости — в частности, от того, что признак (и), для которого вычисляется частичная зависимость, не имеет корреляции с другими признаками. Коррелированный признак при расчете PDP может включать нереалистичные комбинации значений признаков в свои усредненные выходные данные. Учитывая, что карты доказательств Ag–Au наиболее важны в RF-моделировании, а важность перестановок для Au–Ag показала большое стандартное отклонение, надежность PDP была оправдана переподготовкой RF-модели с теми же параметрами, что и раньше, но без учета карт доказательств Ag–Au. Ранжирование значимости данных показало, что карты данных по Zn, F, Sb и Pb являются наиболее значимыми данными с небольшими различиями в порядке по сравнению с предыдущим радиочастотным моделированием (рис. 6).

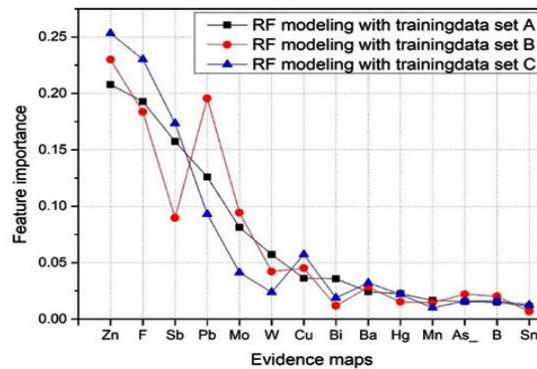


Рис. 6 Важность карт доказательств, используемых при радиочастотном моделировании без Au и Ag.

Соответственно, траектории PDP для Zn, F, Sb и Pb практически не отличаются от траекторий предыдущего радиочастотного моделирования (рис. 7).

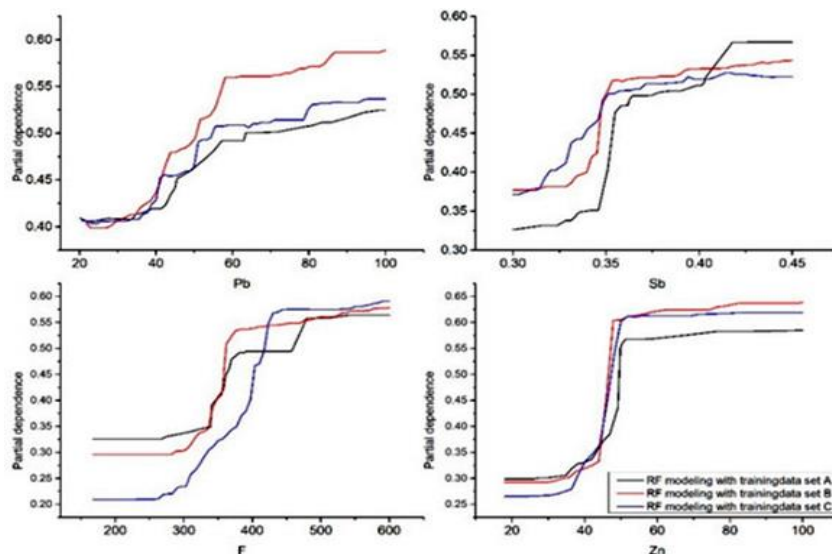


Рис. 7 Графики частичной зависимости карт данных, используемых в радиочастотном моделировании, без карт данных по Au и Ag.

С точки зрения обучения модели, эти данные о важности признаков и PDP, а также их согласованность при моделировании с использованием радиочастотной идентификации и различных наборов обучающих данных подтверждают целесообразность увеличения объема обучающих данных за счёт использования смежной выборки известных м-ний.

Прогнозная карта перспективности, основанная на радиочастотном моделировании с использованием различных наборов обучающих данных, представлена на рисунках 8 и 9 для сравнения.

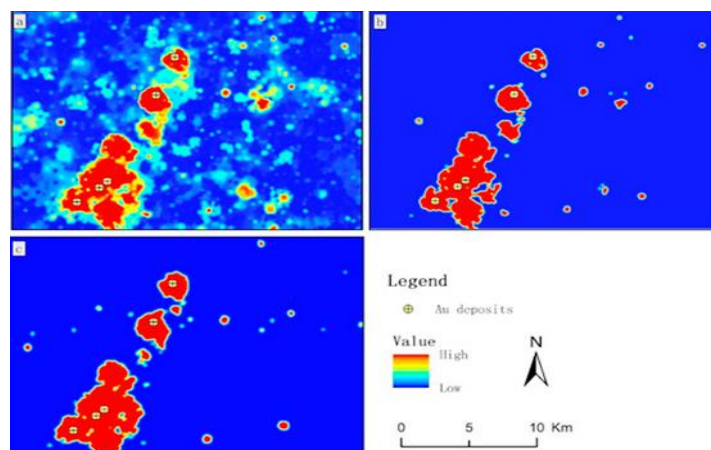


Рис. 8 Карта перспективности м-ний на основе радиочастотного моделирования ((а–с) радиочастотное моделирование с использованием обучающих наборов данных А, В и С соответственно).

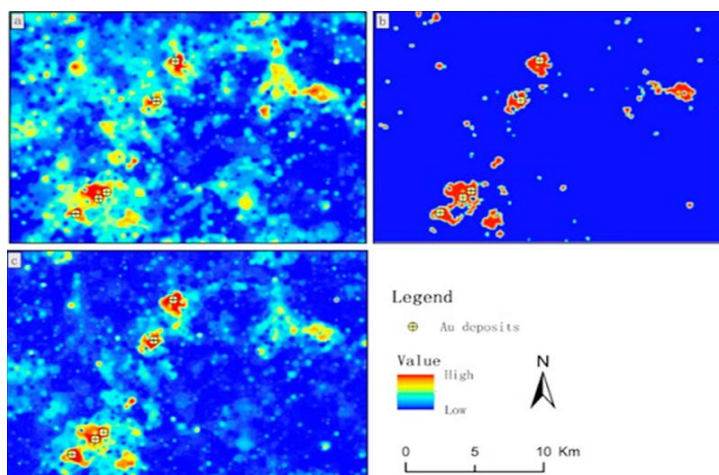


Рис. 9 Карта перспективности м-ний на основе радиочастотного моделирования без учета Au и Ag ((а–с) радиочастотное моделирование с использованием обучающих наборов данных А, В и С соответственно).

Известные м-ния в исследуемой области хорошо согласуются с областями высокой вероятности, обозначенными на карте перспективности. Для количественного сравнения эффективности радиочастотного моделирования использовались графики Р-А. График Р-А показывает процент известных м-ний, обнаруженных в пределах каждого класса перспективности, и площадь, занимаемую этим классом (выраженную в процентах от общей площади исследования). На графике Р-А точки пересечения двух кривых — кривой

вероятности обнаружения известных месторождений полезных ископаемых и кривой совокупного процентного соотношения площадей — служат ключевым критерием для оценки и сравнения моделей перспективности м-ний. Точка пересечения, расположенная выше на графике, указывает на более качественную модель, которая содержит больше известных месторождений полезных ископаемых на меньшей площади. Все известные м-ния находятся в верхних 5% областей с высокой вероятностью обнаружения (рис. 10), что означает, что радиочастотное моделирование с использованием различных наборов обучающих данных в данной исследуемой области может хорошо отразить перспективы потенциальной минерализации.

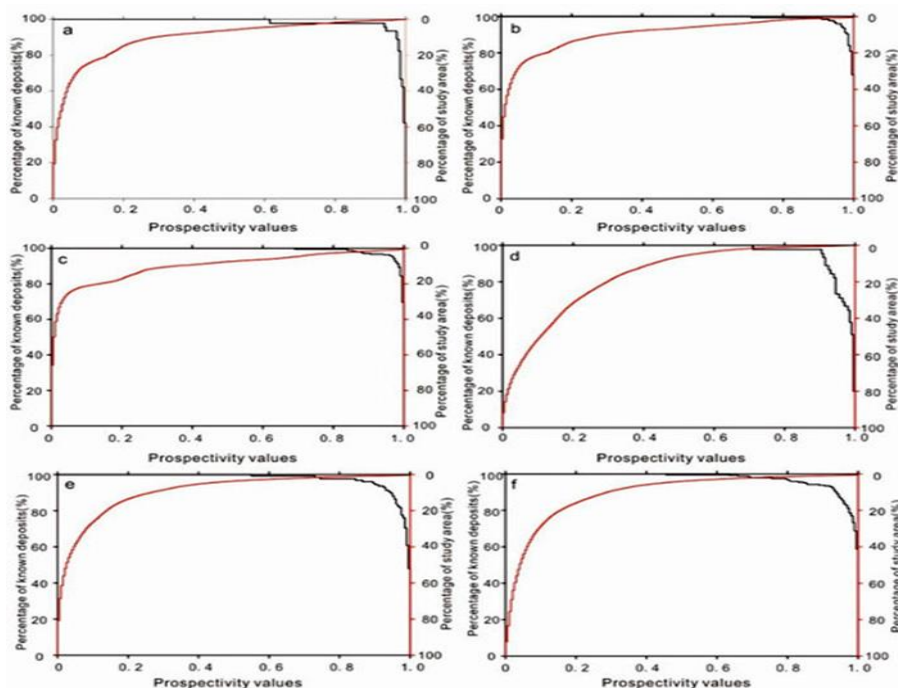


Рис. 10 Графики Р-А для различных прогнозируемых карт перспективности м-ний ((а–с) для радиочастотного моделирования с использованием обучающих наборов данных А, В и С соответственно; и (d–f) для радиочастотного моделирования с использованием обучающих наборов данных А, В и С без карт содержания серебра и золота).

Чтобы изучить закономерности на прогнозируемых картах перспективности м-ний, были введены графики «скрипок» для анализа характеристик полученных карт перспективности. Графики «скрипок» — это метод визуализации распределения числовых данных. Он сочетает в себе функции двух мощных статистических инструментов: ящичковой диаграммы и графика ядерной плотности. Центральная часть «скрипичного» графика, названная так из-за формы, формируется путём зеркального отображения графика оценки плотности ядра (KDE) относительно центральной оси. Ширина «скрипичного» графика в любой заданной точке отражает оценочную плотность данных (относительную частоту или долю) в этой точке. Более широкая часть указывает на более высокую концентрацию точек данных в этом диапазоне

значений, а более узкая часть — на меньшее количество точек. Внутри графика «скрипка» короткая линия обозначает медиану, а тонкая рамка (представляющая собой межквартильный размах, IQR) охватывает диапазон от 25-го процентиля (Q1) до 75-го процентиля (Q3). Эти графики наглядно демонстрируют полную форму распределения вероятностей, полученных с помощью радиочастотного моделирования.

Судя по графикам «скрипок» для шести полученных карт перспективности, значения вероятности для радиочастотного моделирования с использованием обучающего набора данных А имеют более высокое медианное значение по сравнению с обучающими наборами данных В и С (рис. 11).

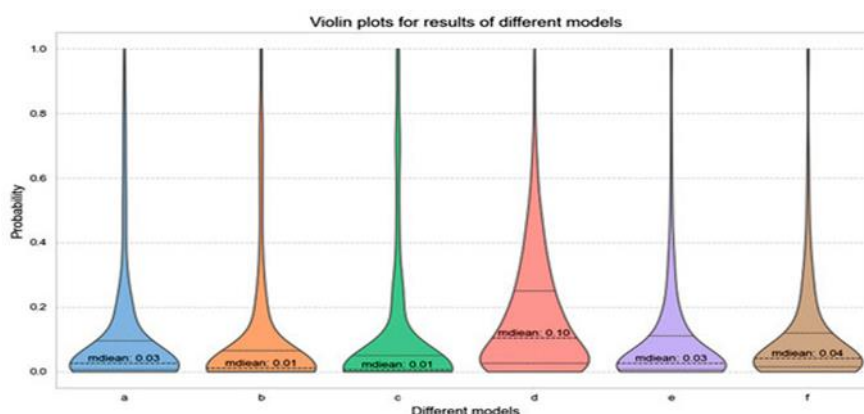


Рис. 11 Гистограммы для различных прогнозируемых карт перспективности м-ний ((а–с) для радиочастотного моделирования с использованием обучающих наборов данных А, В и С соответственно; и (d–f) для радиочастотного моделирования с использованием обучающих наборов данных А, В и С без карт содержания серебра и золота).

Значения высокой вероятности ($>0,8$) занимают менее 2,6% исследуемой области. За исключением радиочастотного моделирования с использованием обучающего набора данных А без карт содержания Ag и Au (рис. 11d), формы «скрипок» схожи.

5. Выводы.

1. Было рассмотрено обнаружение геохимических аномалий с помощью контролируемого обучения, основанного на интерпретируемых методах. Учитывая нехватку известных м-ний полезных ископаемых, которые традиционно используются для создания положительных выборок для контролируемого обучения, обучающий набор необходимо дополнять информацией с прилегающих территориях вокруг известных м-ний.

2. На основе различных обучающих наборов данных, смоделированных с помощью метода случайного леса, анализа важности признаков и анализа PDP для карт доказательств, а также анализа графика Р-А и графика «вилки» для определения перспективности м-ний, пришли к следующим выводам:

(а). Для МРМ, где в исследуемой области известно лишь несколько м-ний, участки вблизи известных месторождений могут служить положительными образцами для контролируемого обучения при выявлении геохимических аномалий и, таким образом, могут быть потенциальным методом выборки для увеличения объёма данных. Ожидается, что этот метод будет изучен в рамках МРМ с использованием мультигеоинформации.

(б) Интерпретируемые методы, такие как определение важности признаков и PDP, являются мощными инструментами для анализа обработки данных с помощью машинного обучения. Они не только помогают понять наборы данных, но и позволяют оценить эффективность различных алгоритмов машинного обучения.

III. ПРИМЕНЕНИЕ ПОРТАТИВНОГО РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗАТОРА ДЛЯ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (*медно-порфировое м-ние Чимабаншуо, Ганьдэйский металлогенический пояс*) [7].

1. Введение.

По мере истощения поверхностных и неглубоко залегающих минеральных ресурсов ГРР смещаются в сторону скрытых и глубоко залегающих месторождений, чтобы удовлетворить растущий спрос на рудные полезные ископаемые. Предыдущие исследования показали, что первичные ореолы в типичных гидротермальных м-ниях имеют чёткую зональную структуру, которая обычно включает фронтальную, околорудную и хвостовую зоны. Зональность первичных ореолов считается одним из наиболее эффективных методов прогнозирования слепых или глубоких рудных тел. В последние годы этот подход широко применяется при глубоком изучении гидротермальных м-ний металлов, что позволяет добиться значительных результатов.

В последние годы применение полевых аналитических методов значительно сократило время и затраты на оценку оруденения, обеспечив своевременные и достоверные данные для быстрой оценки металлогенного потенциала. Портативная рентгенофлуоресцентная спектрометрия (pXRF) имеет ряд преимуществ, в том числе возможность проведения испытаний на месте и без разрушения образца, компактные размеры, одновременный анализ нескольких элементов, быстрое определение концентрации элементов и экономичность. Этот метод широко применяется в археологии, анализе почвы и мониторинге окружающей среды. Его использование постепенно распространяется на поиски рудных м-ний, где он играет все более важную роль в полевой геологии.

В этом исследовании для изучения геохимических характеристик первичных ореолов на участке северо-западного и юго-восточного простираия (А-А') м-ния Чимабаншуо применялся рентгенофлуоресцентный анализ. Целью исследования было определение количественных показателей для проведения глубинной разведки и создание научной базы для оценки потенциала скрытого оруденения.

2. Региональная геология.

Тибетское нагорье — крупнейший в мире континентальный коллизионный орогенный пояс, который претерпел длительную и сложную тектоническую эволюцию (рис. 1).

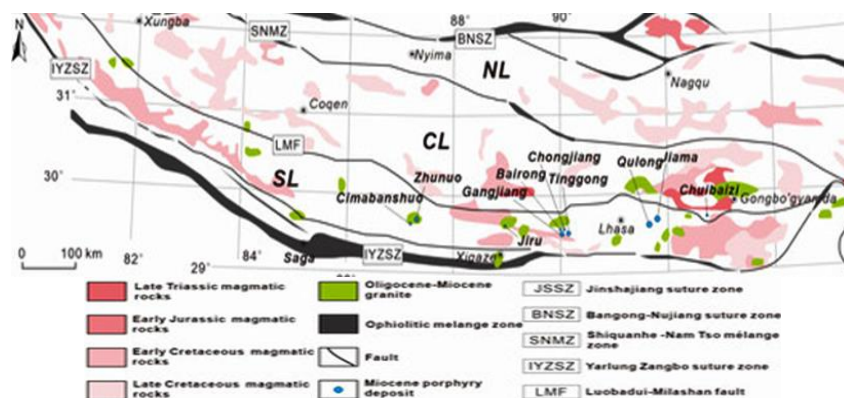


Рис. 1 Геологическая схема основных медно-порфировых м-ний Гандзы миоценового периода

Гандесский пояс, расположенный в южной части Тибетского нагорья, состоит из южной окраины центрального Лхасского террейна и южного Лхасского террейна и простирается примерно на 1500 км. Здесь в позднем триасе и меловом периоде наблюдался интенсивный магматизм и вулканизм, вызванные субдукцией неотетической океанической плиты. После столкновения Индийского и Евразийского континентов ~65–55 млн лет назад в Гандесском поясе началась масштабная магматическая активность, и на раннем этапе столкновения континентов образовались обширные вулканические породы Линцзыцзун и их коренные аналоги. На позднем этапе коллизии в олигоцене-миоцене (33–12 млн лет назад) образовались адакитовые породы, а в миоцене (25–8 млн лет назад) — вулканические породы от калиевых до ультракалиевых.

В Гандэском поясе образовалось большое количество медно-молибденовых м-ний миоценового порфирового типа, таких как Кулун, Цзяма и Чжунуо, и большинство этих м-ний расположено в восточной части пояса. Возраст молибденита по методу Re-Os составляет от 17 до 13 млн лет, что указывает на то, что формирование этих м-ний было тесно связано с внедрением адакитовых интрузий.

Северный и южный террейны Лхасы состоят в основном из молодой коры и триасово-мелового осадочного чехла, в то время как центральный террейн Лхасы характеризуется докембрийским кристаллическим фундаментом, перекрытым сильно метаморфизованными осадочными породами каменноугольного и мелового периодов.

3. Геология месторождения.

По предварительным оценкам, м-ние Цимабаншуо содержит более 0,5 млн т меди и характеризуется благоприятными геологическими условиями для минерализации. Обнажённые пласты в районе м-ния относятся к эоценовой формации Пана, которая в основном распространена в северо-восточной части, и состоит преимущественно из туфа и дацитового

порфира. В этом районе развиты две основные системы разломов, в том числе разлом F1, простирающийся почти с востока на запад, и разлом F2, простирающийся на северо-запад (рис. 2).

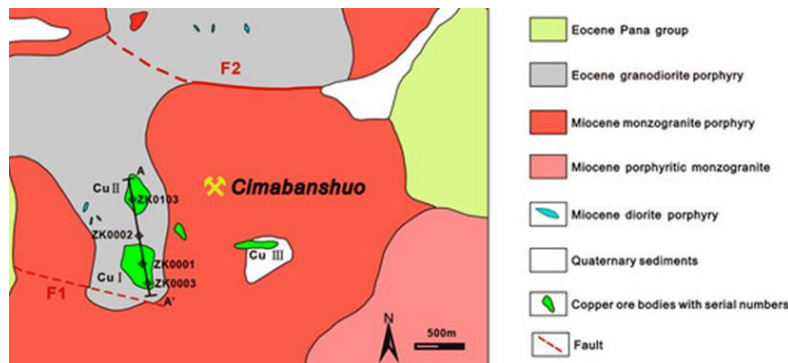


Рис. 2 Геологическая карта медно-порфирового м-ния Цимабаншуо.

В Чимабаншуо широко распространены интрузивные породы, в том числе эоценовый гранодиоритовый порфир ($50,0 \pm 0,8$ млн лет назад), кварцевый порфир, гранодиорит и миоценовый интрузивный комплекс Чимабаншуо. Комплекс состоит из связанного с рудой мелкозернистого монцогранит-порфира ($16,0 \pm 0,3$ млн лет), крупнозернистого монцогранит-порфира ($15,9 \pm 0,1$ млн лет), роговообманкового монцогранит-порфира ($15,8 \pm 0,1$ млн лет) и диорит-порфира и монцогранита поздней минерализации ($15,5 \pm 0,1$ млн лет). Re-Os возраст молибденита из м-ния составляет $16,7 \pm 0,3$ млн лет, что указывает на то, что минерализация произошла в миоцене (рис. 3).

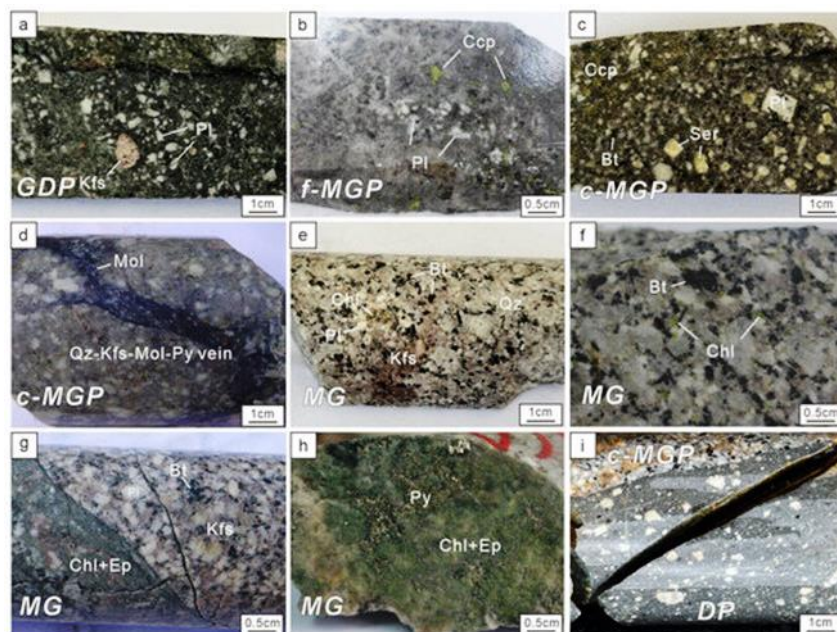


Рис. 3 Литология, изменения и рудные минералы на м-нии Чимабаншуо.

(a) гранодиорит-порфир; (b) мелкозернистый монцогранит-порфир с вкрапленным халькопиритом; (c) крупнозернистый монцогранит-порфир, вкрапленный халькопирит и серицитизация во вкрапленниках плагиоклаза; (d) кварц-К-полево шпат-молибденит-пиритная жила в крупнозернистом монцогранит-порфире; (e) монцогранит с изменениями в виде К-полевого шпата с частичной заменой биотита на хлорит; (f) хлоризация в монцограните; (g) пропилитовые изменения (эпидот-хлоритовая ассоциация), развитые в монцограните; (h) пропилитовые изменения вдоль трещин в монцограните; (i) контакт между крупнозернистым монцогранитпорфиром и диоритовым порфиром.

На м-нии Цимабаншуо выделяют четыре типа гидротермальных изменений: калиевые, пропилитовые, серицитовые и поздние изменения, в которых преобладают кальцитизация и ангидритизация. Пространственно калиевые изменения происходят на средних и глубоких уровнях, пропилит накладывается на их внешнюю зону, а серицитовые изменения перекрывают оба предыдущих типа. Кальцитизация и ангидритизация развиты слабо и не имеют масштабного распространения. В отличие от типичных моделей изменений на других м-ниях порфировых руд, в глубоких частях м-ния Чимабаншуо наблюдаются обширные пропилитовые изменения, которые сильно влияют на раннюю калиевую ассоциацию (рис. 4b).

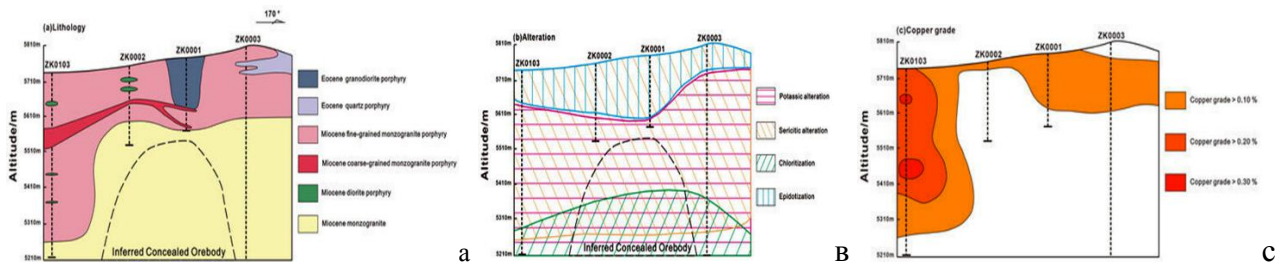


Рис. 4 Литология (а), изменения (b) и содержания меди (с) на разрезе А-А' м-ния Чимабаншуо.

Калиевое изменение характеризуется наличием калиевого полевого шпата, биотита, кварца и небольшого количества магнетита и в основном происходит в монцограните, мелкозернистом монцограните-порфире и крупнозернистом монцограните-порфире (рис. 3e–g). Из-за различий в минеральном составе вмещающих пород калиевое изменение проявляется по-разному: в монцограните оно проявляется в виде гидротермального калиевого полевого шпата и вторичных наростов полевого шпата; в мелкозернистом монцогранитном порфире преобладает рассеянный гидротермальный калиевый полевой шпат с незначительной биотитизацией; в крупнозернистом монцогранитном порфире часто встречается биотитизация от умеренной до слабой, местами сопровождающаяся наростами полевого шпата. Пропилитизация происходит в двух отдельных горизонтах и может быть разделена на два типа в зависимости от литологии вмещающей породы. Верхний тип в основном развивается в мелкозернистых монцогранитовых порфирах с роговой обманкой и характеризуется преобладанием эпидотизации с незначительной хлоритизацией, в то время как более глубокий тип в основном встречается в монцогранитах и характеризуется сильной хлоритизацией со слабой эпидотизацией (рис. 4b). Серицитовое изменение характеризуется наличием серицита, хлорита, кварца и пирита и широко распространено в различных интрузивных породах. Кальцитизация и ангидритизация в основном происходят в средних и глубоких зонах и встречаются в монцограните, крупнозернистых и мелкозернистых монцогранитных порфирах, кварцевых порфирах и дацитовых порфирах, в основном в виде заполнения жил.

Основным рудным минералом в Чимабаншуо является халькопирит с небольшим содержанием молибденита. Минерализация в основном сосредоточена в мелкозернистых монцогранитных порфирах, гранодиоритовых порфирах и крупнозернистых монцогранитных порфирах (рис. 3b–d) и происходила преимущественно на стадии калиевых изменений. Несмотря на то, что монцогранит подвергся сильному калиевому изменению, наложенному на серицитовое изменение, он почти не содержит минералов (рис. 4b, c).

4. Отбор проб и аналитические методы.

На м-нии Цимабаншуо вдоль участка А-А' были систематически отобраны четыре буровых керна. Интервал отбора проб составлял 2–5 м, а в зонах с сильной минерализацией и изменениями отбор проводился с интервалом 1–2 м. Из этих буровых кернов было отобрано 840 первичных проб. Для подготовки образцов половину каждого керна разрезали для определения гранулометрического состава, а оставшуюся половину использовали для рентгенофлуоресцентного анализа. Все образцы были очищены и высушены перед анализом, а рентгенофлуоресцентный анализ проводился на полированных, выровненных поверхностях.

Элементный анализ проводился с помощью портативного рентгенофлуоресцентного спектрометра (pXRF; Niton XL3t GOLDD+, Thermo Fisher Scientific Inc., Биллерика, Массачусетс, США). Принцип работы прибора заключается в облучении образца первичными рентгеновскими лучами, которые взаимодействуют с атомами и выбивают электроны из внутренних оболочек. Образовавшиеся вакансии заполняются электронами с более высоких энергетических уровней, высвобождая избыточную энергию в виде электромагнитного излучения, известного как характеристическое рентгеновское излучение (рис. 5).

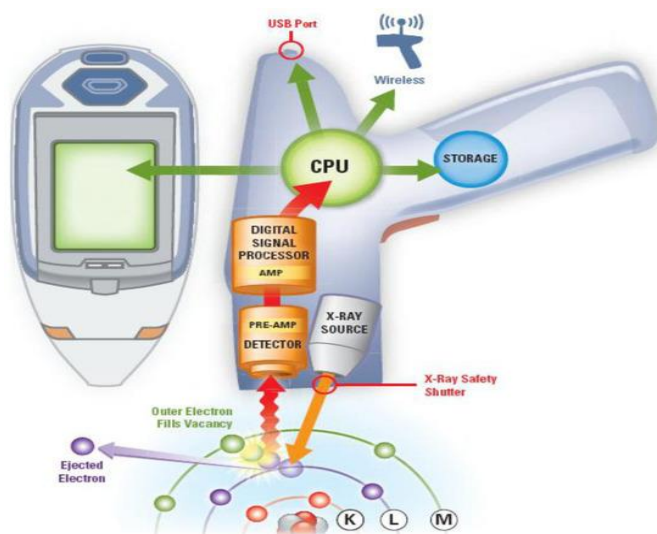


Рис. 5. Принципиальная схема работы pXRF.

Поскольку каждый элемент имеет свою атомную структуру, испускаемые рентгеновские лучи обладают уникальной энергией, соответствующей конкретным элементам. Интенсивность этих характеристических рентгеновских лучей пропорциональна концентрации соответствующего элемента, что позволяет проводить количественный анализ на основе измеренной интенсивности.

Каждый образец был проанализирован трижды в разных местах, чтобы свести к минимуму влияние неоднородности образца. Продолжительность измерения для каждого пятна составляла 120 секунд. В качестве конечной концентрации элемента было взято среднее значение трёх измерений. Анализ проводился в режиме «добыча» и «почва», а калибровка выполнялась с использованием канадских сертифицированных эталонных материалов (CCRMP) для почв TILL-1–TILL-4 и стандартных образцов RCRA. Для построения калибровочных кривых было усреднено несколько последовательных измерений каждого стандарта, а в настройках pXRF были применены поправочные коэффициенты (наклон и точка пересечения с осью ординат). Стандарт TILL-4 и дубликаты образцов были дополнительно измерены для оценки точности и стабильности. Анализируемые элементы: Ag, As, Ba, Bi, Co, Cs, Cu, Hg, Mo, Pb, Sb, Sn, Te и Zn.

5. Обработка и анализ данных.

5.1. Обработка данных, находящихся ниже предела обнаружения.

Прибор pXRF может обнаруживать только те элементы, концентрация которых превышает предел обнаружения, а значения ниже этого предела отображаются как <LOD (предел обнаружения). Такие данные нельзя считать нулевыми, так как это приведёт к потере потенциально полезной геологической информации. В этом исследовании значения ниже предела обнаружения были заменены на половину соответствующего предела обнаружения для каждого элемента (табл. 1).

Табл. 1.

Пределы обнаружения различных элементов, измеренные с помощью pXRF.

Element	Ag	As	Ba	Bi	Co	Cs	Cu	Hg	Mo	Pb	Sb	Sn	Te	Zn
LOD/ppm	A/S	4	61	4	28	30	17	6	4	7	21	26	30	11

LOD, limit of detection; A/S, application-specific.

5.2. Корреляционный анализ.

Чтобы свести к минимуму влияние аномально высоких значений, исходные данные были сначала преобразованы в логарифмическую шкалу. Затем с помощью SPSS Statistics 19.0 (IBM

Согр., Армонк, штат Нью-Йорк, США) был проведён корреляционный анализ 14 элементов для получения матрицы коэффициентов корреляции (табл. 2).

Табл. 2.

Матрица коэффициентов корреляции рудообразующих и галообразующих элементов.

	Ag	As	Ba	Bi	Co	Cs	Cu	Hg	Mo	Pb	Sb	Sn	Te	Zn
Ag	1													
As	-0.107 *	1												
Ba	0.224 **	0.067	1											
Bi	-0.034	0.066	0.013	1										
Co	-0.139 *	-0.083 *	0.126 **	-0.098 **	1									
Cs	-0.468 **	0.347 **	0.002	-0.070	-0.182 **	1								
Cu	-0.231 **	-0.079 *	-0.027	-0.193 **	0.320 **	-0.296 **	1							
Hg	-0.182	0.145 **	0.071	-0.018	-0.082	0.629 **	-0.205 **	1						
Mo	-0.134 *	-0.122 **	-0.007	-0.265 **	0.302 **	-0.235 **	0.614 **	-0.052	1					
Pb	0.078	-0.016	0.084 *	0.154 **	0.105 **	-0.233 **	0.302 **	-0.048	0.136 **	1				
Sb	0.030	0.276 **	0.059	-0.057	-0.029	0.579 **	-0.102 *	0.480 **	-0.047	-0.076	1			
Sn	0.839 **	-0.259 **	0.123 **	0.039	0.104 **	-0.927 **	0.151 **	-0.458 **	0.140 **	0.191 **	-0.348 **	1		
Te	0.782 **	-0.246 **	0.115 **	0.066	0.174 **	-0.684 **	0.272 **	-0.085	0.236 **	0.281 **	0.004	0.842 **	1	
Zn	-0.096	0.323 **	0.028	-0.079 *	-0.230 **	0.957 **	-0.341 **	0.503 **	-0.257 **	-0.198 **	0.461 **	-0.570 **	-0.797 **	1

Note: ** indicates significance at the 0.01 level; * indicates significance at the 0.05 level.

Медь и молибден, основные рудообразующие элементы в исследуемой области, демонстрируют положительную корреляцию. Медь положительно коррелирует с молибденом, кобальтом и свинцом, но отрицательно коррелирует с цинком; кроме того, молибден положительно коррелирует с кобальтом. Эти результаты позволяют предположить, что кобальт и свинец, вероятно, являются основными сопутствующими элементами и могут служить важными геохимическими индикаторами для поисков в периферийных и более глубоких частях м-ния.

5.3. Кластерный анализ R-типа.

Кластерный анализ R-типа группирует переменные по принципу «подобное притягивается к подобному», выявляя различия в геохимическом поведении элементов. В этом исследовании необработанные данные по каждой переменной были стандартизированы и сгруппированы с использованием метода межгруппового объединения. Для построения дендрограммы были рассчитаны коэффициенты корреляции между переменными. При расстоянии объединения 20 элементов можно разделить на пять групп (рис. 6).

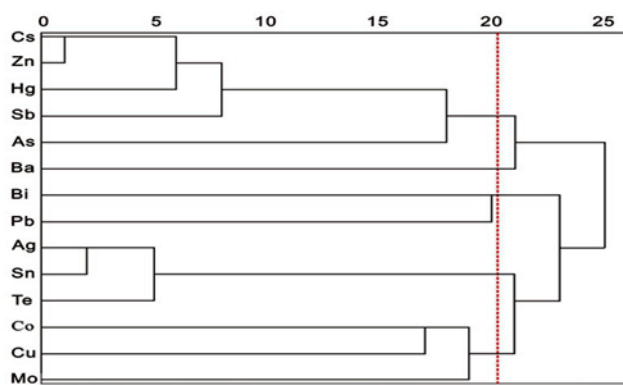


Рис. 6. Диаграмма кластерного анализа первичных ореолов элементов на м-нии Чимабаншуо.

Группа 1 состоит из Mo, Cu и Co, что указывает на то, что Co может служить косвенным индикатором минерализации и является лучшим геохимическим индикатором Cu-Mo минерализации.

Группа 2 включает Te, Sn и Ag и представляет собой сочетание высоко- и низкотемпературных элементов, что указывает на сложность процесса минерализации.

В группу 3 входят свинец и висмут, которые относятся к средне- и высокотемпературным элементам.

Группа 4 содержит только Ba.

Группа 5 состоит из As, Sb, Hg, Zn и Cs и представляет собой совокупность средне- и низкотемпературных элементов.

5.4. Факторный анализ.

Для дальнейшего уточнения взаимосвязей между рудообразующими и ореолообразующими элементами был проведён факторный анализ 14 элементов. Факторный анализ — метод уменьшения размерности — позволяет выделить несколько значимых факторов, которые раскрывают внутренние взаимосвязи между переменными. Каждый фактор обычно отражает определённый геологический процесс. В этом исследовании с помощью анализа главных компонент (PCA) в SPSS были выделены пять основных факторов с последующим варимаксным ортогональным вращением, при этом совокупный вклад дисперсии составил 73,252 % (табл. 3, рис. 7).

Табл. 3.

Факторный анализ основных элементов.

Factor	Ag	As	Ba	Bi	Co	Cs	Cu	Hg	Mo	Pb	Sb	Sn	Te	Zn	Eigenvalue	Variance (%)	Cumulative Variance (%)
F1	-0.31	0.31	0.11	-0.26	-0.19	<u>0.96</u>	-0.18	<u>0.79</u>	-0.04	-0.06	<u>0.82</u>	-0.30	0.23	<u>0.90</u>	3.52	25.104	25.104
F2	<u>0.88</u>	-0.11	0.00	-0.04	0.03	-0.07	0.02	-0.23	0.04	0.08	0.46	<u>0.93</u>	<u>0.95</u>	-0.28	2.90	20.713	45.817
F3	0.16	-0.07	-0.10	<u>-0.52</u>	0.43	-0.11	<u>0.69</u>	-0.02	<u>0.73</u>	0.09	-0.05	0.02	-0.04	-0.10	1.54	11.012	56.829
F4	-0.02	<u>0.53</u>	-0.09	0.40	0.24	0.04	0.14	-0.05	-0.08	<u>0.82</u>	0.06	-0.01	0.01	0.08	1.22	8.684	65.513
F5	-0.03	0.12	<u>0.88</u>	-0.17	<u>0.47</u>	0.05	0.06	0.02	-0.18	-0.08	0.07	0.01	0.02	-0.06	1.08	7.739	73.252

Note: Underlined values indicate elements with high factor loadings.

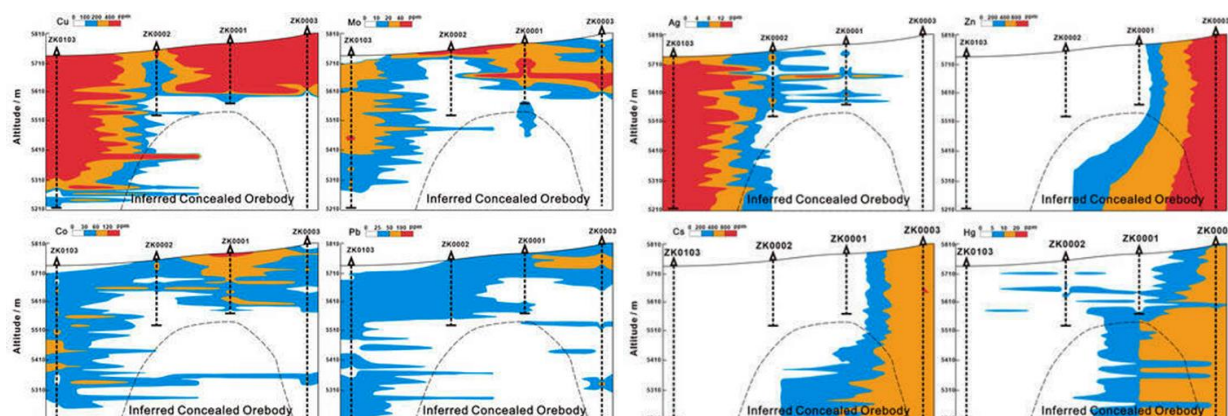


Рис. 7 Зональность первичных ореолов вокруг м-ния Чимбаншуо.

Фактор F1 в основном связан с Cs, Hg, Sb и Zn, которые распределены преимущественно в юго-восточной части профиля первичной гало-аномалии и представляют собой совокупность средне-низкотемпературных элементов.

Фактор F2 в основном связан с Ag, Sn и Te, которые сконцентрированы в северо-западной части профиля и перекрывают медное рудное тело. Это смешанный высоко- и низкотемпературный комплекс, что указывает на температурное наложение при минерализации.

Фактор F3 в основном связан с Cu, Mo и Bi, что указывает на тесную связь Bi с рудообразующими элементами.

Фактор F4 в основном связан с Pb и As и представляет собой средне-низкотемпературную ассоциацию, связанную с обогащением Pb-As на поздней гидротермальной стадии.

Фактор F5 в основном влияет на Ba и Co.

6. Обсуждение.

6.1. Характеристики первичных ореолов.

Первичная зональность ореолов в гидротермальных месторождениях обусловлена различным геохимическим поведением рудообразующих и сопутствующих элементов. Различия в формах их нахождения и механизмах миграции в ходе гидротермальной эволюции привели к последовательному осаждению элементов, в результате чего сформировались пространственно-зональные геохимические структуры.

6.1.1. Определение пороговых значений аномалий.

Необходимым условием для изучения зональности концентрации первичных ореолов является установление разумных пороговых значений аномалий. В данном исследовании был использован метод, предложенный Шао (1997). В качестве порогового значения аномалии для рудообразующих элементов использовалась одна десятая их промышленной концентрации. Для других элементов, тесно связанных с минерализацией, применялся метод итеративного исключения:

Сначала для каждого элемента были рассчитаны среднее значение (X_0) и стандартное отклонение (S_0).

Затем данные, выходящие за пределы $X_0 \pm 3S_0$, были удалены, чтобы получить новый набор данных, на основе которого были пересчитаны новое среднее значение (X_1) и стандартное отклонение (S_1).

Этот процесс повторялся до тех пор, пока все данные не попали в диапазон $X_n \pm 3S_n$, что позволило получить окончательное среднее значение (X) и стандартное отклонение (S). В качестве порога аномалии было выбрано значение $X + 2S$.

На основе широко используемого стандарта трехуровневого зонирования пороговые значения аномалий были умножены на 1, 2 и 4 для определения внешней, средней и внутренней зон соответственно. В соответствии с этим были построены профили концентрации элементов (табл. 4).

Табл. 4.

Параметры районирования концентраций рудообразующих и оредообразующих элементов.

Element	Ag	As	Ba	Bi	Co	Cs	Cu	Hg	Mo	Pb	Sb	Sn	Te	Zn
Background Value/ 10^{-6}	2	5	400	12.5	15	100	50	2.5	5	12.5	15	10	50	100
Threshold/ 10^{-6}	4	10	800	25	30	200	100	5	10	25	30	20	100	200
Outer Zones/ 10^{-6}	4	10	800	25	30	200	100	5	10	25	30	20	100	200
Middle Zones/ 10^{-6}	8	20	1600	40	60	400	200	10	20	50	60	40	200	400
Inner Zones/ 10^{-6}	12	40	3200	80	120	800	400	20	40	100	120	80	400	800

Следует отметить, что как пороговое значение аномалии, так и границы зон были гибко скорректированы в соответствии с фактическими характеристиками каждого элемента, чтобы наилучшим образом выявить закономерности зонирования в первичных профилях ореола.

6.1.2. Профильные характеристики первичных ореолов.

На основе данных, полученных из четырёх скважин, пробуренных вдоль участка А-А', и значений аномального зондирования для каждого элемента были построены карты изоконцентрации элементов (рис. 7). Из рисунка 7 можно сделать четыре основных вывода:

1. Рудообразующие элементы (Cu, Mo):

Медь и молибден имеют хорошо развитые первичные ореолы с чётко выраженными центрами обогащения. Их аномальное распределение практически идентично, что указывает на генетическую связь между этими двумя элементами. Аномалии внутренней зоны меди пространственно совпадают с медно-рудным телом (рис. 4с), что подтверждает достоверность данных рентгенофлуоресцентного анализа и согласуется с выводом Суна и др. (2023).

2. Элементы, близкие к рудным (Co, Pb, Ag):

Co, Pb и Ag демонстрируют обширное аномальное распределение. Ag образует отчётливые внутреннюю, среднюю и внешнюю зоны, в то время как Co и Pb образуют только среднюю и внешнюю аномалии. В целом эти элементы имеют схожую с Cu-Mo аномалиями картину распределения, что позволяет предположить, что они могут служить индикаторами ореола вблизи рудного тела.

3. Элементы фронтального гало (Zn, Cs, Hg, Sb, As, Ba):

Эти элементы демонстрируют чёткую трёхъярусную зональность, особенно Zn, As и Ba, которые образуют полные и чётко очерченные внутреннюю, среднюю и внешнюю зоны. Их внутренние или средние аномалии в основном расположены в юго-восточной части профиля и перекрывают или простираются немного глубже, чем рудное тело Cu. Эти особенности указывают на то, что они представляют собой фронтальные элементы ореола в гидротермальной системе.

4. Дистальные или хвостовые элементы ореола (Te, Sn, Bi):

Te, олово и висмут образуют аномалии в основном в нижней части рудного тела, за исключением средней и внешней зон. Te и олово образуют схожие аномалии, при этом сильные аномалии сосредоточены в северо-западной части профиля и выходят за пределы текущей глубины бурения. Аномалии висмута слабее и более локальны, они возникают в основном под медным рудным телом. Эти элементы интерпретируются как индикаторы ореола рассеяния системы минерализации.

6.1.3. Последовательность осевого зонирования первичного ореола.

Осевое зонирование первичного ореола отражает направление миграции рудообразующих гидротермальных флюидов, и изучение его последовательности имеет большое значение для оценки степени эрозии рудных тел, прогнозирования скрытого оруденения и оценки масштабов глубоких рудных тел.

Образцы керна, взятые на участке А-А', охватывают диапазон высот от 5214 до 5811 м. В соответствии с принципом, согласно которому каждый средний участок должен содержать не менее трёх точек данных, участок А-А' был разделён от поверхности до глубины на четыре средних участка: выше 5650 м (участок I), 5500–5650 м (участок II), 5350–5500 м (участок III) и ниже 5350 м (участок IV). На основе модифицированного метода индекса зональности были рассчитаны индексы зональности для всех элементов (табл. 5).

Табл. 5.

Индексы зонирования первичного гало.

Section	Ag	As	Ba	Bi	Co	Cs	Cu	Hg	Mo	Pb	Sb	Sn	Te	Zn
I	0.000	0.009	0.000	0.000	<u>0.248</u>	0.000	<u>0.248</u>	0.000	<u>0.248</u>	<u>0.248</u>	0.000	0.000	0.000	0.000
II	<u>0.165</u>	0.001	0.036	<u>0.165</u>	0.080	0.024	0.043	0.018	0.052	<u>0.075</u>	0.064	<u>0.165</u>	0.106	0.004
III	0.067	0.000	0.070	0.010	0.013	<u>0.132</u>	0.051	<u>0.132</u>	0.026	0.000	<u>0.132</u>	0.101	<u>0.132</u>	<u>0.132</u>
IV	0.084	<u>0.114</u>	<u>0.114</u>	0.006	0.000	0.103	0.000	0.093	0.000	0.053	0.111	0.100	0.114	0.109

Note: Underlined values denote the maximum content of each element within the corresponding section.

Участок с максимальным индексом зональности для каждого элемента был выбран в качестве репрезентативного для него в осевой последовательности. Предварительная последовательность зональности элементов выглядит следующим образом:

Раздел I — Co, Cu, Mo, Pb;

Раздел II — Ag, Bi, Sn;

Раздел III — Cs, Hg, Sb, Te, Zn;

Раздел IV — As, Ba.

Когда несколько элементов разделяли один и тот же максимальный участок зонирования, применялся метод индекса градиента. Результирующая последовательность осевого зонирования рудообразующих элементов и элементов ореола вдоль профиля А-А' на м-нии Цимабанышуо сверху донизу выглядит следующим образом:

Mo-Co-Cu-Pb-Bi-Ag-Sn-Te-Sb-Hg-Cs-Zn-Ba-As.

Из этой последовательности можно сделать два основных вывода:

1. Рудообразующие элементы Cu и Mo встречаются в самой верхней части толщи, близко к поверхности, что позволяет предположить, что рудное тело подверглось определённой эрозии. Это согласуется с наблюдением, что рудное тело Cu не было обнаружено в неглубоких скважинах (рис. 4с). Сан и др. (2021) сообщили о скорости эксгумации ~150 м/млн лет и глубине эрозии ~1,4 км на близлежащем м-нии Чжуно. Учитывая, что Цимабанышуо находится примерно в 10 км к юго-западу от Чжуно, оба м-ния, вероятно, имели схожие условия сохранности, что дополнительно указывает на частичную эрозию рудного тела Цимабанышуо.

2. По сравнению со стандартной последовательностью зондирования, профиль А-А' в Цимабанышуо демонстрирует отчётливую обратную последовательность зондирования, при которой элементы хвостового ореола (Bi, Sn, Te) появляются в средней части, а элементы переднего ореола (Sb, Hg, Cs, Zn, Ba, As) — в нижней части. Это наблюдение согласуется с концепцией наложенных структурных ореолов, предложенной Ли и др. (2006), согласно которой наличие элементов хвостового ореола в верхней части или элементов фронтального ореола в нижней части указывает на многоступенчатую наложенную систему минерализации. Наличие аномалий фронтального ореола в нижней части указывает на потенциальное скрытое рудное тело на глубине.

Этот вывод подтверждается широким распространением пропиллитовых изменений в нижней части разреза (рис. 4b). В порфировых системах пропиллитовые изменения обычно образуются на внешней границе минерализации, что указывает на то, что в более глубоких зонах, расположенных ниже текущей глубины бурения, могут происходить калиевые изменения и дополнительная стадия минерализации.

6.2. Геохимические характеристики первичных ореолов.

6.2.1. Вертикальные характеристики.

В процессе рудообразования многочисленные эпизоды и стадии минерализации часто приводят к наложению рудных тел (и ореолов), что нарушает простую монотонную изменчивость содержания первичных ореольных элементов в вертикальном или горизонтальном направлении и приводит к появлению отчётливых изломов. Отношение суммарного произведения элементов переднего ореола к суммарному произведению элементов заднего ореола отражает степень развития переднего ореола по сравнению с задним и, таким образом, позволяет количественно оценить потенциал глубоких руд.

Перед вычислением этого соотношения различия в содержании элементов были нормализованы с помощью коэффициента контрастности, который характеризует степень обогащения элемента. Коэффициент контрастности определяется как отношение среднего содержания элемента в данном подуровне к его фоновому значению, которое принимается равным половине нижнего предела аномалии (табл. 4). На основе соотношения между группами элементов переднего и заднего гало были построены восемь индексов геохимической оценки (рис. 8, табл. 6): (a) As/Bi ; (b) Zn/Bi ; (c) $(Cs \times Hg)/(Bi \times Sn)$; (d) $(Hg \times Zn)/(Bi \times Sn)$; (e) $(Ba \times Hg)/(Bi \times Sn)$; (f) $(As \times Cs)/(Bi \times Te)$; (g) $(As \times Ba)/(Bi \times Sn)$; (h) $(As \times Ba \times Cs)/(Bi \times Sn \times Te)$.

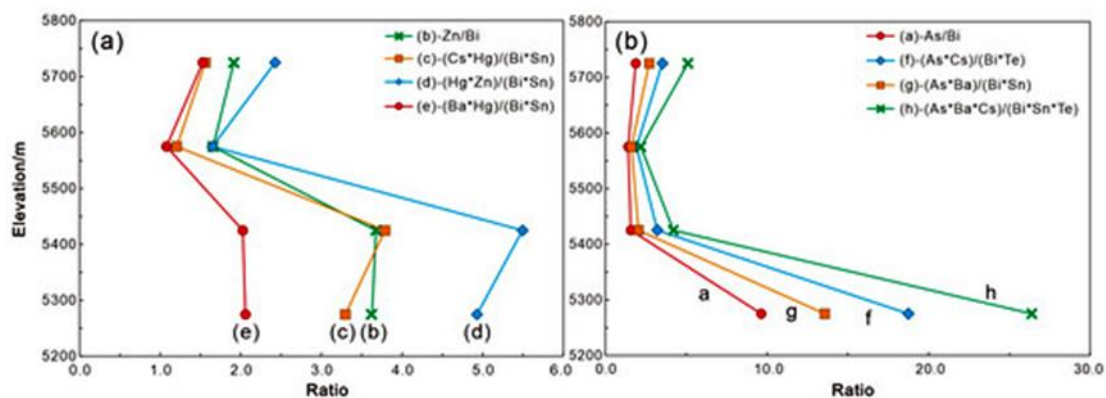


Рис. 8. Изменение индексов оценки геохимических параметров в зависимости от оси. (a) Изменение индексов (b), (c), (d) и (e) в зависимости от высоты; (b) изменение индексов (a), (f), (g) и (h) в зависимости от высоты.

Табл. 6.

Индексы параметров геохимической оценки.

Evaluation Index	I	II	III	IV
	>5650 m	5500–5650 m	5350–5500 m	<5350 m
a = As/Bi	1.88	1.40	1.57	9.64
b = Zn/Bi	1.91	1.65	3.68	3.62
c = $(Cs \times Hg)/(Bi \times Sn)$	1.56	1.21	3.79	3.30
d = $(Hg \times Zn)/(Bi \times Sn)$	2.43	1.65	5.49	4.93
e = $(Ba \times Hg)/(Bi \times Sn)$	1.53	1.08	2.03	2.06
f = $(As \times Cs)/(Bi \times Te)$	3.52	1.92	3.21	18.75
g = $(As \times Ba)/(Bi \times Sn)$	2.71	1.60	2.05	13.57
h = $(As \times Ba \times Cs)/(Bi \times Sn \times Te)$	5.09	2.20	4.20	26.39

Для удобства на рисунках и в тексте эти восемь индексов обозначены буквами (a–h), а их полные формулы приведены в Таблице 6. В зависимости от характера изменения этих показателей их можно разделить на две категории. Показатели (a), (c), (d) и (e) снижаются от глубины к поверхности, затем повышаются и, наконец, снова снижаются, демонстрируя колебательную тенденцию, которая указывает на наложение процессов минерализации. Показатели (a), (f), (g) и (h) сначала снижаются, а затем повышаются от поверхности к глубине. Чен и др. (2008) предположили что, если эти показатели систематически снижаются с глубиной и внезапно повышаются на более глубоком уровне, это указывает на возобновление минерализации, а именно на наличие скрытого рудного тела на глубине. Такое резкое повышение отражает наложение переднего ореола глубокого рудного тела на хвостовой ореол верхнего рудного тела.

Таким образом, эти особенности указывают на определённую степень рудоносности в более глубокой части разреза А-А', что согласуется с выводом, сделанным на основе последовательности осевого зондирования первичных ореолов.

6.2.2. Горизонтальные характеристики

Беус и Григорян (1977) в ходе исследования медно-порфирового месторождения Саронречку обнаружили, что аномалии Ag расширяются над рудным телом и перед ним, а аномалии Mo — под ним и за ним. Поэтому они предположили, что пространственные закономерности аномалий Ag и Mo, а также соотношение Ag/Cu можно использовать для определения верхней и нижней частей наклонного рудного тела и направления потока гидротермальных флюидов. Шао (1997) предположил, что соотношения Ag/Mo и Ag/Cu могут эффективно указывать на направление гидротермального движения.

В ходе этого исследования были определены индексы Ag/Mo и Ag/Cu на основе коэффициентов контрастности, а также построены графики их латерального изменения (рис. 9).

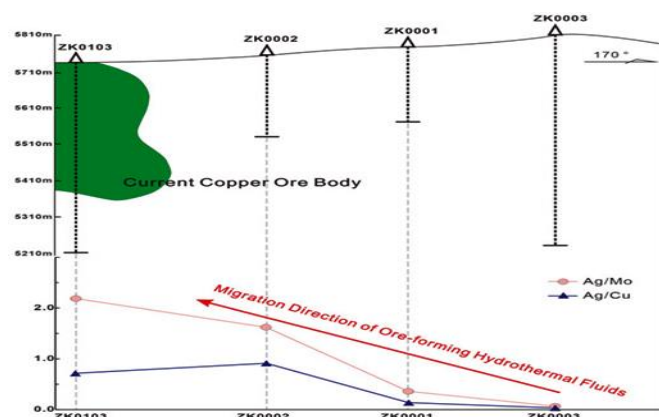


Рис. 9 Распределение основного рудного тела, колебания соотношений Ag/Cu и Ag/Mo и предполагаемое направление гидротермальной миграции вдоль участка А-А' м-ния Цимабаншуо.

Эти два индекса демонстрируют в целом схожие закономерности изменения вдоль разреза А-А', показывая общее снижение с юго-востока на северо-запад, что указывает на миграцию гидротермальных флюидов с юго-востока на северо-запад. В настоящее время выявленное основное рудное тело находится в неглубокой северо-западной части разреза, а направление движения флюидов с юго-востока на северо-запад указывает на возможное наличие скрытого рудного тела в юго-восточной глубинной зоне. Аудиомагнитотеллурические данные с Чимабаншуо указывают на широкую аномалию с высокой поляризуемостью на глубине 1–2 км в юго-восточном направлении, которая может быть связана с медной минерализацией, что ещё раз подтверждает этот вывод.

6.2.3. Идеальная суперпозиционная модель первичных ореолов.

На основе пространственного распределения первичных ореолов и закономерностей изменения геохимических параметров вдоль разреза А-А' была построена концептуальная модель идеализированного наложения первичных ореолов (рис. 10).

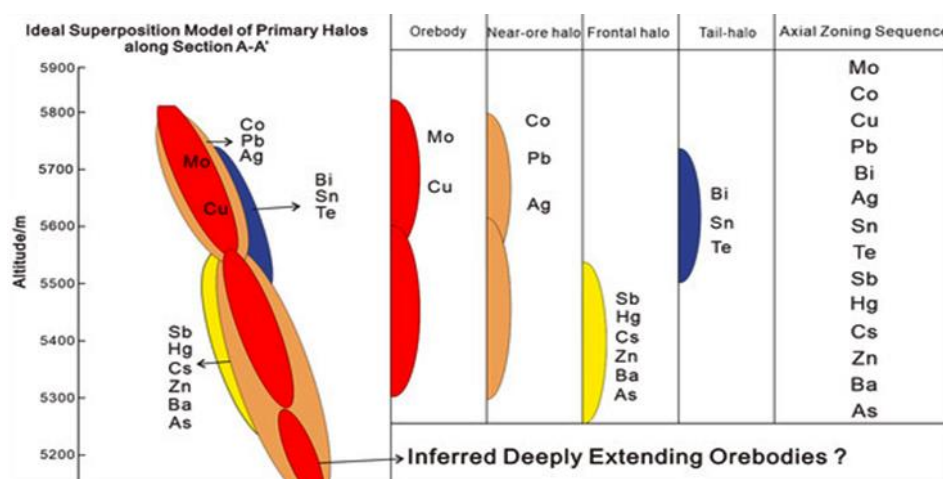


Рис. 10 Идеальная модель наложения первичного ореола вдоль сечения А-А' м-ния Чимабаншуо.

1. Рудообразующие элементы Cu и Mo встречаются в верхней части последовательности зон первичных ореолов, а соответствующие аномалии в основном сосредоточены у поверхности, что указывает на то, что месторождение Цимабаншуо в определённой степени подверглось эрозии.

2. Осевая зональность первичного ореола характеризуется обратной зональностью, при которой элементы, близкие к рудным, располагаются под элементами хвостового ореола. В сочетании с вертикальными вариациями геохимических параметров эта особенность указывает на то, что рудное тело простирается вниз.

3. Латеральные вариации геохимических параметров указывают на то, что гидротермальные флюиды мигрировали с юго-востока на северо-запад.

Таким образом, можно предположить, что юго-восточная глубокая часть месторождения Цимабаншуо обладает значительным потенциалом минерализации.

7. Выводы.

1. На основе кластерного анализа, факторного анализа и аномалий первичных ореольных элементов на м-нии Цимабаншуо были определены элементы ближнего ореола: Co, Pb и Ag; элементы переднего ореола: Zn, Cs, Hg, Sb, As и Ba; и элементы дальнего ореола: Te, Sn и Bi. От поверхности до глубины последовательность осевого зондирования первичного ореола такова: Mo-Co-Cu-Pb-Bi-Ag-Sn-Te-Sb-Hg-Cs-Zn-Ba-As. Обратное зонирование указывает на возможное наличие скрытого рудного тела на глубине в м-нии Цимабаншуо.

2. Геохимические оценочные индексы Ag/Mo и Ag/Cu демонстрируют тенденцию к снижению с северо-запада на юго-восток вдоль участка A-A' м-ния Цимабаншуо, что указывает на движение гидротермальных флюидов с юго-востока на северо-запад. Основные вертикальные индексы — As/Bi , $(As \times Cs)/(Bi \times Te)$, $(As \times Ba)/(Bi \times Sn)$ и $(As \times Ba \times Cs)/(Bi \times Sn \times Te)$ — сначала снижаются, а затем повышаются от поверхностных до глубинных уровней, что указывает на наличие скрытого рудного тела на глубине в пределах м-ния. Судя по горизонтальным и вертикальным изменениям геохимических показателей, скрытое рудное тело, скорее всего, находится в юго-восточной части м-ния Цимабаншуо.

IV. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ М-НИЙ ПРИРОДНОГО ВОДОРОДА НА ОСНОВЕ КАРТИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ИНТРУЗИЙ ПО ГРАВИТАЦИОННЫМ И МАГНИТНЫМ ДАННЫМ (*бассейн Ляохэ, Кунтай*) [5].

1. Введение.

Основными механизмами естественного образования водорода в континентальной коре являются реакции между водой и горными породами с участием минералов, содержащих Fe^{2+} , радиолиз воды под воздействием радиоактивных элементов и взаимодействие глубинных флюидов с горными породами. Эффективность образования водорода в результате реакций между водой и горными породами зависит от минералогии материнской породы, температуры, окислительно-восстановительных условий и потока флюидов, в то время как зоны тектонических разломов в первую очередь влияют на поступление воды и восходящую миграцию газов. В качестве показательных примеров можно привести пространственную связь между естественным просачиванием водорода и структурными системами в бассейне Норт-Перт, Австралия, а также богатые водородом скважины и долгосрочный мониторинг в кратонных районах, таких как Канзас, США.

В последние годы исследования природного водорода в Китае заметно активизировались, и появляется все больше свидетельств о наличии водородсодержащих газов в восточных рифтовых бассейнах и на окраинах кратонов. При этом наличие водорода тесно связано со структурой пор и разломами. В рифтовых бассейнах, перекрытых мощным осадочным чехлом, геофизические методы, способные выявить глубокие резервуары с высоким содержанием железа и связанные с ними пути движения флюидов, могут стать важной основой для определения перспективных участков с природным водородом.

Бассейн Ляохэ расположен на северо-восточной окраине Северо-Китайского кратона, в пределах тектоно-металлогенической области палеопротерозоя, и примыкает к провинции Аньшань–Бэньси осадочно-метаморфической формации полосчатого железа (BIF). Региональные базит-гипербазитовые комплексы и их богатые руды, как правило, подвергались наложенной метаморфически-гидротермальной модификации, а десиликатизация вместе с мобилизацией и переосаждением железа считаются важнейшими процессами при формировании богатых магнетитом руд. В то же время докембрийский фундамент восточной части полуострова Ляонин характеризуется купольно-впадинными структурами и скоплениями гнейсовых куполов, где ограничивающие купола зоны сдвигов и кольцевые сети трещин образуют долговременную структурную основу для флюидной активности. Начиная с кайнозойской эры эволюция впадины определялась зоной разлома Тан-Лу и сдвиговыми деформациями с растяжением, при этом вдоль сегментов разлома и переходных зон

наблюдалась унаследованная активность. Как наблюдения, так и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что богатые магнетитом гидротермальные источники могут непрерывно генерировать водород в условиях низкотемпературной реакции воды с горными породами и, следовательно, могут выступать в качестве потенциальных пород-источников водорода. В этом контексте, учитывая наличие древнего железорудного фундамента и более молодого рифтового бассейна, глубокие залежи железной руды в бассейне Ляохэ являются не только ключевыми объектами для поисков, но и могут служить важнейшими источниками водорода в природной системе. Однако, в отличие от поисков нефтяных месторождений, систематических исследований глубинных железосодержащих тел и природных водородных систем в бассейне Ляохэ до сих пор не проводилось, и до сих пор не существует проверенной геофизической методики для их выявления.

Чтобы решить эту проблему, в данном исследовании используются данные аэромагнитной съемки и спутниковой гравиметрии в сочетании с разделением полей, инверсией гравитационного интерфейса и результатами трехмерной инверсии для изучения трехмерной геометрии и зональности физических свойств железорудных тел, а также их взаимосвязи с купольно-кольцевыми структурами и системами разломов. В рамках анализа водородной системы предлагаются критерии для определения приоритетных зон залегания природного водорода в бассейне Ляохэ, тем самым создавая геофизическую основу для последующей оптимизации целевых участков.

2. Геологические условия.

Бассейн Ляохэ — важная часть системы бассейнов Бохайского залива, расположенная на востоке Северного Китая и испытывающая сильное влияние зоны разлома Тан-Лу. Сейсмическая интерпретация и моделирование поля напряжений показывают, что с середины до конца эоцена в суббассейне Ляодунского залива преобладали правосторонние сдвиговые процессы. Направление сдвига менялось с западно-северо-западного на восточно-северо-восточное, а затем почти на северное, что отражает совокупное влияние кинематической реорганизации Тихоокеанской плиты и столкновения Индийской и Евразийской плит. В ходе этого процесса бассейн перешел от простого растяжения к сдвигово-раздвиговому режиму растяжения и сформировал сегментированные структуры переходных зон. Трехмерные сейсмические исследования также позволяют предположить, что тектонический переход от рифтогенеза к сдвигово-раздвиговой деформации произошел в период с середины эоцена до начала олигоцена и что периоды ослабления сдвигово-раздвиговой активности были более благоприятны для формирования сдвигово-раздвиговых разломов и ловушечных поясов, что, в

свою очередь, влияло на миграцию очагов осадконакопления и формирование структурных ловушек.

Как показано на рисунке 1, фундамент Ляодунского полуострова и прилегающих территорий состоит из архейско-палеопротерозойских высокотемпературных метаморфических пород и палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов и тесно связан с формированием и переработкой орогенного пояса Цзяо-Ляо-Цзи.



Рис. 1 Геологическая карта бассейна Ляохэ; красным прямоугольником обозначена исследуемая территория.

Характерной структурной особенностью регионального фундамента является купольно-впадинная структура, при которой гранитоидно-гнейсовые купола окружены зеленокаменными поясами и полосами железорудных формаций (ПЖФ), а вдоль границ куполов хорошо развиты зоны сдвигов и кольцевые сети трещин. Структурные и геохронологические исследования нескольких гнейсовых куполов в поясе Цзяо–Ляо–Цзи показывают, что образование куполов было связано с сочетанием средне- и нижнекоровых течений, диапирического апвеллинга и почти горизонтальных сдвигов, а в зонах сдвигов происходило несколько этапов унаследованной реактивации.

Что касается осадочно-метаморфических железорудных м-ний, то в Китае они в основном сосредоточены на Северо-Китайском кратоне. Из-за интенсивного метаморфизма и деформации оксиды железа обычно превращались в крупнозернистый магнетит, что приводило к выраженным контрастам как в магнитной восприимчивости, так и в плотности. Район Аньшань-Бэньси является типичным железорудным регионом с богатыми железными рудами в Китае, где были проведены систематические исследования условий залегания и тектонической обстановки, а также механизмов формирования богатых железных руд. Исследования таких м-ний, как Гунчанлин, показали, что высококачественные железные руды, как правило, являются вторичными продуктами, образовавшимися в результате метаморфически-гидротермальной модификации первичных богатых железных руд. В разных

рудных сегментах могут преобладать процессы десилификации и мобилизации-переосаждения железа, что приводит к формированию геометрической структуры, характеризующейся чередованием линзовидных тел и сегментированных боковых отростков. Геохимические и генетические исследования Дагушского баритового м-ния также подтверждают общую модель, согласно которой сначала происходит первичное отложение баритовых руд, а затем их обогащение за счет модификации.

Тектонические модели бассейна Бохайского залива и окружающих его систем разломов показывают, что двунаправленное растяжение, как параллельное, так и перпендикулярное разлому, оказывало дополнительное влияние на формирование бассейна. Зона разлома Тан-Лу претерпела многоэтапную эволюцию и сегментарную реорганизацию в процессе формирования бассейна Бохайского залива. При региональных аэромагнитных исследованиях высокоамплитудный пояс магнитных аномалий в Ляодунском заливе, простирающийся в северо-восточном направлении, был связан с поднятиями архейского фундамента, а локальные кольцевые магнитные аномалии использовались для изучения потенциального влияния глубинных термальных процессов на структурный каркас. Таким образом, гравитационные и магнитные данные использовались для выявления кольцевых структур и глубинных геологических процессов.

В целом бассейн Ляохэ характеризуется древним фундаментом с высоким содержанием железа, куполообразными структурами с кольцевыми границами, а также наложением кайнозойских разломов и зон перехода на различных структурных уровнях. Эти особенности создают благоприятную региональную геологическую среду для обнаружения глубоких залежей железа и изучения их возможной связи с природной водородной системой.

3. Данные и методы.

3.1. Данные о гравитации.

Данные о гравитации, использованные в этом исследовании, взяты из спутниковой гравитационной модели EIGEN-6C4 (рис. 2).

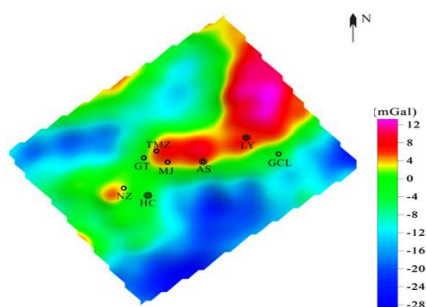


Рис. 2 Гравитационная аномалия в районе бассейна реки Ляохэ.

Набор данных охватывает диапазон долгот от $121,5^\circ$ в. д. до 124° в. д. и диапазон широт от 40° с. ш. до $42,5^\circ$ с. ш. Модель EIGEN-6C4 была преобразована в плоские декартовы координаты с помощью проекции Гаусса — Крюгера. Для создания сетки данных с шагом 2 км применялась кригинг-интерполяция.

3.2. Магнитные данные.

Магнитные данные, использованные в этом исследовании, представляют собой набор аэромагнитных данных с координатной сеткой 1×1 км на территории материковой части Китая (рис. 3а). Данные охватывают ту же территорию, что и гравиметрические данные. Перед инверсией магнитные аномалии в районе Ляохэ были приведены к полюсу (RTP) с использованием регионального магнитного наклонения ($59,5^\circ$) и склонения ($-9,5^\circ$) (рис. 3б), чтобы структура аномалий более точно соответствовала истинному отклику вертикально намагниченных тел.

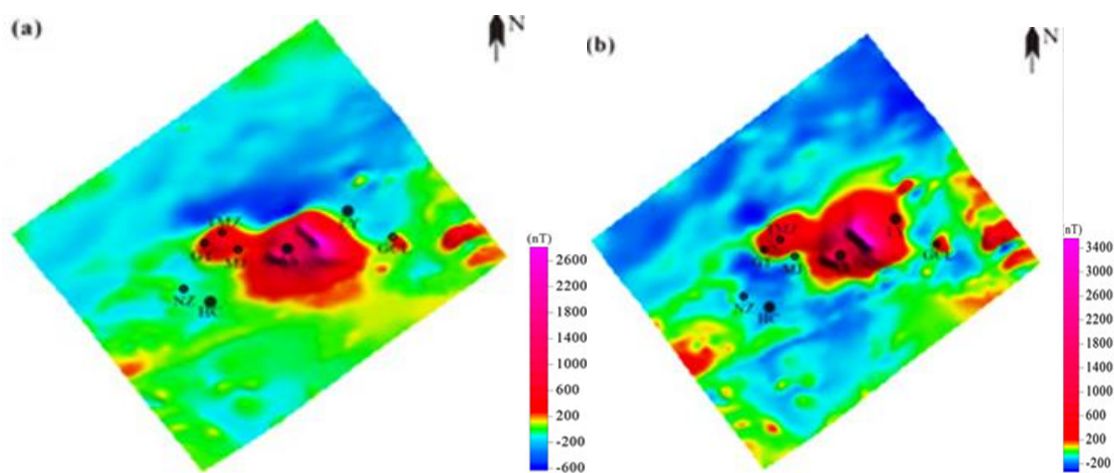


Рис. 3 (а) Магнитная аномалия (а) и магнитная аномалия RTP (б) в районе бассейна реки Ляохэ.

3.3. Разделение аномалий.

Регионально-остаточное разделение используется для разделения фоновой информации на уровне бассейна и данных о локальных аномалиях. Для разделения аномалий применяется алгоритм предпочтительной фильтрации, основанный на концепции эквивалентного слоя Грина и фильтре Винера. Построив соотношения между спектрами мощности целевых слоев и других слоев, добиваются эффективного разделения аномалий с разными длинами волн без необходимости определения высоты продолжения, что позволяет получать более точные результаты разделения. Остаточные аномалии магнитного поля и гравитации показана на рисунке 4.

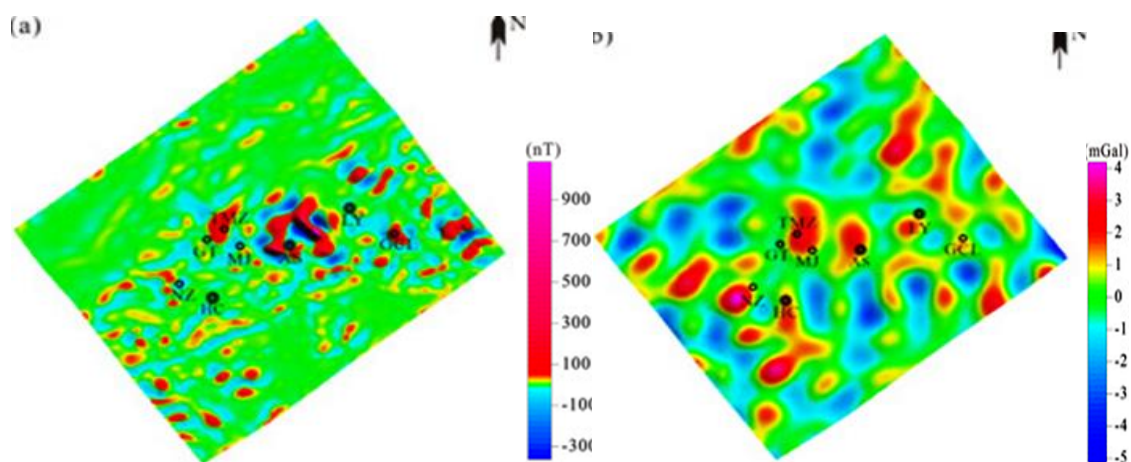


Рис. 4 Остаточная магнитная аномалия (а) и остаточная гравитационная аномалия (б).

Соответствие остаточной магнитной аномалии выраженным аномалиям в районах, известных своими залежами железной руды, таких как AS и GCL, свидетельствует о надежности эффекта разделения полей.

3.4. Инверсия глубины залегания фундамента.

При инверсии гравитационного интерфейса инверсия глубины залегания фундамента выполняется с помощью метода инверсии интерфейса Паркера — Ольденбурга, который итеративно вычисляет рельеф границы раздела плотностей на основе прямого моделирования в частотной области, тем самым определяя глубину залегания фундамента бассейна (рис. 5).

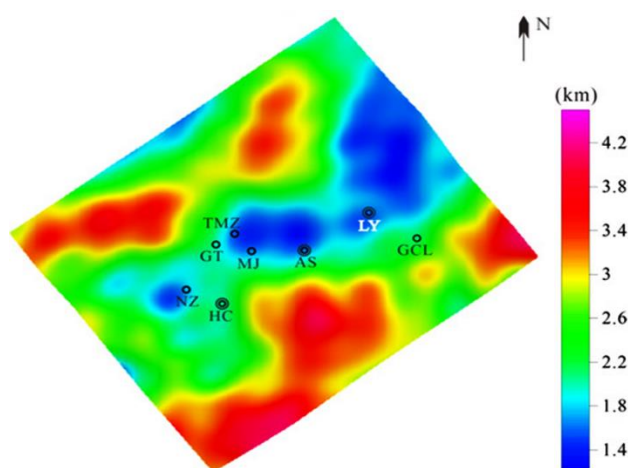


Рис. 5 Результаты инверсии глубины фундамента в районе бассейна Ляохэ.

В качестве начального значения глубины залегания фундамента в исследуемой области используется среднее значение 2 км, и итерации выполняются до тех пор, пока не сойдутся невязки. На этой основе можно использовать региональное гравитационное поле для инверсии интерфейса, что повысит точность определения морфологии фундамента.

3.5. Трехмерная инверсия и классификация физических свойств.

В данной работе для инверсии используется итеративный метод визуализации на основе регуляризованного метода продолжения вниз Тихонова (ITRDC). Алгоритм вычисляет значения поля на разных глубинах с помощью метода продолжения вниз и преобразует их в распределение магнитной восприимчивости и плотности. Благодаря итеративной фокусировке он позволяет получить компактные результаты по магнитной восприимчивости и плотности, эффективно улучшая качество информации о глубоких и слабых аномалиях и повышая разрешение инверсии. Основываясь на имеющихся результатах петрофизических испытаний и учитывая стандартные ограничения, необходимые для определения плотности и магнитной восприимчивости в методах инверсии, установили верхние и нижние границы в качестве приблизительных значений для расчетов. Для инверсии данных гравиметрии границы плотности установлены на уровне $-1,5 \text{ г/см}^3$ и 2 г/см^3 . Были проведены расчеты в диапазоне от 0 до 10 км с интервалом в 0,5 км, используя $\alpha = 0,05$. Для магнитных данных границы намагниченности источника установлены на уровне 0 и 20 А/м. При расчетах глубина задавалась в диапазоне от 0 м до 10 км с интервалом в 0,5 км, используя $\alpha = 0,1$. α — это параметр регуляризации, который выбирается в зависимости от стабильности метода нисходящего расширения. Время итерации при расчете составляет 20. На рисунке 6 показаны результаты трехмерной инверсии.

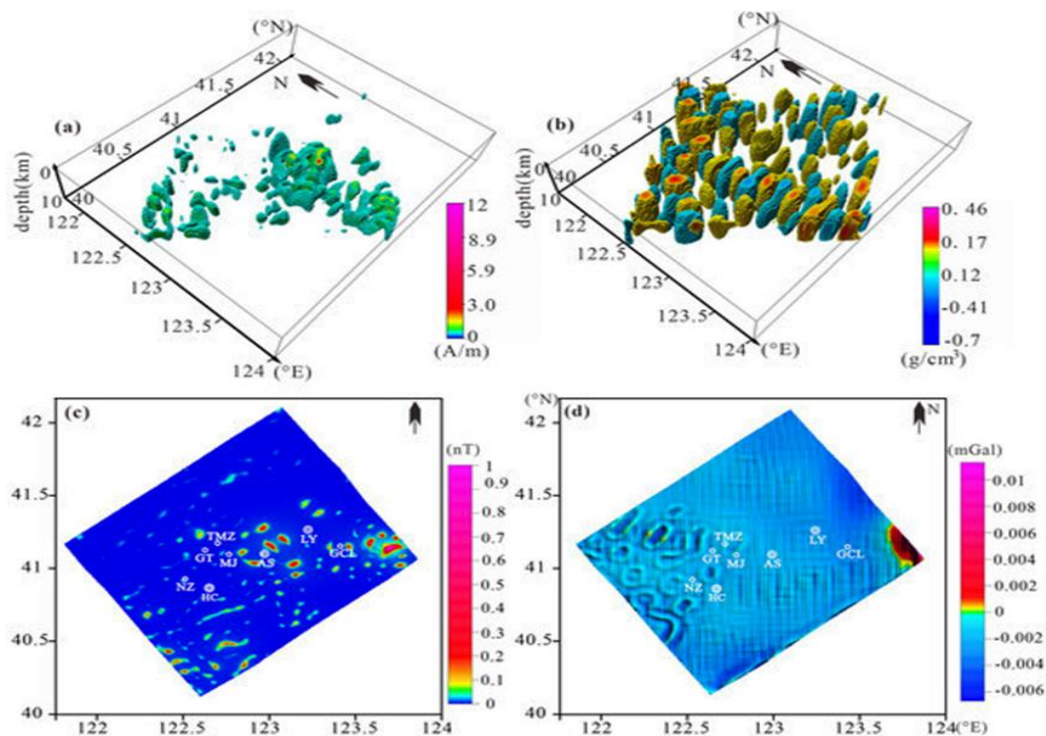


Рис. 6 Результаты трехмерной инверсии глубинных аномальных тел в бассейне Ляохэ: (а) распределение, связанное с магнитной восприимчивостью; (б) распределение, связанное с плотностью; (в) остаточная магнитная карта наблюдаемой аномалии и результат инверсии; (г) остаточная гравитационная карта наблюдаемой аномалии и результат инверсии.

Для наглядности результатов были удалены значения плотности в диапазоне $\pm 0,1$ г/см³ и намагниченности менее 0,5 А/м. Судя по остаточным картам наблюдаемых аномалий и результатам инверсии, остаточные значения очень малы, что свидетельствует о высокой точности инверсии.

Для удобства отображения и анализа были сделаны срезы на глубине 4 км, как показано на рисунке 7.

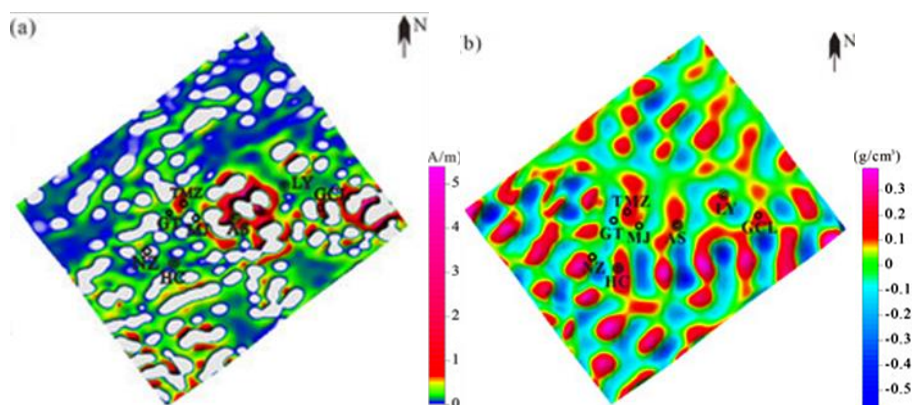


Рис. 7 Плоскостное распределение результатов инверсии на глубине 4 км.
(а) магнитный срез; (б) гравитационный срез.

Общие результаты точно отражают характеристики распределения источников, особенно в результатах магнитной инверсии, которые хорошо согласуются с известными магнитными аномалиями, что дает основу для прогнозирования в неизвестных районах. В то же время результаты гравитационной инверсии показывают корреляцию между переходной зоной и известными месторождениями железной руды.

4. Результаты.

Аэромагнитные аномалии в исследуемом районе в целом характеризуются наложением сильных блоковых и ленточных аномалий, основные направления которых соответствуют региональным структурным особенностям. После приведения к полюсу пики аномалий располагаются ближе к горизонтальным проекциям их источников, а непрерывность ленточных структур значительно усиливается. В пространственном отношении наиболее сильное ядро положительной аномалии находится в районе AS–MJ, простирающееся на северо-восток до южной части LY и на юго-восток до района GCL, где оно образует непрерывный высокомагнитный пояс, простирающийся в северо-восточном направлении. К югу от TMZ также отчетливо выражены плотные, похожие на бусины высокомагнитные аномалии. В то же время в районах вокруг NZ и HC преобладают слабые, прерывистые аномалии, указывающие либо на разрозненные неглубоко залегающие магнитные тела, либо на относительно слабую намагниченность.

Результаты разделения полей показывают локальные градиентные зоны и небольшие бутонообразные аномалии, при этом структурная текстура становится более плотной в переходной зоне между впадинами и поднятиями. Остаточная гравитационная аномалия демонстрирует локальные положительные аномалии в районе NZ–НС, что указывает на наличие пород с относительно высокой плотностью, в то время как в районе AS–MJ наблюдается широкая полоса отрицательных аномалий, соответствующая впадине в фундаменте. Инверсия границ показывает, что глубина залегания фундамента в исследуемом районе составляет от 1,4 до 4,2 км. Территория к северу от LY и северо-восточная часть исследуемой территории представляют собой зоны с неглубоким залеганием фундамента, где глубина залегания в основном не превышает 2 км. Самая глубокая впадина фундамента простирается от района к югу от AS до южной границы исследуемой территории, где локальная глубина достигает 4 км. Вторичные впадины также встречаются к северо-западу от TMZ и вдоль западной границы исследуемой территории. Зоны перехода от фундамента к глубине залегания и гравитационно-градиентные пояса пространственно примыкают к сегментам разломов северо-восточного и северо-западного простирания, что отражает взаимосвязь между границами плотностной структуры и тектонической сегментацией.

Результаты трехмерной инверсии показывают, что богатые железом аномальные тела представляют собой сгруппированные скопления, связанные в пояса вдоль структурных линий. В основном они расположены в переходной зоне между краями глубокой впадины и поднятиями фундамента, под совместным контролем разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Наиболее плотно аномальные тела сосредоточены вдоль линии, проходящей от южной части Токинского прогиба через Маганское м-ние к Ачинскому району, где на горизонтальном срезе они образуют полосы. На востоке они простираются до Большого Канадского щита и далее на восток, а на северо-востоке соединяются с высокомагнитным поясом к югу от Лабрадорского щита, образуя высокомагнитный коридор регионального масштаба. На типичных профилях видны линзообразные тела, уходящие вниз и местами переходящие в столбчатые формы. Крутые границы обычно соответствуют разломам или зонам сдвига, что указывает на то, что структуры оказывают сильное влияние на латеральное ограничение и сегментацию этих аномальных тел.

На основе комплексного сопоставления результатов плотностной и магнитной инверсии исследуемый район можно разделить на несколько петрофизических зон. Учитывая, что аэромагнитные данные в исследуемом районе имеют более высокое разрешение и точность, а спутниковые гравиметрические данные — относительно более низкое разрешение, локализация железорудных тел основана в первую очередь на магнитных данных, а

гравиметрические данные используются в качестве дополнительных ограничений. Таким образом, как показано на рисунке 8, области с магнитной восприимчивостью более 0,6 и плотностью от 0 до 0,05 отнесены к зонам с высоким магнетизмом и относительно низкой плотностью (синие области на рисунке); области с намагниченностью более 0,8 и плотностью более 0,08 были отнесены к зонам с высоким магнетизмом и высокой плотностью (красные области на рисунке). Эти две зоны представляют наибольший интерес.

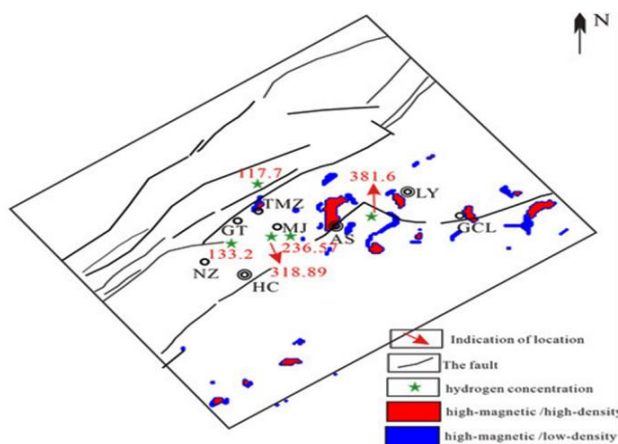


Рис. 8 Классификации физических свойств на основе комплексной инверсии магнитного поля и плотности.
(красный прямоугольник — области с высокой намагниченностью и высокой плотностью, синий — области с высокой намагниченностью и низкой плотностью, зеленые звездочки - места концентрации водорода на поверхности, черные линии — разломы).

Особое внимание уделяется пространственному распределению высокомагнитных пород с высокой плотностью, высокомагнитных пород с низкой плотностью и зон перехода от одной плотности к другой. Высокомагнитные породы с высокой плотностью встречаются в основном в виде скоплений вдоль пояса AS–MJ–GCL и образуют лентообразные соединения к югу от LY, что указывает на основное распределение железорудных тел с высоким содержанием магнетита. Высокомагнитные породы с низкой плотностью в основном сосредоточены вдоль градиентного пояса вокруг GT–TMZ. Эти места в точности совпадают с участками, где на поверхности были зафиксированы высокие концентрации водорода, как показано на рисунке пятиконечными звездочками. Самое высокое значение (381,6 промилле) находится между AS и LY, во внутренней переходной зоне купольной структуры. Еще одно высокое значение, достигающее 318,97 промилле, находится к югу от MJ, также в переходной зоне.

5. Обсуждение.

5.1. Физические свойства горных пород и результаты их классификации.

В условиях мощного осадочного покрова плотность и магнитные свойства тел, полученные в результате трехмерной инверсии, в первую очередь отражают изменения физических свойств недр. В сочетании с известными петрофизическими характеристиками

богатых железом формаций и окружающих их пород эти результаты дают основу для зонации и классификации. Тела, обогащенные магнетитом, характеризуются высокой плотностью и магнитной восприимчивостью, в то время как гематит обладает значительно меньшей магнитной восприимчивостью, но при этом сохраняет высокую плотность. Таким образом, эти два типа руд, как правило, соответствуют комбинациям с высокой намагниченностью и высокой плотностью и комбинациям с низкой намагниченностью и высокой плотностью в потенциальных полях. Благодаря этой взаимосвязи магнитные методы более чувствительны к богатым магнетитом железным рудам высокого качества, в то время как гравиметрические методы могут быть эффективны для обоих типов руд. Большинство базит-иллитовых формаций в Китае подверглись сильному метаморфизму и деформации, в результате чего оксиды железа обычно превращались в крупнозернистый магнетит, что еще больше усиливало магнитный контраст и повышало геофизическую обнаруживаемость.

На магнитные свойства биогенных пород обычно влияют анизотропия магнитной восприимчивости и остаточная намагниченность. Исследования в бассейне Хамерсли показали, что богатые магнетитом биогенные породы обладают значительной анизотропией: эффективная магнитная восприимчивость в направлении, параллельном слоистости, обычно выше, чем в направлении, перпендикулярном слоистости. Кроме того, направление и время регистрации остаточной намагниченности могут влиять на морфологию аномалий и интерпретацию угла падения. В этом контексте лентообразные связанные аномалии, сегментированные бусинки и кольцевые высокоградиентные границы, обнаруженные на исследуемой территории, не только отражают распределение богатых железом тел, но и могут свидетельствовать об изменении структуры намагниченности под влиянием стратиграфического контроля, утолщения шарнирных зон в процессе складчатости и сегментации, связанной со сдвигами.

Результаты совместного зонального анализа показывают, что высокомагнитные зоны с высокой плотностью наиболее точно соответствуют обогащенному магнетитом ядру богатых железом тел и поэтому могут служить эквивалентным индикатором для определения местоположения глубоких богатых железом реактивных резервуаров. В то же время высокомагнитные зоны с низкой плотностью находятся на высокомагнитном фоне, но характеризуются относительно меньшей эквивалентной плотностью, что больше соответствует комплексному отклику трещиноватых, измененных и пористых зон. Магнитное усиление в таких зонах может быть вызвано новообразованием или относительным обогащением магнетитом, в то время как снижение плотности обычно связано с образованием трещин и увеличением пористости из-за десилификации. Петрофизические модели систем

серпентинизации также указывают на статистическую отрицательную корреляцию между плотностью и магнитной восприимчивостью: образование магнетита усиливает магнетизм, а гидратация и объемные эффекты снижают плотность. Это позволяет использовать независимый петрофизический подход для интерпретации зон с высокой магнитной восприимчивостью и низкой плотностью как реакционных зон и путей движения флюидов.

Зоны с низкой намагниченностью и высокой плотностью могут соответствовать сценариям с усиленной гематитизацией, размагничиванием, связанным с более поздними изменениями, или участкам с метаморфическими породами высокой плотности, в которых магнетизм не является доминирующим. Такие зоны требуют комплексной интерпретации в сочетании с гравитационно-градиентными поясами и структурными границами. Зоны с низкой намагниченностью и низкой плотностью, а также фоновые зоны обычно соответствуют ядрам гнейсовых куполов или осадочному покрову, хотя их границы могут иметь важное структурное значение. Фундамент Ляодунского полуострова в значительной степени характеризуется купольно-впадинной структурой, а зоны сдвигов и кольцевые сети трещин, образовавшиеся вдоль границ куполов, могут создавать кольцевые высокоградиентные аномалии и переходные петрофизические пояса в данных о потенциальном поле.

5.2. Структурный контроль железорудных тел и значение купольно-кольцевых структур.

Сгруппированность и ленточная связь богатых железом аномальных тел вдоль переходной зоны между краями впадин и поднятиями фундамента указывают на то, что структурные факторы оказывают сегментарное влияние как на обогащение, так и на интенсивность модификации богатых железом тел. На горизонтальном срезе область, простирающаяся от южной части Трансьевропейской магнитной аномалии через Магнитную аномалию в районе Магадана до Африканской магнитной аномалии, соответствует непрерывному высокомагнитному поясу и плотной концентрации аномальных тел. К востоку от этого пояса, вблизи Глобальной магнитной аномалии, сохраняется латеральная связь. На юге она граничит с зоной углубления фундамента, а на севере постепенно переходит в область с неглубоким фундаментом вблизи LY, демонстрируя типичный эффект границы с крутым падением. Исследования железорудных м-ний в районе Аньшань — Бэньси показали, что пояса с высокой магнитной аномалией соответствуют простиранию рудных поясов и демонстрируют сильную сегментацию, при этом пластичные сдвиги и складчатость совместно влияют на утолщение, прерывистость и глубину залегания рудных тел. Дальнейшие исследования рудных м-ний показали, что высококачественные железные руды представляют собой переработанные первичные BIF-руды, измененные метаморфическими и гидротермальными флюидами, в

результате чего в результате обескремнивания и мобилизации и повторного осаждения железа могут образовываться слоистые линзовидные тела и сегментированные латеральные продолжения. Нисходящее продолжение и связанная с ним геометрия рудного тела, выявленная в результате инверсии, геометрически согласуются с этими механизмами формирования рудных тел.

Купольные и кольцевые структуры накладывают более жесткие ограничения на региональную структуру земной коры. В докембрийском фундаменте Ляодунского полуострова обычно встречаются купольно-впадинные структуры, в которых границы между ядрами куполов и окружающими их породами обычно определяются зонами сдвига, сопровождающимися кольцевыми сетями трещин. Структурные и геохронологические исследования нескольких гнейсовых куполов в поясе Цзяо-Ляо-Цзи показывают, что формирование куполов происходило в результате многостадийной деформации, при которой процесс куполо-образования контролировался диапировым подъемом и почти горизонтальными сдвигами, сопровождавшимися как вертикальными, так и горизонтальными течениями в средней и нижней частях земной коры. Согласно результатам настоящего исследования, в потенциальном поле высокомагнитные пояса с низкой плотностью залегают сегментарно вдоль кольцевых градиентных границ, особенно в районе от GT до TMZ и далее на юго-восток, к западной границе GCL. Такая структура больше соответствует петрофизическим характеристикам, ожидаемым для зон сдвига на границах куполов и сетей концентрированных трещин.

Кайнозойская тектоническая эволюция еще больше усилила унаследованную сегментацию и кольцевую структуру границ. В палеогене в суббассейне залива Ляодун произошел тектонический переход от рифтогенеза к сдвигово-раздвиговой деформации, и периоды ослабления сдвигово-раздвиговых процессов были более благоприятны для формирования сдвигово-раздвиговых разломов и ловушечных поясов, что влияло на миграцию очагов осадконакопления и интенсивность разломной активности. В то же время магнитные данные, полученные с помощью аэромагнитной съемки в бассейне Бохайского залива и прилегающих районах, указывают на наличие в Ляодунском заливе высокоамплитудного магнитного пояса, простирающегося в северо-восточном направлении. Этот пояс можно использовать для отслеживания основных систем разломов, а круговые магнитные аномалии в районе Бохайского залива — для изучения потенциального влияния глубинных термальных процессов на структурный каркас. В пределах рассматриваемой территории богатые железом аномальные скопления и связанные с ними лентообразные тела распределены вдоль структурных поясов, простирающихся в северо-восточном направлении, при этом

сегментированное усиление наблюдается к северу от Новой Зеландии и к востоку от Австралии. Это позволяет предположить, что пространственное распределение и интенсивность изменения богатых железом тел могли зависеть от наложения купольно-краевых зон сдвига и сегментированных кайнозойских разломов.

5.3. Реакция природной водородной системы и механизма сопряжения с железосодержащими телами.

Природный водород широко распространен в различных геологических средах, и его ресурсный потенциал зависит от согласованного взаимодействия четырех ключевых элементов: образования, миграции, накопления и сохранения. В континентальной коре основными механизмами образования водорода являются реакции между водой и горными породами с участием минералов, содержащих Fe^{2+} , и радиолиз воды, в то время как просачивание через трещины и зоны тектонических разломов в первую очередь влияют на поступление воды, реактивные поверхности и восходящую миграцию газа. В концепции водородной системы подчеркивается, что источник, резервуар и изолирующий слой водорода в совокупности определяют перспективные зоны, а латеральная миграция может приводить к пространственным смещениям между поверхностными проявлениями и областями залегания.

Важность богатых железом тел как источников водорода недавно получила новое экспериментальное и полевое подтверждение. Выветривание и окисление железистых кварцитов могут приводить к образованию H_2 в результате окисления Fe^{2+} в сочетании с восстановлением воды. Пространственные индикаторы, связанные с просачиванием водорода, были обнаружены в нескольких районах добычи железистых кварцитов. Что еще важнее, сам магнетит может участвовать в реакциях с выделением водорода при низкотемпературном взаимодействии воды с горными породами в бескислородной среде. Экспериментальные исследования показывают, что при температуре 80–200°C магнетит может подвергаться частичному окислению и выделять значительное количество H_2 , превращаясь в оксиды Fe^{3+} , такие как маггемит. Это указывает на то, что породы с высоким содержанием магнетита могут сохранять способность генерировать водород даже при относительно низких температурах. Исследования в бассейне Уотерберг в Намибии также показывают, что просачивание H_2 структурно связано с залегающими ниже флюидоупорами и что магнетит широко распространен как в плоскостях напластования, так и в системах трещин, что является полевым аналогом связи между зонами глубинных реакций и путями миграции.

Результаты исследования потенциального поля в бассейне Ляхэ свидетельствуют о петрофизической взаимосвязи на региональном уровне. Аномальные тела с высокой намагниченностью и плотностью соответствуют железистым телам с высоким содержанием

магнетита или породам с высоким содержанием биогенного ила и могут указывать на расположение реактивных резервуаров с высоким содержанием Fe^{2+} . Высокомагнитные аномальные пояса с низкой плотностью, расположенные вдоль разломов, границ куполов и кольцевых зон с высоким градиентом, в большей степени соответствуют петрофизической комбинации трещиноватых, измененных и пористых зон и, следовательно, могут представлять собой флюидные и реакционные зоны с более высоким потоком просачивания и повышенным реакционным потенциалом. С точки зрения пространственной взаимосвязи, расположение высокомагнитного пояса и пояса с высокой намагниченностью и низкой плотностью от южной части Транс-Миссисипского прогиба до северной окраины Африканского щита согласуется с близостью реактивных резервуаров и путей миграции. Аналогичным образом, структура к западу от Глобального водораздела, где высокомагнитные/высокоплотные ядра сопровождаются ленточными высокоградиентными границами, подтверждает эту интерпретацию в зонах уступов. Примеры из осадочных бассейнов Китая еще раз подчеркивают важность условий формирования резервуаров и флюидоупоров для образования водорода. Исследования скважины SK-2 в бассейне Сунляо показали, что водород в основном находится в адсорбированной форме в различных порах, но может переходить в состояние свободного газа. При этом наличие обогащенных водородом интервалов зависит от разломов, а также от пористости и проницаемости, обусловленных литологией. Исследования в бассейне Бохайского залива также указывают на более высокую вероятность обнаружения природных запасов водорода и гелия в локальных впадинах, что подчеркивает важность сочетания коллекторов и покрышек, а также структурных условий. В рассматриваемом районе мощный осадочный покров и структурные ловушки, образованные вблизи зон сочленения склонов фундамента, создают геологический фон, благоприятный для сохранения углеводородов. Поэтому особое значение для поисков имеют зоны сопряжения между высокомагнитными/высокоплотными ядрами и высокомагнитными/низкоплотными каналами вдоль переходной зоны между краями впадины и поднятиями фундамента.

5.4. Целевая оптимизация и последствия для исследований.

Благодаря интеграции данных о трехмерной инверсионной геометрии, плотностно-магнитной зональности и структурно-тектоническом каркасе купольно-разломного типа, глубокие зоны с высоким содержанием железа и приоритетные области для поиска природного водорода в бассейне Ляохэ можно разделить на отдельные структурные сегменты. В центральной части исследуемой территории сегмент, простирающийся от южной части зоны тектонического разлома до восточной окраины аномальной зоны, соответствует непрерывному высокомагнитному поясу и кластерной аномальной зоне и непосредственно примыкает к поясу

срыва, где глубина залегания фундамента меняется от небольшой до значительной. Это наиболее типичный участок, на котором соседствуют богатые железом реактивные резервуары и пути миграции. В восточной части исследуемой территории, вокруг GCL и на его западном фланге, также наблюдаются участки с высокой магнитной проницаемостью и высокой плотностью, сопровождающиеся кольцевыми градиентными границами, что указывает на наложение сегментированных тел, богатых железом, и каналов, контролируемых границами. В юго-западной части исследуемой территории сектор NZ–НС характеризуется сочетанием локальных положительных гравитационных аномалий и пятнистых магнитных аномалий, что позволяет предположить, что пласты высокой плотности могут залегать прерывисто. Таким образом, эта область больше подходит для сегментированного трассирования в сочетании с известными структурными тенденциями.

Неоднократно было доказано, что структурно контролируемые системы каналов играют ключевую роль в естественном выделении водорода. В бассейне Северного Перта естественное выделение водорода связано с разломами и неглубокими кольцевыми геоморфологическими образованиями, что указывает на определяющую роль геометрии каналов в путях выхода газа на поверхность. На водородном м-нии Буракабугу в Мали имеются многослойные резервуары и происходит динамическое подпитывание в течение всего периода добычи, что подчеркивает необходимость изучения водородных систем с учетом таких факторов, как взаимосвязь каналов и эффективная герметизация. Общей чертой этих аналогичных случаев и зональности потенциального поля в рамках настоящего исследования является то, что отклики обычно сосредоточены не в одном очаге аномалии, а в зонах разломов или переходных зонах, прилегающих к реактивным резервуарам.

Таким образом, предпочтительные целевые участки в исследуемом регионе можно разделить на три группы в зависимости от структурно-петрофизических характеристик. К первой группе относятся скопленные аномальные тела с высокой намагниченностью и высокой плотностью, а также их периферийные пояса с высокой намагниченностью и низкой плотностью, простирающиеся от южной части Трансмиссисипского прогиба до района Африканского щита. Эта зона представляет собой место соприкосновения реактивных резервуаров и путей миграции и должна рассматриваться как приоритетный участок для поиска как глубинных залежей железа, так и природного водорода. Вторая группа включает в себя аномальный сегмент в виде пояса к западу от GCL и его продолжение на восток, что отражает наложение сегментированных тел с высоким содержанием железа и кольцевых градиентных границ и благоприятствует выявлению потенциальных глубоких тел с высоким содержанием железа и связанных с ними путей миграции. Третья группа включает в себя градиентные пояса

и зоны перехода от более плотных пород к более рыхлым к северу от Новой Зеландии и на периферии Гренландии, которые отражают зоны повышенной трещиноватости, изменчивости и просачивания и поэтому подходят для оценки естественного содержания водорода в руслах. Эти целевые типы объединяют исследования глубинных залежей железа и перспективных мний природного водорода в рамках одного и того же потенциального поля и обеспечивают четкие пространственные границы для последующего геохимического профилирования и мультифизической верификации.

6. Вывод.

В этом исследовании для улучшения характеристик рельефа фундамента и глубоко залегающих аномальных тел, богатых железом, под мощным осадочным покровом, используется метод разделения полей, инверсии границы раздела Паркера — Ольденбурга и трехмерная инверсия. Инверсия границы раздела показывает, что глубина залегания фундамента в исследуемом районе в целом составляет от 1,4 до 4,2 км, при этом к северу от LY фундамент залегает неглубоко, а к югу от AS до южной границы исследуемого района — глубоко. Богатые железом аномальные тела, соответствующие сильным магнитным аномалиям в пределах бассейна, имеют кластерное распределение в трех измерениях и образуют пояса вдоль структурных линий. В основном они сосредоточены в переходной зоне между глубокими впадинами и поднятиями фундамента и контролируются разломами северо-восточного и северо-западного простирания. Наиболее плотно расположенные аномальные тела находятся к югу от Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, в районе Магнитного желоба и на восточной окраине Анойского поднятия, а также вблизи Главного Кавказского разлома. Совместное плотностно-магнитное зондирование выявило преимущественную связь между высокомагнитными/высокоплотными ядрами и высокомагнитными/низкоплотными поясами. Последние распределены вдоль купольных границ и кольцевых границ с высоким градиентом, что позволяет использовать их в качестве петрофизических индикаторов трещиноватых, измененных и благоприятных для просачивания флюидов сред.

С учетом особенностей водородной системы, пространственной связи богатых железом тел и каналов в переходных зонах между впадинами и поднятиями, а также в местах пересечения разломов, а также результатов экспериментов по низкотемпературной генерации водорода на магнетите и задокументированных случаев просачивания водорода, связанных с биогенными флюидами, можно определить приоритетные зоны и направления для поиска природного водорода в бассейне Ляохэ.

V. ПОИСКИ СКРЫТОГО МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ И ПОЛЯРИЗАЦИОННО-СПЕКТРАЛЬНЫХ МЕТОДОВ (*район Гучэн-Яси, Китай*) [2].

1. Введение.

Электромагнитные (ЭМ) и электрогеофизические методы широко и успешно применяются при изучении и открытии рудных месторождений «скрытого» типа. Например, магнитотеллурический (CSAMT), аудиомангнитотеллурический (AMT) методы с контролируемым источником и методы индуцированной поляризации были применены для поисков более глубокого оруденения под поверхностной минерализацией. Магнитотеллурическое (MT) зондирование и широкополосные электромагнитные методы (WFEM) все чаще применяются для удовлетворения потребностей в глубокой разведке ресурсов. Был предложен новый метод, называемый поляризацией, вызванной расширением спектра (SSIP). Этот метод использует беспроводные сенсорные сети ZigBee и GPS-синхронизацию для достижения одновременного получения сигнала в режиме реального времени в полном объеме. Кроме того, это позволяет контролировать качество данных в режиме реального времени для большого количества приемников SSIP.

В этом материале представлены новые данные AMT и SSIP о потенциальном месторождении медно-полиметаллических руд в районе Гучэн-Яси, округ Гаочунь, провинция Цзянсу, Китай. Исследования в Гаочуне основаны на изучении месторождений в Чатине, поскольку обе территории относятся к одному и тому же металлогеническому поясу.

2. Геологический обзор.

Восточный Китай состоит из трех основных тектонических блоков: Северо-Китайского кратона (NCC), блока Янцзы и блока Катайсия (рис. 1а). Орогенез Тонгбай–Хонгань–Даби произошел в результате субдукции и столкновений Южно-Китайского блока (SCB), который включает блоки Янцзы и Катайсия, с Северо-Китайским кратоном (NCC) в течение триасового периода. Этот горный хребет простирается на расстояние 500 км, начиная от бассейна Наньян в провинции Хэнань и заканчивая региональным сдвиговым разломом Танлу в провинции Аньхой (рис. 1б). Бассейн реки Средне-Нижняя Янцзы (MLYRB) богат позднемезозойскими магматическими породами и рудными залежами, что делает его весьма значимым районом для изучения крупномасштабной мезозойской магматической активности и минерализации в восточном Китае (рис. 1с).

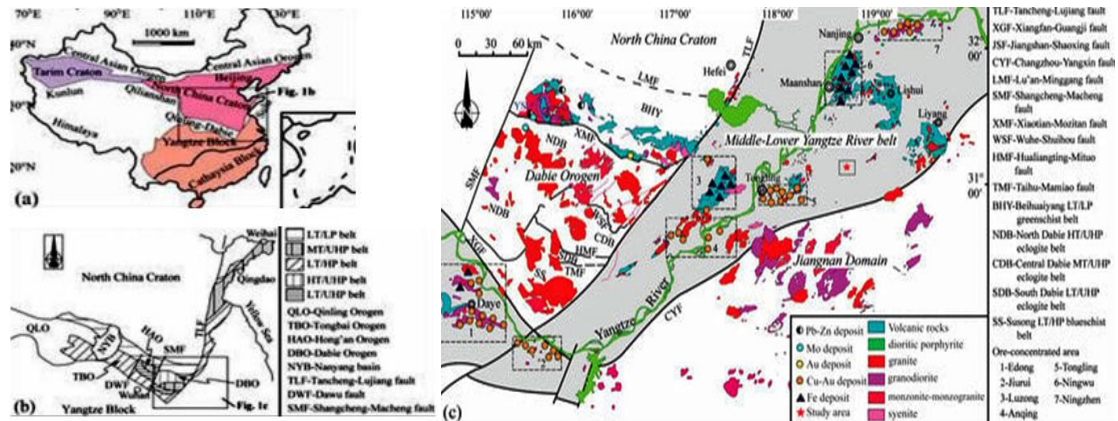


Рис. 1 а. - геологическая карта; б. - тектоническое расположение ДВО и с. - позднемезозойские магматические породы и полиметаллическое оруденение..

Геологические характеристики района Гученг-Якси остаются в значительной степени неисследованными. Однако, исходя из полевых данных, геологические условия, окружающие район проведения исследований, в основном состоят из четвертичных слоев, перекрытых нижнемеловой формацией Ганхэ (K1g) в районе проведения исследований на озере Гученг Запад. Соседние четвертичные слои включают раннемеловую формацию Исянь (K1y) и среднесилурийскую формацию Фентоу (S2f). Эти пласты демонстрируют общее распределение с северо-востока на юго-запад с общим направлением на северо-запад. Район Гаочунь можно разделить в региональном масштабе на два тектонических блока. Нижний тектонический слой состоит из силурийской и триасовой систем. Различные стратиграфические единицы находятся в совместимом или параконформируемом контакте. Движение в Индосе привело к тому, что нижний тектонический слой подвергся относительно сильной складчатости, и в то же время образовались два набора продольных и поперечных разломов с северо-восточным и северо-западным направлениями. Верхний тектонический слой состоит из юрской и меловой систем. Это совокупность континентальных вулканических пород и красных слоев внутренней впадины. Слои находятся в несогласном контакте, а складчатая структура слабая. Основными разломами, развитыми в этом районе, являются разломы Маодун и Маоси северо-восточного направления (рис. 2).

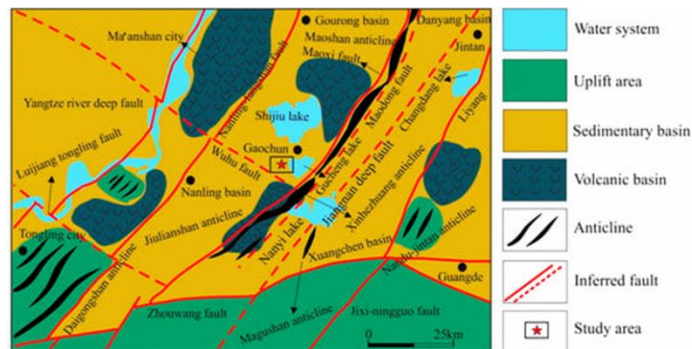


Рис. 2 Региональная тектоническая схема района Гаочунь,

В 5 км к юго-западу от рудного района Гучэн-Яси было обнаружено крупное порфировое медно-золотое м-ние Чатин, которое здесь приводится в качестве примера. М-ние Чатин имеет небольшую мощность, а обнажившийся слой м-ния, как видно из пробуренных скважин, состоит из четвертичных слоёв толщиной от трёх до десяти м и нижнемеловых пластов мощностью от нескольких до нескольких сотен м. Осадочные породы, вмещающие м-ние, являются частью нижнетриасовой формации Хэлуншань, для которой характерно преобладание известняка с меньшей долей глинистого известняка и аргиллита. М-ние Чатин состоит из рудоносных пород, залегающих в кварцевом диоритовом порфирите. Структура, в которой находится руда, состоит из брекчий, расположенных внутри порфирита. Рудоносные породы и вмещающие их структуры перекрыты непосредственно вулканическими породами, в то время как покровные породы представляют собой мрамор. Считается, что наличие медного оруденения тесно связано с изменением порфира, при этом первичные руды обнаружены в зонах калийного и филлового изменений.

3. Методы.

3.1. Аудио-магнитотеллурика.

Аудиомагнитотеллурический (АМТ) метод — это геофизический метод, который позволяет исследовать электрические свойства недр с помощью естественных электромагнитных полей, создаваемых глобальными молниями или сферическими волнами (сигналы с коротким периодом) и активностью солнечного ветра в ионосфере (сигналы с длинным периодом). АМТ-метод использует часть электромагнитных полей, которые обычно находятся в диапазоне частот от 10 000 Гц до 1 Гц. Концептуально Земля считается плоской средой, а магнитотеллурические поля рассматриваются как электромагнитные волны, которые проецируются вертикально на поверхность. Когда эти волны достигают поверхности, значительная их часть отражается, и лишь небольшая часть проникает в недра. Электромагнитная индукция генерирует токи в недрах, сила которых определяется удельным электрическим сопротивлением материалов в недрах. Передача сигнала происходит за счет диффузии, что приводит к уменьшению силы сигнала по мере увеличения расстояния. Глубина проникновения (δ) — это показатель глубины (в метрах), на которой электромагнитная волна затухает до $1/e$ от своей первоначальной амплитуды на поверхности.

Измеряются ортогональные компоненты электромагнитного поля на поверхности земли. Частотная характеристика показывает, как распределяются электрические свойства подповерхностной среды. Временные колебания компоненты электромагнитного поля преобразуются в частотный спектр. Можно рассчитать характеристики электромагнитного

поля в частотной области, такие как кажущееся удельное сопротивление и фаза импеданса. Выражение для расчёта кажущегося удельного сопротивления выглядит следующим образом:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (1)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad (2)$$

$$\rho = \frac{1}{5f}|Z|^2 \quad (3)$$

Замените ортогональные компоненты электромагнитного поля E_x , E_y , H_x , и E_y полученные на основе полевых измерений уравнения (1) и (2). Используйте метод наименьших квадратов для определения z_{xx} , z_{xy} , z_{yx} и z_{yy} . Впоследствии подставьте импеданс Z в уравнение (3), чтобы рассчитать кажущееся удельное сопротивление Каньяра, где член в уравнении (3) представляет частоту.

3.2. Метод поляризации, вызванный расширением спектра.

Метод SSIP - это новый метод проведения измерений индуцированной поляризации (IP) в частотной области. Метод использует связь с расширенным спектром для геофизических инструментов. Эта система обладает характеристиками большой глубины, высокой точности, помехозащищенности, низкой стоимости и высокой эффективности. В настоящее время она широко используется и принесла значительные выгоды. Ключевое различие между методами FDIP и SSIP заключается в природе сигнала, используемого для измерения вводимого тока. Система SSIP отправляет псевдослучайные сигналы с расширенным спектром М-последовательности через передатчик в качестве тока первичного источника. В классическом FDIP прямоугольные волны тока постоянной длительности используются в качестве типа сигнала для вводимого (основного) тока. При съемке SSIP проводится сравнение сигналов напряжения, измеренных на потенциальных электродах, и сигналов, переданных через токовые электроды на нескольких частотах (т.е. Спектр частот). Полоса частот сбора данных SSIP составляет 1/16–1 Гц, а амплитуда первичного вводимого тока зависит от силы электромагнитных помех в исследуемом районе. Например, в регионах с сильными электромагнитными помехами, возникающими в результате мероприятий, таких как добыча полезных ископаемых и бурение, передаются большие амплитуды первичного тока. Кажущееся комплексное удельное сопротивление для набора частот может быть получено с использованием метода, который во многом напоминает классические методы FDIP:

$$\rho(f) = K \frac{U(f)}{I(f)} \quad (4)$$

Символ $\rho(f)$ представляет кажущееся удельное сопротивление, зависящее от частоты, $u(f)$ представляет частотный спектр данных о разности потенциалов, $I(f)$ представляет частотный спектр синхронных первичных текущих данных, и k представляет геометрический фактор массива.

$$K = 2\pi \frac{1}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)}, \quad (5)$$

Уравнение представляет систему с электродами под напряжением M и N , и электроды с током A и B . Значения AM , BM , AN , и BN укажите расстояние между отдельными электродами.

В SSIP сравниваются сигналы напряжения, измеренные на потенциальных электродах, и сигналы, передаваемые через токовые электроды, на нескольких частотах (то есть в частотном спектре).

3.3. Аудио-магнитотеллурические инструменты.

Данные временных рядов были записаны с помощью системы GSEM-W10. Это система сбора данных, производимая компанией Giant Sequoia Artificial Intelligence Technology Co., Ltd., Чанша, Китай. Широкополосный наземный электромагнитный прибор GSEM-W10 для Интернета вещей (IoT) объединяет в себе аудиомагнитотеллурические (AMT) и магнитотеллурические (MT или LMT) возможности. Он отличается портативностью, низким энергопотреблением, низким уровнем шума и высокой поисковой эффективностью. Особенно примечательна поддержка сетевых наблюдений с помощью сотен широкополосных наземных электромагнитных приборов IoT, что значительно повышает точность и эффективность поисков, а также снижает затраты на разведку. Оптимальная глубина в режиме AMT составляет 1000 м, в то время как в режиме MT максимальная глубина разведки может достигать 150 км. Это позволяет одновременно учитывать глубину и точность, что в конечном итоге снижает затраты.

3.4. Принципы и параметры работы SSIP.

Подсистема передачи обеспечивает точную синхронную передачу волн с расширенным спектром с помощью передовых технологий, включая высокоточную GPS-синхронизацию и мощный IGBT-инвертор. Устройство может передавать волны с расширенным спектром с порядком от 3 до 9 на частотах от 1/256 Гц до 8192 Гц. Максимальное напряжение передачи составляет 1000 В, максимальный ток передачи — 10 А, а максимальная частота передачи — 256 частот. Для гибкого увеличения напряжения или силы тока на выходе можно использовать модульные последовательные или параллельные технологии. Благодаря использованию беспроводной распределённой сети наблюдения приёмная подсистема может обеспечить приём с нескольких устройств и высокую плотность мощности на измерительной линии.

Разведочная установка, используемая для глубинного сейсмопрофилирования SSIP, представляет собой двустороннюю полосоно-дипольную установку, как показано на рисунке 3. Сначала рассчитывается количество точек измерения в зависимости от длины профиля и расстояния между точками. Затем все потенциальные электроды и станции сбора данных устанавливаются одновременно по всему профилю. После этого питание подаётся по точкам в соответствии с заданными точками подачи питания. При каждой подаче питания все каналы

измеряют одновременно. Как только все заданные точки подачи питания будут установлены, измерение по всему профилю будет завершено.

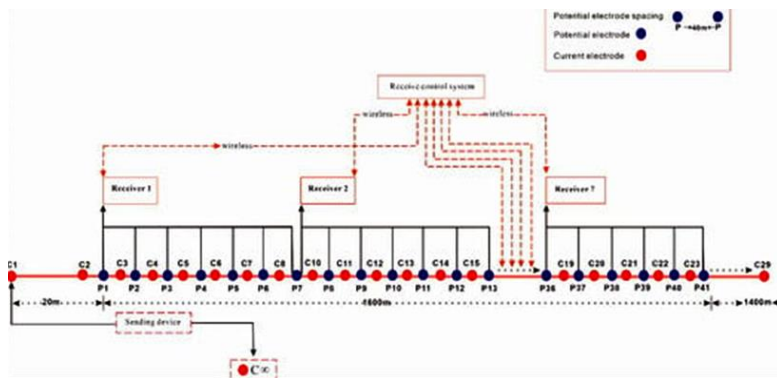


Рис. 3. Схематическое изображение SSIP для зондирования с помощью полусно-дипольного зонда.

Во время сбора данных начальное расстояние между электродами по току установлено равным 80 м. Затем расстояние увеличивается до 200 м от C23 до C27, а затем до 250 м от C27 и C28 до C29. Расстояние между потенциальными электродами постоянно составляет 40 м, как показано на рисунке 4. Для обеспечения высокого разрешения приповерхностных структур в общей сложности производится 29 впрысков тока как внутри, так и снаружи приемной решетки.

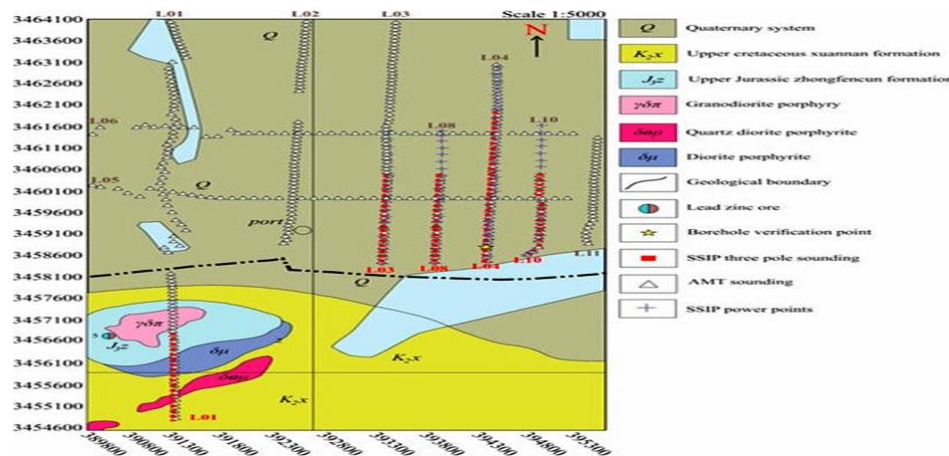


Рис. 4 Карта, показывающая линии AMT и SSIP на фоне интерпретации геологической структуры медно-золотого м-ния Чатинг L01 и медно-полиметаллического м-ния в Гучжэне.

GS2IP-FW10 использовался для сбора данных. Эта система, созданная компанией Giant Sequoia Artificial Intelligence Technology Co., Ltd. в Чанше, Китай, представляет собой систему сбора данных. Это устройство обеспечивает одновременный сбор полных данных о форме сигнала в реальном времени и мониторинг качества данных в реальном времени для крупномасштабных SSIP-приемников. Оно использует беспроводную сенсорную сеть ZigBee и синхронизацию по GPS.

4. Сбор и обработка данных

4.1. Сбор данных АМТ

Была проведена геофизическая съёмка методом отражённых волн в районе Гучэн-Яси в округе Гаочунь, провинция Цзянсу, Китай. Съёмка проводилась на одной линии длиной 5 км, ориентированной с юга на север, с 60 станциями, расположенными на расстоянии 100 м друг от друга. Линия была расположена перпендикулярно предполагаемому геологическому простиранию, ось Y была направлена параллельно простиранию, а ось X — вдоль профиля (с юга на север).

Система GSEM-W10, созданная компанией Giant Sequoia Artificial Intelligence Technology Co., Ltd. в Чанше, Китай, использовалась для сбора полевых данных АМТ с временным изменением. Набор данных включал данные временных рядов по 53 частотам, охватывающим диапазон от 1 Гц до 10 400 Гц. Магнитометры с индукционной катушкой (ICM) использовались для измерения двух горизонтальных составляющих электрического поля (E_x и E_y) и двух ортогональных составляющих магнитного поля (H_x и H_y). Для измерения электрического поля использовались два комплекта электродов из неполяризуемого хлорида свинца ($Pb-PbCl_2$). Каждое место измерения предварительно замачивалось в воде, чтобы минимизировать контактное сопротивление.

Запись данных производилась в дневное время, при этом каждая станция проводила измерения в течение 35-40 минут. Визуализация исходных данных, проверка качества и обработка проводились с использованием программного обеспечения GSEM-Pros. Обработка включала преобразование данных временных рядов в частотную область с использованием статистического дискретного преобразования Фурье (DFT) в рамках программы GSEM-Pros.

Спектры взаимной мощности, полученные в результате этой процедуры, позволили определить тензор импеданса в зависимости от частоты, что дало представление о размерности и ориентации подземных образований. В целом качество данных на всех обследованных участках было признано удовлетворительным.

4.2. Сбор данных SSIP.

Настройки IP-коллекции с расширенным спектром были разработаны на основе текущих данных о рабочей зоне и заданной глубине исследования. Расстояние от места приёма составляло 40 м.

Максимальная длина отдельного профиля составляет 2 км, но может быть скорректирована в зависимости от особенностей местности. В западной рабочей зоне Гученгху между измерительной линией и точкой питания В, которая находилась за пределами рабочей зоны, существовал вертикальный разрыв в 5 км. Максимальное расстояние для передачи и

приёма сигналов в западной рабочей зоне Гученгху составляло 3 км. Посылаемая волна представляла собой волну с расширенным спектром 5-го порядка, которая состояла из четырёх объединённых частот. Основная частота составляла 1/16 Гц. Параметры измерения включали четыре параметра, связанных с удельным сопротивлением, три параметра, связанных с относительной фазой, и один параметр, связанный с дисперсией частоты.

Получение поля индуцированной поляризации в расширенном спектре потребовало предварительной обработки для получения таких параметров, как кажущееся удельное сопротивление, относительная фаза и дисперсия. Однако эти параметры были сохранены в нескольких двоичных файлах, каждый из которых соответствовал конкретному источнику питания. Важно отметить, что эти файлы не содержали никакой информации о высоте над уровнем моря. Для выполнения инверсии было важно объединить все наблюдаемые значения удельного сопротивления, относительной фазы и дисперсии соответствующей частоты в один файл. Одновременно важными шагами были устранение ошибочных точек данных и включение данных о высоте. Использование последней версии программного обеспечения SipProc может упростить выполнение этих работ.

5. Анализ данных.

Использовали программный пакет МТРу для выполнения анализа данных и визуализации обработанных данных АМТ, которые были обнаружены. Этот анализ был сосредоточен на кривых удельного сопротивления-фазы, размерности и геоэлектрическом простирании участка. МТРу - это библиотека Python для анализа магнитотеллурических данных с открытым исходным кодом, созданная Geoscience Australia.

5.1. Кривые кажущегося удельного сопротивления-фаза и псевдосечения.

Кривые зависимости удельного сопротивления от фазы показывают качество полученных данных АМТ для четырех выбранных репрезентативных станций зондирования. Структура удельного сопротивления исследуемой территории показывает низкое удельное сопротивление на коротком периоде с фазовым углом, асимптотическим, но превышающим 45° , и высокое удельное сопротивление на длительном периоде с фазовым углом ниже 45° . Следовательно, подземные слои в целом можно разделить на неглубокий проводящий слой и глубокий резистивный слой (рис. 5).

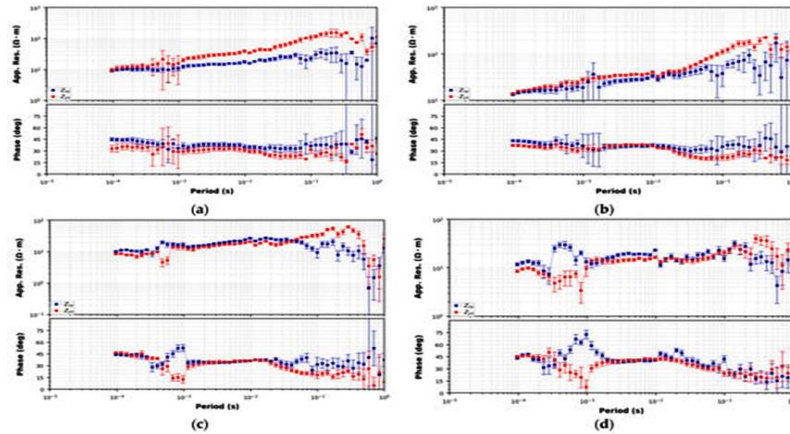


Рис. 5 Наблюдаемые кривые зависимости кажущегося удельного сопротивления от фазы для четырёх станций АМТ: (а) L04-183, (b) L04-193, (c) L04-236 и (d) L04-311.

5.2. Анализ размерности.

Прежде чем проводить инверсию, оценили размерность данных АМТ, чтобы определить, соответствуют ли фазы на определённой частоте, вычисленные тензоры импеданса и кажущееся удельное сопротивление одномерным (1D), двумерным (2D) или трёхмерным (3D) геоэлектрическим структурам. Поскольку гальванические искажения не влияют на фазовый тензор, использовали его для оценки размерности.

Параметр β , известный как угол наклона фазового тензора, необходим для получения подробной информации о сложности и размерности данных АМТ, связанных со структурой недр. Фазовый тензор в 1D имеет круглую форму, что указывает на небольшой угол наклона (β). Фазовый тензор имеет эллиптическую форму при рассмотрении двумерной региональной структуры удельного сопротивления. При анализе двумерной региональной структуры удельного сопротивления фазовый тензор имеет эллиптическую форму. Чтобы получить данные без ошибок, значение β уменьшается до нуля. Фазовый тензор в 3D имеет большие значения β и несимметричен. Также было продемонстрировано, что быстрое боковое смещение основной оси фазового тензора указывает на наличие трёхмерных структур. Как правило, когда β меньше или равно 5° , это приблизительно двухмерная структура. И наоборот, если β больше 5° , то это считается 3D структурой. Поэтому в этом исследовании для определения двумерной структуры используется критерий $|\beta| \leq 5^\circ$.

На рисунке 6 показано псевдосечение анализа фазового тензора вдоль профиля L04. Исследование в основном было сосредоточено на двумерной размерности, но также учитывало трёхмерные воздействия. Почти все станции зондирования испытывали трёхмерные воздействия в течение примерно 10^{-3} с, а также в течение 10^{-1} с и 1 с. Станции в диапазоне от 208U до 223U и от 351U до 371В в большинстве периодов времени подвергались значительному воздействию трёхмерных возмущений.

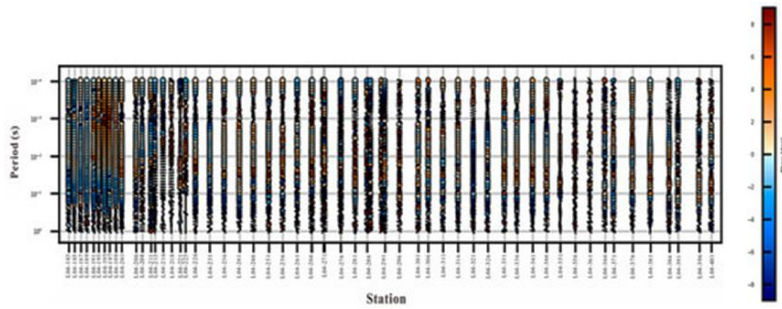


Рис. 6 Эллипсы фазового тензора для геодезической линии AMT L04 в районе Гученг–Яси за все периоды.

Подводя итог, можно сказать, что данные АМТ указывают на значительные значения β , а фазовые тензоры имеют овальную форму, которая не является симметричной. Из-за преобладания двумерных и трёхмерных структур в исследуемой области предпочтительнее использовать двумерную инверсию для данных о детерминантах.

5.3. Оценка геоэлектрического удара.

Геоэлектрическая оценка предоставляет важную информацию для совместной интерпретации геологических данных и данных АМТ. Таким образом, перед моделированием данных АМТ важным этапом является геоэлектрическая оценка. Геоэлектрическая ось определяется предпочтительным направлением потока электрического тока в недрах, которое обусловлено поперечными колебаниями электропроводности на Земле. Геоэлектрическая ось также даёт представление о слоях Земли и их глубинных структурах. В этом исследовании использовались инварианты тензора импеданса (Z) для определения геоэлектрического простирания подземной структуры. Полученные значения простирания представлены на рисунке 7 в виде диаграмм розы ветров за разные десятилетия и все временные интервалы.

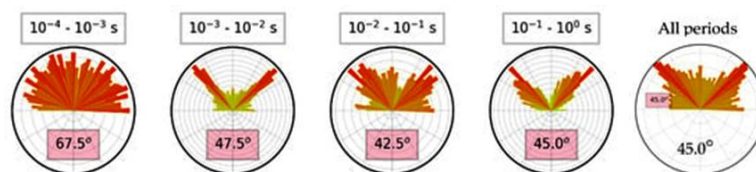


Рис. 7 Многопериодный график подъема геоэлектрического удара, определяемый инвариантами тензора импеданса (Z) за десятилетия и все периоды.

Исходное направление для Севера (N) считается равным 0° , а угол удара измеряется в положительном направлении по часовой стрелке. Диапазон неопределённости полученных значений простирания составляет 90° и простирается от $42,5^\circ$ северной широты до $67,5^\circ$ северной широты. Значения простирания уменьшаются по мере увеличения периода, что указывает на изменение направления с увеличением глубины в исследуемой области. Результаты, полученные за весь временной диапазон (10^{-4} с до 1 с) указывают на четкую траекторию геоэлектрического удара на северо-восток, которая хорошо согласуется с региональной структурой района, в частности с разломом Маоси (показанным на рисунке 2).

6. Двумерная инверсия.

6.1. Аудио-магнитотеллурика.

Процесс инверсии АМТ включает преобразование значений импеданса, определенных в разных местах и на разных частотах, в значения удельного сопротивления в различных пространственных точках. В проекте используется программа инверсии ZondMT2D. Это программное обеспечение известно своей исключительной надежностью в инверсии, возможностями быстрой обработки и точностью.

6.2. SSIP.

Программа инверсии поляризации, используемая для обработки данных расширенного спектра, использовала программное обеспечение инверсии ZondRes2D, созданное МГУ в России. Создатель программного обеспечения более десяти лет сотрудничает с профессором Чен Руджуном из Центрально-Южного университета. На протяжении всего этого партнерства они усердно работали вместе над улучшением методов сбора данных и уточнением характеристик данных, относящихся к поляризации, вызванной расширением спектра. Использование этого метода при разведке полезных ископаемых, проводимой во многих регионах, включая Тибет, Юньнань, Гуйчжоу, Хэнань, Ганьсу и другие, продемонстрировало его надежность и точность. Формат ввода, используемый ZondRes2D, соответствует стандартному формату Res2Dinv, сгенерированному программой SipProc (рис. 8).

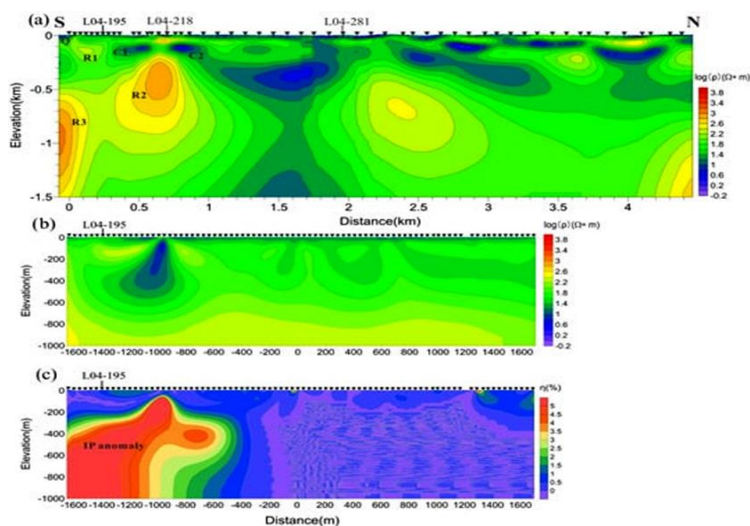


Рис. 8 Результаты двумерной инверсии для данных о (а) удельном сопротивлении АМТ, (б) удельном сопротивлении SSIP и (с) удельной проводимости SSIP.

Набор данных включает множество показателей, включая частоту, местоположение, высоту над уровнем моря, удельное сопротивление, относительную фазу и погрешность, конкретно относящиеся к одной частотной точке. Входной файл инверсии может быть

сгенерирован путем определения параметров для каждой частотной точки при измерении поляризации, вызванной расширением спектра. Программное обеспечение ZondRes2D позволяет инвертировать данные измерений, полученные на различных частотах. Сравнивая результаты инверсии, становится возможным оценить достоверность результатов определения удельного сопротивления и установить тенденции в информации об индуцированной поляризации. Операционные процедуры и настройки, связанные с этим интерфейсом, демонстрируют определенный уровень сложности.

7. Результаты и обсуждение.

7.1. AMT и SSIP

На рисунке 8 показаны 2D-модели удельного сопротивления L04, которые показывают, что электрические структуры района Гучен не имеют расслоения. Мелководная часть профиля AMT (рис. 8а) в целом демонстрирует низкое удельное сопротивление; толщина постепенно увеличивается к северу, и отложения северного разлома в регионе также постепенно утолщаются. В сочетании с региональной геологией делается вывод, что неглубокая зона с низким удельным сопротивлением соответствует чрезвычайно толстому отложению юрско-меловых обломочных пород и покровов вулканических пород. Между южным концом профиля и точкой 236 измерений есть два региона, демонстрирующие заметные аномалии высокого удельного сопротивления. Глубина первой аномалии составляет 500 м от поверхности, она расположена в южной части, достигающей дна профиля. Глубина второй аномалии с высоким удельным сопротивлением составляет от 200 до 800 м ниже точки 218 измерений. Между двумя аномальными структурами существует переходная зона с умеренно-высоким удельным сопротивлением в диапазоне глубин примерно 300-1200 м.

Тело сопротивления R1 расположено между координатами L04-195 и L04-218 на высоте около $-0,5$ км (рис. 8а). Тело сопротивления R2 расположено в пределах литологического состава мраморного известняка между координатами L04-218 и L04-281. В пределах этого пласта мраморного известняка, по-видимому, есть жилы с медной и золотой минерализацией, связанные с телом сопротивления R2. Тело сопротивления R3 также расположено в пределах литологии мраморного известняка, между координатой L04-281 и краем модели, на высоте около $-1,2$ км. Тело сопротивления R3, вероятно, связано с минерализацией свинца и цинка в пределах мраморного известняка. Тело проводимости C1 расположено между координатами L04-195 и L04-218, на высоте около $-0,2$ км. Проводящий корпус C2 расположен между координатами L04-218 и L04-281 на высоте около $-0,5$ км.

Геологическая модель в нижней части разреза предоставляет литологический контекст для резистивных (R) и проводящих (C) тел, выявленных в верхних разрезах. Блок мраморного известняка, обозначенный как “M & LS”, по-видимому, является вмещающей породой для резистивных тел R2 и R3 и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Модели SSIP для линии L04 (рис. 8b, c) соответствуют горизонтальным относительным координатам профиля АМТ 0–3,4 км. Переходная зона на профиле АМТ между телами с высоким удельным сопротивлением характеризуется низким удельным сопротивлением и высокой проводимостью (IP) на профиле SSIP (рис. 8c). Принимая во внимание результаты испытаний АМТ и SSIP, полученные в близлежащем горнодобывающем районе Чатинг, которые были подтверждены бурением, можно сделать вывод, что участок L04 представляет собой гранодиоритовый порфир от южной оконечности до 236-й точки измерения. Эта область является благоприятным местом минерализации, похожим на м-ние Чатинг, поэтому, исходя из всестороннего анализа, область на глубине от 400 до 1200 м в южной части 195-й точки измерения на профиле L04 (рис. 8), расположенной к западу от озера Гучэн.

Если двигаться на север вдоль линии съёмки, то тело с высоким удельным сопротивлением на глубине 500–1000 м в середине профиля АМТ на линии L04 не отражает аномалию поляризации на инверсионном профиле SSIP, и предполагается, что это гранодиорит. Рядом с точкой 281-го измерения есть очевидная зона низкого удельного сопротивления, которая простирается на юг в глубокой части и имеет большую глубину залегания, что позволяет предположить, что это место регионального разлома. Судя по региональным тектоническим данным, области с низким удельным сопротивлением, простирающиеся на север, предположительно представляют собой карбонатные породы и разломы нижнего триаса. В то же время более глубокий участок с умеренным и высоким удельным сопротивлением от точки 281-го измерения на север предположительно представляет собой гранодиоритовый порфир.

Основываясь на наблюдаемой морфологии аномалии высокого удельного сопротивления, можно сделать вывод, что геологическая структура потенциального участка минерализации линии L04 и тестового участка в районе добычи Чатин характеризуются интрузией южного гранодиорит-порфира в северном направлении. Этот процесс вторжения может привести к изменениям, метасоматизму и минерализации в этом районе. В отложениях порфира присутствуют мелкозернистый вкрапленный пирит и мелкозернистый жильный пирит, которые потенциально могут вызывать заметные аномалии индуцированной поляризации (IP).

7.2. Проверка бурением.

Для проверки целевой аномальной области была пробурена скважина (ZK001) на глубину 1201,97 м (рис. 9).

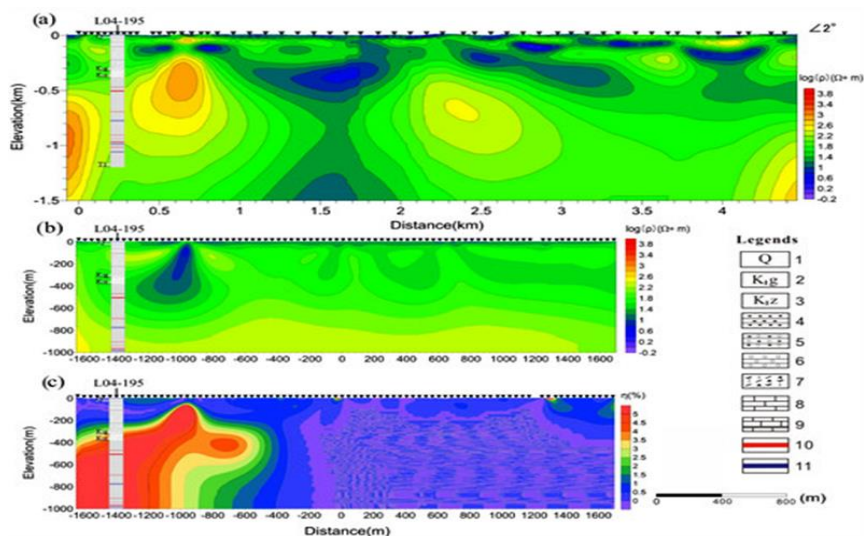


Рис. 9 Результаты проверки бурением по профилю удельного сопротивления АМТ (а); удельного сопротивления SSIP (б) и возможности зарядки (с). 1; Четвертичный период, 2; Формация Ганхэ нижнего мелового периода, 3; Формация Чжунфэнцунь нижнего мелового периода, 4; Аргиллит, 5; Глютинит, 6; Конгломерат, 7; Дацитовая вулканическая брекчия, 8; Известняк, 9; Мрамор, 10; Рудное тело свинца и цинка, 11; Рудное тело меди и золота.

Образцы керн и стратиграфическая колонка буровой скважины ZK001, показаны на рисунке 10.

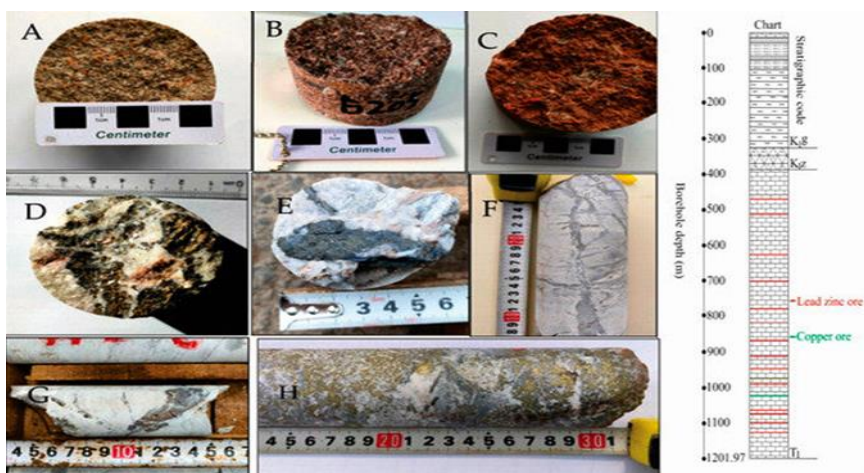


Рис. 10 (А) - 67,72 м крупно- и среднезернистого кварцевого песчаника, (В) - 204,42 м гравийного крупнозернистого песчаника, (С) - 362,18 м измененного риолитового туфа, (D) - массивный сфалерит-галенит на глубине 510 м, (Е) - прожилковый пирит, сфалерит и галенит на глубине 626 м, (F) - жильная пирит-сфалеритовая руда на глубине 976 м, (G) - массивная сфалеритовая руда на глубине 982 м, (H) - массивная халькопирит-галенит-сфалеритовая руда на глубине 1025 м.

В результате бурения была выявлена зона мощного минерализованного доломита, и были обнаружены 13 полиметаллических жил, содержащих медь, свинец, цинк, золото и серебро, с мощностью отдельных жил от 0,15 м до 3,4 м и совокупной мощностью 17,03 м. Лабораторный анализ подтвердил наличие серии рудных тел, в том числе: свинцово-цинкового мощностью 3,40 м со средним содержанием Zn 3,13% и Pb 0,58%; свинцово-цинково-золотого мощностью 1,25 м с содержанием Zn 7,45%, Pb 8,14%, Ag 41,52 г/т, Au 1,29 г/т и Cu 0,16%; свинцово-полиметаллического мощностью 1,20 м и содержанием Pb 0,83%, Zn 0,87% и Au 0,69 г/т;

цинкового мощностью 0,55 м и содержанием Zn 1,75%; медно–золото–свинцово–цинкового мощностью 1,70 м и содержанием Cu 3,53%, Zn 2,03%, Pb 2,45%, Ag 114 г/т и Au 1,60 г/т.

Основная литология в порядке от поверхности следующая: четвертичный слой мощностью около 100 м, K1g - 200 м, K1z - около 100 м и от 400 м до 1201,97 м - мрамор из триаса (T1). Руды меди, свинца и цинка в основном залегают в слое мрамора на глубине от 400 м до 1201,97 м.

8. Выводы.

1. В этом материале представлены новые данные АМТ и SSIP о потенциальном Cu–полиметаллическом оруденении в районе Гучэн-Якси района Гаочунь, Цзянсу, Китай. 2D интерпретация была облегчена за счет независимой инверсии двух наборов данных, что обеспечило выявление минерализации в буровой проверочной скважине.

2. Доказанная Cu-полиметаллическая минерализация на профиле АМТ обнаружена в переходной зоне между двумя структурами удельного сопротивления, относящимися к неминерализованному мрамору. На профиле SSIP минерализованная зона продемонстрировала самую высокую заряжаемость, отличную от зоны зондирования. Рудоносная порода в основном представляет собой массив мраморных пород, в котором минерализация залегает вкраплениями на различных глубинах. Было обнаружено несколько зон с низким удельным сопротивлением и аномалиями слабой заряжаемости, которые, как предполагается, были вызваны разломами, сыгравшими важную роль в процессе минерализации.

3. В этом проекте с использованием новых методов и технологий был достигнут значительный прорыв в поисках скрытых рудных месторождений. Исследование подтвердило, что сочетание этих методов позволяет выявлять рудные и нерудные тела на больших глубинах в провинции Цзянсу.

4. Исследование продемонстрировало успешное применение электрического метода SSIP и электромагнитного метода АМТ для обнаружения нового полиметаллического м-ния скрытого под мощным чехлом.

VI. МОДЕЛЬ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ ПОИСКОВ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ М-НИЙ (рудный район Кулун-Цзяма, Тибетское нагорье) [1].

1. Введение

Медно-порфировые месторождения являются одним из основных мировых источников меди и широко распространены в таких тектонических областях, как Тихоокеанский металлогенический пояс и Тетийский металлогенический пояс. Их запасы и горнодобывающий потенциал доминируют во всем мире. В районе концентрации руд Кулун-Цзяма на Тибетском нагорье, который является типичным регионом Гангского металлогенического пояса, сосредоточены богатые медно-полиметаллические ресурсы. Однако из-за большой высоты над уровнем моря, сложного рельефа и уязвимости экосистем традиционные методы разведки оказываются неэффективными и наносят вред окружающей среде. Китайская инициатива «Спектральная кора» направлена на интеграцию систем спектрального зондирования, работающих в космосе, воздухе, на земле и в скважинах. Однако эффективность этого подхода к поискам ещё предстоит систематически проверять. В этом исследовании этот пробел восполняется за счёт объединения гиперспектральных, мультиспектральных (Landsat-8, Sentinel-2) и полевых данных для создания надёжной модели поисков порфировых месторождений.

Мультиспектральное дистанционное зондирование, например, с помощью спутников Landsat-8 и Sentinel-2, уже давно применяется в геологии и поисках ПИ. Эти датчики особенно эффективны для составления карт литологии регионального масштаба, зон изменений и структурных особенностей, что позволяет получить общее представление о потенциальных рудных районах. Многочисленные исследования показали, что мультиспектральные индексы и соотношения полос могут успешно выделять зоны гидротермальных изменений, помогая проводить поиски в отдалённых и труднодоступных регионах. Однако относительно грубое спектральное разрешение мультиспектральных данных не позволяет различать минеральные ассоциации с незначительными спектральными различиями, что крайне важно для детального минералогического анализа при поисках.

По сравнению с обычными мультиспектральными датчиками, такими как Landsat-8 и Sentinel-2, гиперспектральные датчики предоставляют сотни узких смежных диапазонов, что позволяет различать минеральные комплексы с незначительными спектральными различиями, что крайне важно для поисков в геологически сложных районах. Многочисленные исследования продемонстрировали возможность использования гиперспектральных данных для картирования и поиска изменённых минералов. Например, отражающие спектральные

характеристики типичных изменённых минералов, таких как серицит, хлорит и иллит, были проанализированы с помощью гиперспектральных спутников, в том числе EO-1, EnMAP, GF-5 и ZY1-02D. Кроме того, использование гиперспектральных данных для определения таких характерных параметров, как центр спектрального поглощения и глубина, облегчает анализ спектральных характеристик изменённых минералов в масштабе м-ния. Это позволяет разрабатывать модели индикаторов изменённых минералов, которые отражают интенсивность и этапы эволюции гидротермальной активности, тем самым прогнозируя потенциальные центры минерализации. Недавние исследования показали, что космические гиперспектральные датчики нового поколения, такие как PRISMA, EnMAP и EMIT, способны эффективно отображать минералы гидротермальных изменений и характеризовать химические вариации минералов, связанные с порфировыми высокосульфидными системами. Эти датчики в сочетании с передовыми методами спектрального анализа позволяют определять ключевые зоны изменений в региональном масштабе, в том числе калиевые, пропилитовые и филлитовые ассоциации, и предоставляют ценные данные о процессах эволюции флюидов и минерализации.

Несмотря на то, что гиперспектральное дистанционное зондирование обеспечивает высокое спектральное разрешение, необходимое для точной идентификации изменённых минералов и характеристики гидротермальных процессов, у него всё же есть ограничения с точки зрения пространственного охвата и частоты повторных съёмок, что может препятствовать его применению в обширных или отдалённых регионах. Чтобы преодолеть эти недостатки, в данном исследовании используются взаимодополняющие преимущества мультиспектральных и гиперспектральных данных: мультиспектральные датчики, такие как Landsat-8 и Sentinel-2, обеспечивают широкий региональный охват и частое повторное зондирование, а гиперспектральные датчики предоставляют подробную спектральную информацию, необходимую для распознавания малозаметных минеральных комплексов. На основе этого комплексного подхода была разработана надёжная модель поисков в рудном районе Кулун–Цзяма в пределах Ганьдэйского металлогенического пояса. Модель систематически объединяет геологические данные, аномалии мультиспектрального и гиперспектрального дистанционного зондирования, а также распределение минеральных комплексов, связанных с изменениями, для составления прогнозных карт регионального масштаба и анализа м-ний в сложных и экологически уязвимых районах.

В целом, интеграция мультиспектральных и гиперспектральных данных повышает эффективность регионального картографирования и гиперспектральное дистанционное

зондирование остаётся основным и наиболее эффективным инструментом для детального минералогического анализа и крупномасштабных поисков. Таким образом,

В этом исследовании используются преимущества обоих типов данных, но особое внимание уделяется гиперспектральным как основе для создания точной и надёжной системы поисков, обеспечивающей научную и техническую поддержку «зелёной» поисковой технологии в западном Китае и способствующей реализации инициативы «Спектральная кора».

2. Обзор исследуемой области и методология.

2.1. Геологическое строение.

Рудный район Кулонг–Цзяма расположен в пределах восточного сегмента металлогенического пояса Гангдэзе Cu, Mo, Pb, Zn, Au, Fe, который является частью Тетико–Гималайской металлогенической области — провинции, имеющей мировое значение по порфировому оруденению. Он находится в пределах системы дуг и бассейнов Ладакх — Гандха и магматической дуги Ладакх — Южный Гандха — Нижний Заю III порядка.

Региональная стратиграфия преимущественно состоит из серий вулканогенно-осадочных пород пассивной континентальной окраины. К ним относятся верхнетриасовая формация Майлонгган, средне-нижнеюрская формация Йеба, верхнеюрские формации Кусангвенцюань и Дуодигоу, а также нижнемеловые формации Линьбуцзун, Чумулун и Талонгла. Наиболее распространены юрские и меловые породы.

Региональная структурная тенденция в основном направлена с востока на запад. Сюда входят крупные трансграничные разломы, простирающиеся с востока на запад и образовавшиеся в результате столкновения и сжатия северной и южной плит. Кроме того, присутствуют структуры, простирающиеся с северо-востока на юго-запад и с северо-северо-востока на юго-юго-восток, характеризующиеся тектоникой растяжения, связанной с тектоническими переходами, а также кольцевые структуры, связанные с магматической активностью и термальными куполами.

Рудный район Кулонг: обнажённые пласты относятся к среднеюрской формации Йеба, состоящей из среднекислых лав и пирокластических пород, перемежающихся с кристаллическим известняком, серицит-кварцевым сланцем и хлорит-серицит-кварцевым сланцем. Снизу-вверх литологическая последовательность включает вулканическую брекчию, вулканическую лаву, туф, туф-брекчию и карбонатные породы. Мелкие разломы, в основном длиной менее 1 км и шириной 1–15 м, в основном развиты в северных пирокластических породах. В этом районе встречается широкий спектр интрузивных пород, в том числе кварцевый диорит, гранодиорит, биотитовый монцогранит, гранодиоритовый порфир,

монцогранитовый порфир, диабазовый порфир, диоритовый порфир, кварцевый порфир и андезитовый порфир. Они встречаются в виде даек и апофизов, образуя сложную вулкано-магматическую систему. Гидротермальные изменения проявляются в виде концентрических кольцевых зон, расположенных вокруг сложной интрузии, что отражает несколько фаз интрузии и перекрывающиеся зоны изменений (рис. 1).

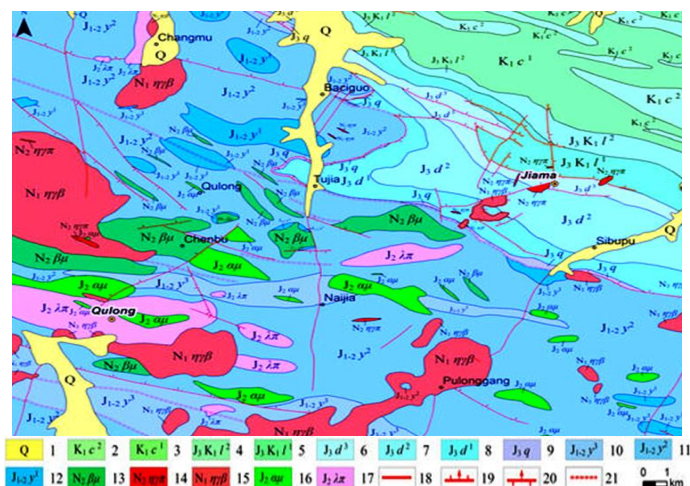


Рис. 1 Геологическая карта рудного района Кулун–Цзяма. 1—Четвертичные отложения; 2—Второй элемент формации Чумулунг: мелкозернистый кварцевый песчаник, алевролит, сланец; 3—Первый элемент формации Чумулунг: литический кварцевый грейвакк, алевролит; 4—Второй элемент формации Линбузонг: сланец, алевролит, мелкозернистый кварцевый песчаник; 5—Первый элемент формации Линбузонг: алевролитовый сланец, глинистый алевролит; 6—Третий элемент Дуодигоу Формация: алевролитовый сланец, глинистый алевролит; 7—Второй элемент формации Дуодигоу: порошкообразный кристаллический известняк, микритный известняк, глинистый известняк; 8—Первый элемент формации Дуодигоу: редкий известняк, микритный известняк, сланец; 9—Формация горячих источников Кесанг: базальный конгломерат, песчаный конгломерат, крупнозернистый песчаник; 10—Третий элемент формации Йеба: туфообразный дацит, туф, глинистый известняк, сланец, туфообразный песчаник; 11—Второй элемент формации Йеба: риолитовый кристаллический туф, дацит, андезит, кристаллически—стекловидный туф, туф; 12—Первый элемент Йебской формации: туфовидная вулканическая брекчия, агломерат, туф, содержащий вулканическую брекчию; 13—плиоценовый диабазовый порфирит; 14 — порфировый монцонитовый гранит плиоценового периода; 15 — биотитовый монцонитовый гранит миоценового периода; 16 — андезитовый порфирит позднеюрского периода; 17 — риолитовый порфирит позднеюрского периода; 18 — разлом неизвестной природы; 19 — нормальный разлом; 20 — обратный разлом; 21 — зона хрупко-пластичного сдвига.

Рудный район Цзяма: обнажённые пласты в основном состоят из верхнеюрской формации Дуодигоу, нижнемеловой формации Линьбуцзун и незначительных четвертичных отложений. Рудные тела залегают между формациями Дуодигоу и Линьбуцзун. Магматические породы встречаются в основном в виде апофизов и даек, в том числе гранит-порфиры, биотитовые монцогранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, диорит-порфиры, диориты, лампрофиры спессартита, роговообманковые диабазы и кварцевые габбро. В структурном каркасе преобладают покровно-обломочные системы, представленные покровом Цзяма-Каджунго и обломком Туншань. Межпластовые разломы и контакты интрузий с вмещающими породами служат основными рудовмещающими структурами, определяющими зональность и обогащение минерализации. М-ние Цзяма представляет собой

металлогеническую систему «четыре в одном», включающую в себя глубоко залегающие скрытые рудные тела медно-молибденового порфирового типа, полиметаллические рудные тела медного типа в межслойных и контактных зонах, медно-молибденовые «роговики» в неглубоких системах трещин и самостоятельные рудные тела с золотом в периферийных структурах. Гидротермальные изменения характеризуются вертикальной стратификацией, латеральной кольцеобразностью и многоступенчатым наложением друг на друга калиевых, пропилитовых, серицитовых и каолинитовых зон, что отражает сложную гидротермальную эволюцию и многократное пополнение флюидов.

2.2. Обработка ДДЗ.

ДДЗ, использованные в этом исследовании, включали мультиспектральные данные со спутников Sentinel-2 и Landsat 8, а также гиперспектральные данные с усовершенствованного гиперспектрального датчика (AHSI) спутника GF-5.

Предварительная обработка включала преобразование в коэффициент отражения поверхности уровня 2A с помощью процессора Sen2Cor, который выполняет радиометрическую калибровку, атмосферную коррекцию и маскирование облаков. Также была применена коррекция перистых облаков, а изображение было орторектифицировано на основе 30-м цифровой модели рельефа SRTM для обеспечения точной геолокации. Для дальнейшей обработки были сохранены выбранные полосы, имеющие значение для геологического анализа. Для получения коэффициента отражения поверхности (Level-2SP) была проведена предварительная обработка с использованием кода Landsat Surface Reflectance Code (LaSRC), который включает радиометрическую калибровку, атмосферную коррекцию, обнаружение облаков и теней с помощью алгоритма Fmask и геометрическую коррекцию. Для последующего анализа использовались полосы, соответствующие видимому, ближнему инфракрасному и короткому инфракрасному диапазонам. Исходный набор данных GF-5 AHSI содержал 330 каналов. Предварительная обработка включала радиометрическую калибровку, атмосферную коррекцию с использованием модели FLAASH [23], удаление шумов и ортофотопривязку с использованием цифровой модели рельефа высокого разрешения. Для дальнейшей обработки были отобраны 300 полос, включая подмножество полос, спектральную передискретизацию и нормализацию изображений [24,25].

Все предварительно обработанные наборы данных были приведены к общей системе координат (WGS84 UTM Zone 46N), чтобы обеспечить пространственное выравнивание для последующего анализа, включая картирование изменений и поиски оруденения.

2.3. Методы картирования изменённых минералов

Используя отличительные особенности мультиспектральных и гиперспектральных данных, в этом исследовании применили два основных алгоритма для картирования изменённых минералов: анализ главных компонент (PCA) и спектральный картограф (SAM).

2.3.1. Анализ главных компонент (PCA)

Анализ главных компонент (АГК), также известный как преобразование Карунена — Лозва, представляет собой ортогональное линейное преобразование. Оно снижает междиапазонную корреляцию, сохраняя общую дисперсию данных, и позволяет получить набор линейно некоррелированных главных компонент (ГК), каждая из которых содержит различную полезную информацию. АГК широко используется для уменьшения размерности и повышения информативности мультиспектральных данных. Благодаря этому свойству он широко применяется для извлечения информации об изменениях, связанных с различными типами оруденения. Для мультиспектральных данных, таких как Sentinel-2 и Landsat 8, PCA эффективно извлекает спектральные особенности, связанные с изменяющимися минералами, устраняя избыточную информацию между диапазонами.

Цель метода главных компонент — найти линейное преобразование, которое преобразует исходную матрицу X в новую матрицу данных Y , максимизируя дисперсию данных в новой системе координат. Основной принцип выражается следующим образом:

$$Y = XW$$

где X — исходная матрица, W — матрица преобразования, состоящая из собственных векторов ковариационной матрицы, а Y — выходная матрица главных компонент.

В этом исследовании выбранные главные компоненты были интерпретированы на основе их собственных векторных нагрузок и характеристик пространственного распределения, чтобы выделить различные типы гидротермальных изменений. В частности, метод главных компонент был использован для уточнения и разграничения информации об изменениях, связанных с окрашиванием железом, гидроксильными изменениями, калиевыми изменениями, силификацией, серицитизацией, каолинизацией, пропилитными изменениями и карбонатизацией. Главные компоненты с сильными положительными или отрицательными нагрузками, соответствующими диагностическим спектральным полосам этих типов изменений, были сохранены и проанализированы дополнительно. Информация об изменениях, полученная с помощью метода главных компонент, позволила эффективно улучшить визуализацию в региональном масштабе и предварительно выделить зоны изменений, которые впоследствии были уточнены и подтверждены с помощью классификации гиперспектральной камеры Spectral Angle Mapper и полевых наблюдений.

2.3.2. Спектральный углемер (SAM)

Спектрально-угловой картограф — это усовершенствованный метод анализа данных гиперспектрального дистанционного зондирования. По сути, это метод классификации, основанный на спектральном сопоставлении. Алгоритм SAM рассматривает спектр каждого пикселя изображения как вектор в многомерном пространстве и измеряет спектральное сходство, вычисляя угол между этими векторами. Меньший угол указывает на большее спектральное сходство и более высокую вероятность принадлежности к одному и тому же типу материала. Таким образом, неизвестные пиксели можно классифицировать на основе величины этого спектрального угла. Обобщённый косинус спектрального угла определен следующим образом:

$$\theta = \arccos \frac{X \cdot Y}{|X| \cdot |Y|}$$

В этом исследовании метод спектрального анализа был применён к гиперспектральным данным GF-5 для выявления минералов, связанных с изменениями. Эталонные спектры были выбраны из стандартной библиотеки спектров минералов Геологической службы США. Классификация методом спектрального анализа проводилась с использованием порогового значения спектрального угла для обеспечения надёжного спектрального соответствия, а пиксели, превышающие пороговое значение, исключались из классов минералов. Извлеченные минералы изменения были сгруппированы в несколько репрезентативных категорий, включая оксиды и гидроксиды железа (например, продукты изменения пирита и лимонит), минералы, содержащие калий (например, калиевый полевой шпат и ортоклаз), филлосиликаты (например, биотит и серицит), глинистые минералы (например, каолинит и иллит), карбонатные минералы (например, кальцит и доломит) и сульфатные минералы (например, алунит и гипс), а также другие гидротермальные минералы, такие как турмалин и серпентин. Впоследствии эти минеральные комплексы были объединены для характеристики различных типов гидротермальных изменений, что послужило основой для зонального анализа изменений и дальнейшей проверки.

3. Анализ региональных металлогенных факторов.

3.1. Характеристики линейных и кольцевых структур.

Предыдущие исследования показали, что линейные и кольцевые структуры тесно связаны с рудообразующими и рудоконтролирующими геологическими процессами, которые обеспечивают пути миграции, источники материала и тепловую динамику для минерализации. Снимки Sentinel-2, отличающиеся высоким разрешением, позволяют чётко отобразить

различную геологическую информацию и особенно удобны для интерпретации различных структурных особенностей. Поэтому для интерпретации линейных и кольцевых структур в пределах исследуемой территории были выбраны снимки Sentinel-2. Сначала были выбраны полосы 12, 8 и 2 на изображении Sentinel-2 для создания композитного изображения в псевдоцветах (RGB). Затем были применены процентное растяжение, обрезка, усиление границ и фильтрация верхних частот для улучшения линейных и круговых характеристик изображения, в результате чего была получена карта распределения линейно-круговых структур в исследуемой области (рис. 2).

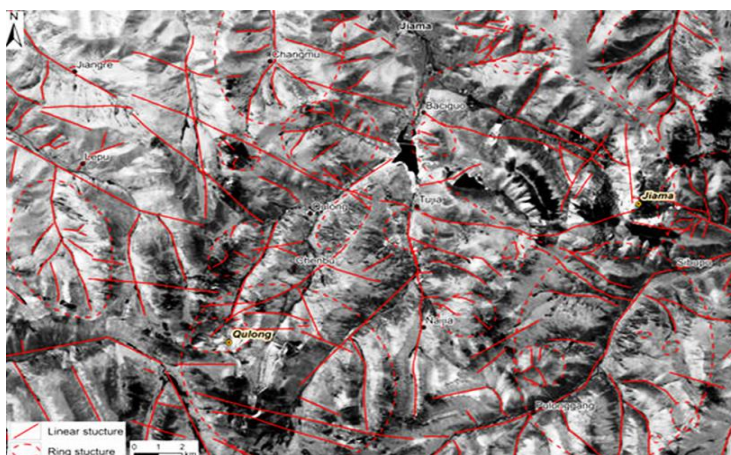


Рис. 2 Линейные и кольцевые структуры в исследуемой области (Sentinel-2, диапазон 11).

В пределах рудного поля хорошо развиты линейные структуры. Разломы в основном простираются в северо-восточном и северо-западном направлениях. В центральной части м-ния Кулун сформировались две зоны пластического сдвига, простирающиеся почти в юго-западном направлении, при этом зона пластической деформации сдвига Цюцзямоуо контролирует северную границу рудного тела. Линейные структуры вокруг м-ния Цзяма в основном представляют собой разломы, простирающиеся в северо-западном направлении, которые контролируют распределение рудных тел, простирающихся в северо-западном направлении. В пределах рудного поля широко развиты кольцевые структуры. Они демонстрируют структурные особенности вблизи известных месторождений полезных ископаемых, таких как Цзяма и Цюлун, и в значительной степени соответствуют простиранию пластов. Предполагается, что они контролируются региональными разломами и напрямую связаны с внедрением магматических пород, представляя собой топографические и геоморфологические проявления, вызванные среднекислыми интрузиями.

3.2. Картирование гидротермально-метасоматических изменений.

На рисунке 3 показана информация о мультиспектральных изменениях минералов, полученная из данных Sentinel-2 с помощью анализа главных компонент (PCA), при этом в

качестве базового изображения используется канал B11. Были выявлены и интерпретированы ключевые спектральные характеристики пород, изменённых железом, гидроксидом, калием, кремнезёмом, серицитом, пропилитом и карбонатами, в контексте региональной геологии. Результаты извлечения информации о мультиспектральных изменениях указывают на то, что в исследуемой области наблюдаются значительные аномалии изменений, пространственное распределение которых тесно связано с расположением оруденения (рис. 3).

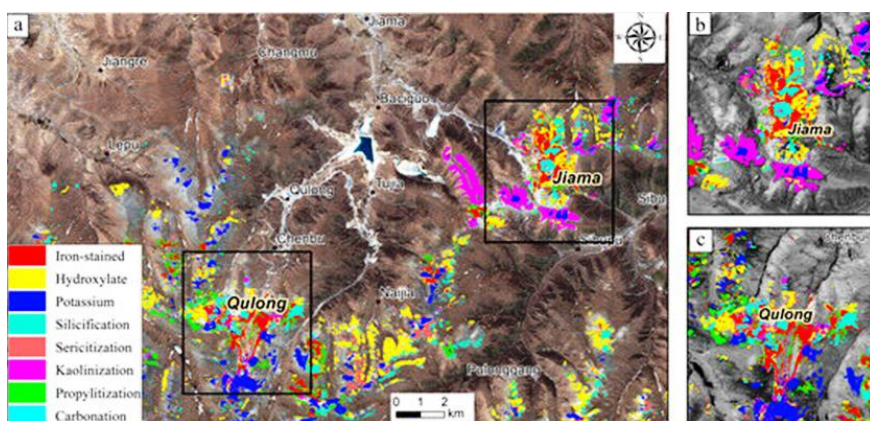


Рис. 3 Результаты картирования изменений с помощью Sentinel-2: (a) по всей исследуемой территории; (b) в районе Цзяма; (c) в районе Цюлун.

Центры концентрации этих аномалий строго соответствуют пространственному расположению рудных тел. На м-нии Кулун аномалии, связанные с железистыми изменениями, имеют полосчатую структуру, простирающуюся почти с востока на запад, в то время как аномалии Цзяма имеют осевую ориентацию с севера на юг. Гидроксидированные аномалии проявляются в виде пятен, наложенных на аномалии, связанные с железистыми изменениями, и образуют заметные центры изменений. Аномалии калиевых изменений в основном сосредоточены в массивных скоплениях вокруг рудных тел скарнового типа на месторождении Кулун, при этом на м-нии Цзяма таких аномалий не наблюдается. Аномалии силификации распределены полосами с востока на запад по периферии месторождения Кулун, в то время как их пространственное распределение на м-нии Цзяма тесно связано с поверхностной силифицированной покрывкой.

В пределах исследуемой территории широко развиты процессы серицитизации, в основном сосредоточенные в центральной части рудного района, Пропилитизация имеет кольцевое (радиальное) распределение во внешней зоне контакта и окружающих породах. Карбонатизация, помимо площадных скоплений в пределах м-ний, в основном встречается в известняковых и мраморных пластах формации Дуодигоу, окружающих м-ние Цзяма.

На м-нии Кулонг железистые изменения в основном накладываются на зоны серицитизации и каолинизации, частично перекрываясь с зоной пропилитизации. Характеристики зон

изменений показывают чёткую последовательность от центра интрузии к периферии: калиево-кремнистая зона → зона серицитизации–каолинизации → зона пропилитизации–карбонатизации. Эта модель зональности соответствует модели зональности «монцонитового типа» и хорошо согласуется с установленными моделями зональности изменений на м-ниях.

Система изменений на м-нии Цзяма демонстрирует чёткую пространственную дифференциацию: серицитизация в основном развивается в зоне контакта между обломочными породами формации Линьбуцзун и телом порфира, сопровождаясь обширной силицификацией и филлитовым изменением как во внутренней, так и во внешней контактных зонах. Пропилитовое изменение в основном происходит в роговиках и мраморе внешней контактной зоны. Результаты интерпретации в значительной степени согласуются с характеристиками пространственного распределения глинистых и филлитовых минералов, что подтверждает типичную последовательность зон изменений в районе Цзяма: филловая зона → глинистая зона → пропилитовая зона. Такая последовательность зон изменений тесно связана с тектонической и магматической активностью, а также с характеристиками вмещающих пород в районе, что ещё раз подтверждает надёжность результатов извлечения информации об изменениях с помощью ДЗ.

3.3. Гиперспектральная информация о минералах.

Используя данные GF-5, методом спектрального углового отображения (SAM) были извлечены 33 типа изменяющихся минералов, включая пирит, лимонит, гетит, лепидокрокит, гематит, ярозит, К-полевошпат, санидин, микроклин, адулярий, альбит, биотит, кварц, серицит, мусковит, кальцит, доломит, родохрозит, эпидот, хлорит, алунит, пирофиллит, диккит, каолинит, монтмориллонит, иллит, ангидрит, гипс, гроссуляр, андрадит, антигорит, турмалин и халцедон. Эти минералы-спутники в основном распространены в юго-западной и восточной частях исследуемой территории и встречаются преимущественно в виде массивных и полосчатых образований. В целом аномалии разбросаны по разным местам, а вокруг известных центров минерализации наблюдается выраженное наложение минералов. Пространственное распределение этих минералов отражает чёткую последовательность гидротермальной эволюции от высокотемпературных до низкотемпературных зон изменения, формируя отчётливые концентрические зоны и наложения, связанные с м-ниями Кулун и Цзяма (рис. 4-6).

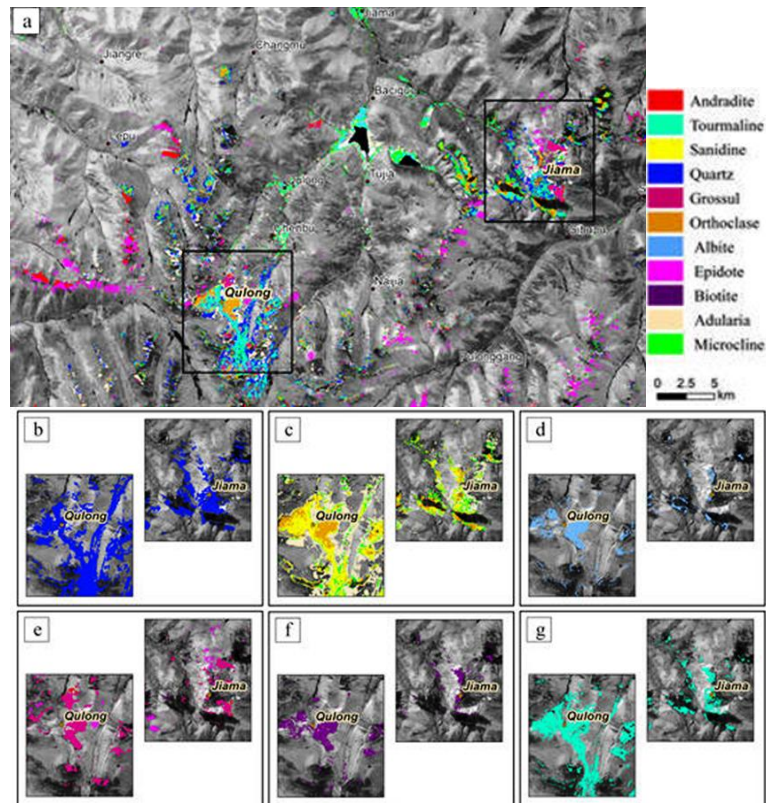


Рис. 4 Результаты картирования измененных минералов GF-5: (а) пространственное распределение типов изменений; (b) окремнение (кварц); (с) изменение калия (К-полевой шпат: ортоклаз, адулярий, санидин и микроклин); (d) альбитизация; (е) скарны (андрадит, гроссуляр, эпидот); (f) биотизация; (g) турмалинизация.

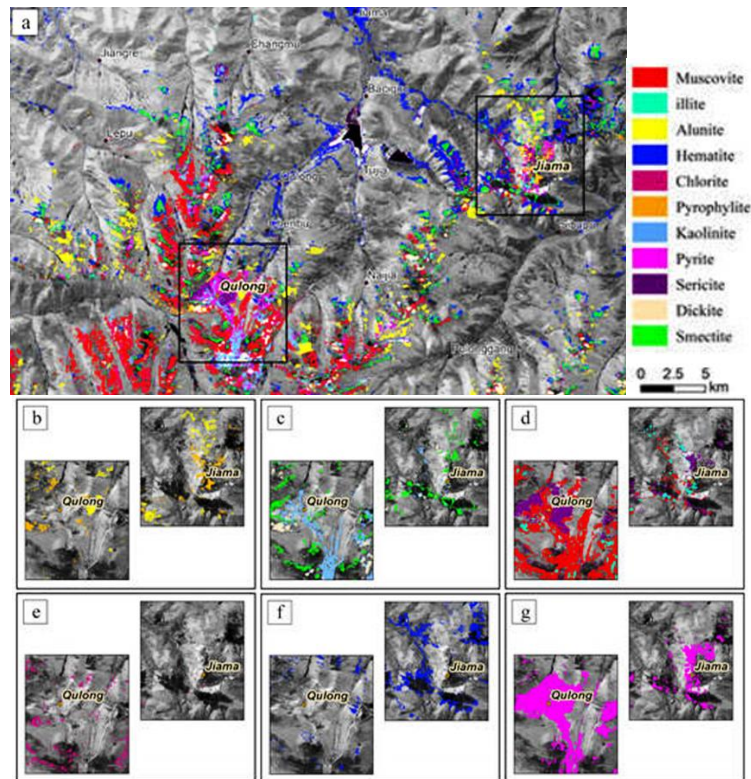


Рис. 5 Результаты картирования измененных минералов GF-5: (а) пространственное распределение зон изменений; (b, c) глинистость (пирофиллит, alunite, каолинит, диккит и монтмориллонит); (d) серицитизация (мусковит, серицит и иллит); (е) пропилитизация (хлорит); (f, g) ожелезнение (гематит, пирит).

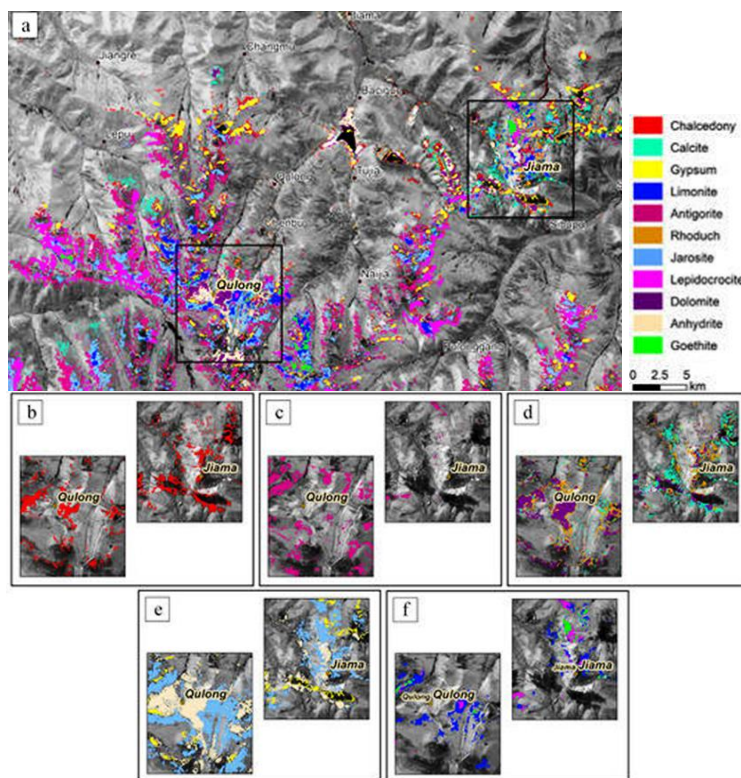


Рис. 6. Результаты картирования изменённых минералов GF-5: (а) карта пространственного распределения; (б) окремнение (халцедон); (с) серпентинизация (лизардит); (d) карбонатизация (доломит, кальцит и родохрозит); (е) сульфатизация (ангидрит, гипс и ярозит); (f) ожелезнение (гётит, лимонит и лепидокрокит).

3.3.1. Высокотемпературное изменение ($>300\text{ }^{\circ}\text{C}$)

Ключевые минералы, в том числе андрадит, грозуляр, биотит, турмалин и калиевые альтернанты (калиевый полевой шпат, санидин, микроклин и адулярия), встречаются в основном в виде массивных или полосчатых скоплений, окружающих минерализованные центры в обоих месторождениях (рис. 4). Эпидот образует отчётливую полосу вдоль юго-западной границы, обозначая внешнюю границу высокотемпературной зоны.

3.3.2. Изменение при промежуточных температурах (200–300 $^{\circ}\text{C}$)

На обоих м-ниях широко развито филлитовые изменения с преобладанием серицита, кварца и пирита, при этом минералы частично перекрывают друг друга (рис. 5). Мусковит и хлорит образуют массивные или полосчатые зоны, а альбит и иллит сильно перекрывают друг друга. Пирофиллит, диккит и каолинит встречаются локально в зонах перехода от среднетемпературных к низкотемпературным.

3.3.3. Низкотемпературное изменение ($<200\text{ }^{\circ}\text{C}$)

Халцедон, антигорит и карбонатные минералы (доломит, кальцит и родохрозит) широко распространены в дистальных зонах (рис. 6). Ангидрит концентрируется вблизи гидротермального ядра, а алунит, гипс, лимонит и гётит встречаются в виде отдельных или

массивных скоплений на границах системы, что указывает на кислотные или суперогенные изменения на поздней стадии.

На минерализованном участке Кулонг минералы-реликты образуют смешанную зонально-полосчатую структуру. Высокотемпературные калиевые изменения распространяются на юг с сильным наложением турмалина и кварца, в то время как филлитовые и грейзенизированные комплексы занимают обширные зоны средних температур. Низкотемпературная каолинизация, карбонатизация и халцедонизация происходят по краям, сопровождаясь зональным образованием биотита, хлорита, антигорита и локального ангидрита.

В Цзяме интенсивность изменений уменьшается по мере удаления от сильно изменённого ядра, содержащего турмалин, калиевые и филлитовые изменения, ангидрит, монтмориллонизацию и карбонаты. Эти минералы образуют полудугу, простирающуюся с северо-востока на юго-восток, и переходят в низкотемпературные карбонаты и халцедон. Высокотемпературные маркеры, такие как гематит, гроссуляр и антигорит, сосредоточены по периферии, а алунит, халцедон и пиррофиллит встречаются в виде пятен или полос.

В юго-западной части исследуемой территории ореол изменений Кулонга переходит в более широкую кольцевую зону с уменьшающейся интенсивностью в направлении с северо-запада на северо-восток. В центральной дуге преобладают биотит, серицит, ангидрит, калиевые изменения, карбонаты и пирит, в то время как антигорит, каолинизация, гипс, прогрессирующие глинистые изменения и хлоритизация встречаются спорадически по внешним краям.

В совокупности результаты гиперспектрального анализа GF-5 демонстрируют классическую зональность в стиле порфирового оруденения: центральное высокотемпературное калиево-кремнистое ядро, промежуточная филлитовая/аргиллитовая зона и внешний пропиито-карбонатный ореол. Расширение зоны калиевых изменений в Кулонге в южном направлении и многоэтапное наложение в Цзяме свидетельствуют о динамической эволюции гидротермальной системы и её тесной пространственной связи с известными м-ниями полезных ископаемых.

4. Поисковые модели.

4.1. Модель многоспектрального ДЗ.

На основе анализа пространственного распределения различных минералов, образовавшихся в результате гидротермальных изменений, можно выделить типичную для м-ния Кулонг модель зональности гидротермальных изменений, представляющую собой кольцевую зональную структуру пространственной эволюции. В зависимости от характеристик

комплексов, образовавшихся в результате гидротермальных изменений, их можно условно разделить на внутренние, промежуточные и внешние зоны. Зональность изменений от центра интрузии к периферии выглядит следующим образом: калиевое изменение + зона филлитового изменения → пиритовая серицитизация + аргиллитовое изменение + зона пропилитового изменения → пропилитовое изменение + зона карбонатизации, соответствующие внутренней, промежуточной и внешней зонам соответственно (рис. 7, табл. 1).

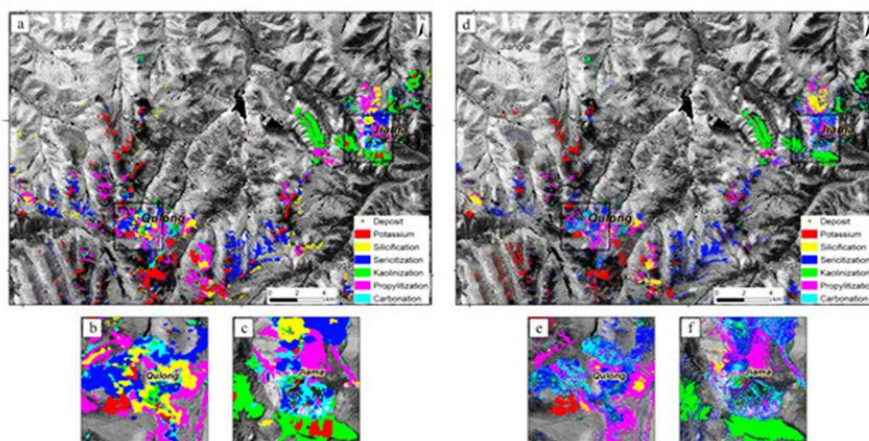


Рис. 7 Распределение аномалий изменений на основе мультиспектральных ДДЗ: (а–с) Landsat-8; (d–f) Sentinel-2.

Таблица 1.

Характеристики зон изменений на м-ниях Кулун и Цзяма.

Feature	Qulong Mining Area			Jiama Mining Area		
Horizontal Zoning	Inner Zone	Middle Zone	Outer Zone	Inner Zone	Middle Zone	Outer Zone
Alteration Assemblage	Potassic + Phyllic Zone	Phyllic + Argillic + Propylitic Zone	Propylitic + Carbonatization Zone	Potassic + Silicification Zone	Phyllic + Argillic Zone	Carbonatization + Propylitic Zone
Intensity	Strong + Moderate	Strong + Moderate + Weak	Strong + Weak	Moderate + Strong	Strong + Strong	Strong + Weak
Location	Porphyry Center → Outward	Outer Contact Zone and Vicinity	Surrounding Rock	Porphyry Center → Outward	Outer Contact Zone and Vicinity	Surrounding Rock

Зона калиевых изменений + зона филлитовых изменений встречается только вблизи центра порфирового тела и образуется в результате взаимодействия флюидов, образовавшихся в результате поздней магматической дифференциации. Эта зона в основном содержит калиевый полевой шпат, кварц, небольшое количество пирита и серицита. Зона пиритовой серицитизации + зона аргиллитовых изменений + зона пропилитовых изменений расположена по периферии зоны калиевых изменений, с относительно размытыми границами между соседними зонами, постепенными переходами и общими явлениями наложения изменений. В основном она характеризуется тесно связанным между собой набором минералов: пиритом, кварцем, мусковитом и каолинитом. В областях этой зоны, расположенных дальше от центра порфирового тела, развивается хлорит.

Зона пропилитизации + карбонизации расположена в самой внешней части рудного района, в основном в экзоконтактной зоне между монцогранит-порфиром/гранодиорит-порфиром и туфом формации Йеба. Для неё характерно большое количество хлорита и незначительное количество кальцита.

М-ние Цзяма демонстрирует те же характеристики зональности изменений, что и м-ние Кулун. Однако из-за многоцентровой комплексной минерализации м-ния Цзяма зональность изменений различается по интенсивности. Зональность изменений от центра интрузии к периферии выглядит следующим образом: зона калиевых изменений + зона силификации → зона пиритовой серитизации + зона аргиллитовых изменений → зона карбонизации + зона пропилитовых изменений, соответствующие внутренней, промежуточной и внешней зонам соответственно (табл. 1).

Среди них зона калиевого изменения + силификации (внутренняя зона) расположена ближе к центру порфирового тела и тесно связана с интрузиями среднего и кислого состава. В этой зоне в основном содержатся кварц, пирит и небольшое количество калиевого полевого шпата. Зона пиритовой серитизации + глинистого изменения (промежуточная зона) расположена по периферии зоны калиевого изменения и характеризуется интенсивным глинистым изменением. Типичные минералы глинистого изменения, такие как иллит и диккит, в основном распространены на участке между рудниками Сяру и Пушуй, а пиррофиллит и каолинит широко распространены на участке Иеглан в северной части м-ния

Зона карбонатизации + пропилитизации (внешняя зона) расположена в самой дальней части горнодобывающего участка, в основном в известняке и мраморе формации Дуйдигоу на периферии горнодобывающего участка, и характеризуется обилием кальцита.

4.2. Модель гиперспектрального ДЗ.

Объединение информации о гиперспектральных изменениях со структурной интерпретацией позволяет выделить типичные особенности поисков медно-порфировых систем в районе Кулун–Цзяма. В порфировых интрузиях образуются характерные минеральные ассоциации, формирующие центральные зоны аномалий. К типичным минералам относятся калиевый полевой шпат, биотит и кварц. Комплексы калиевых изменений (калиевый полевой шпат, ортоклаз, микроклин и адулярия) в основном сосредоточены в центре рудных тел, в то время как обогащение биотитом наблюдается внутри порфировых интрузий и непосредственно рядом с ними, в том числе в северной и северо-западных частях рудных районов Кулун и Цзяма (рис. 8).

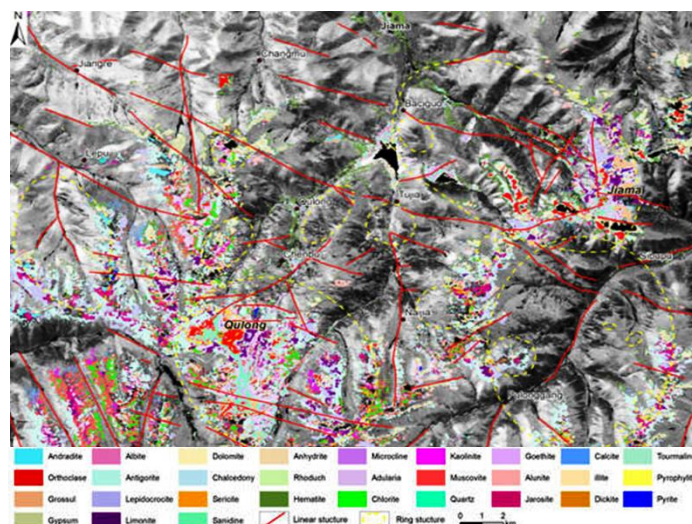


Рис. 8 Интегрированная карта распределения оруденения Кулун–Цзяма (Sentinel-2 в диапазоне B11).

Зоны контакта между порфировыми интрузиями и окружающими их породами представляют собой переходные области со сложными комплексами изменений. В районе Кулонг, где порфировые интрузии проникают в кремнистые породы, такие как вулканический туф, вдоль границ интрузий широко распространены филлитовые изменения и силификация. Эти зоны характеризуются равномерным распределением серицита, кварца и пирита и демонстрируют постепенные пространственные переходы к центру интрузии.

В районе Цзяма комплексы изменений в зонах контактов разнообразны и сильно перекрывают друг друга. Турмалинизация, калиевое изменение и филлитовое изменение обычно происходят одновременно и сопровождаются появлением таких минералов, как ангидрит, монтмориллонит и карбонаты. Эти комплексы изменений образуют плавные или полудугообразные структуры, простирающиеся от центральных зон интрузии.

Во вмещающих породах, расположенных дистально по отношению к рудным телам, интенсивность изменений снижается, и они проявляются в основном в виде пропилитовых комплексов и аномалий, связанных с окрашиванием железом. К типичным пропилитовым минералам относятся хлорит, эпидот и кальцит, которые широко распространены в окружающих породах. Оксиды железа и глинистые минералы встречаются в этих дистальных зонах спорадически и определяют внешнюю границу ореолов изменений. С поисковой точки зрения, пространственная связь зон хлоритово-эпидотовых изменений с периферийными железосодержащими аномалиями является полезным индикатором для определения перспективных участков.

Таким образом, медные м-ния Кулун и Цзяма демонстрируют типичную кольцевую зональность изменений: от центра порфирового тела к периферии последовательно развиваются высокотемпературные калиевые изменения и силификация, среднетемпературные

филлитовые изменения (кварц-серицитовый-пиритовый комплекс) с сопутствующими глинистыми изменениями, а также низкотемпературные пропилитовые изменения и зоны карбонатизации.

На основе характеристик гиперспектральных данных о минеральных изменениях в рудных районах Кулун-Цзяма, а также с учётом геологических условий и металлогенических характеристик м-ний была разработана модель гиперспектральных поисков порфировых руд с учётом таких аспектов, как геологический фон, характеристики изменений и особенности гиперспектральных данных о минеральных изменениях (табл.а 2).

Таблица 2.

Гиперспектральная поисковая модель м-ний порфирового типа в районах Кулун–Цзяма.

	Qulong Deposit	Jiama Deposit
Tectonic Setting	Located on the southern margin of the Gangdese orogenic belt, within an extensional tectonic environment formed during the late-stage collision of the Indian and Eurasian plates.	Located on the southern margin of the Gangdese orogenic belt, within an extensional tectonic environment formed during the late-stage collision of the Indian and Eurasian plates.
Ore-Control Structure	Primarily controlled by the Qulong anticline structure.	Controlled by interlayer dilation structures formed by north-to-south nappe-gliding structures.
Host Stratum	Volcanic rocks of the Upper Jurassic Yeba Formation.	Rocks of the Upper Jurassic Duodigou Formation and the Lower Cretaceous Linbuzong Formation.
Ore-Bearing Intrusion	Biotite monzonitic granite porphyry, granodiorite porphyry, etc.	Granodiorite porphyry, monzonitic granite porphyry, quartz diorite porphyry, etc.
Linear-Circular Structures	Circular structures caused by intermediate-acid intrusions and their intersections with linear-circular structures.	Circular structures caused by intermediate-acid intrusions and their intersections with linear-circular structures.
Multispectral Alteration Mineral (Assemblage) Information	Iron staining and hydroxyl anomalies exhibit an east-west trending zonal distribution; potassic alteration anomalies appear as patchy distributions within the porphyry body; silicification and sericitization show planar distribution within the mining area; propylitization and carbonatization exhibit ring-like zoning in the surrounding rocks.	Iron staining and hydroxyl anomalies are closely associated, with alteration anomaly axes oriented north-south above the copper-polymetallic ore bodies; potassic alteration anomalies are not evident; silicification and sericitization show planar distribution in the northern Zegulang ore block; propylitization and carbonatization are widely distributed in the limestone and marble of the Duodigou Formation.
Hyperspectral Alteration Minerals	Main alteration minerals: potassium feldspar, quartz, muscovite, pyrite, gypsum, chlorite. Near-ore alteration minerals: potassium feldspar, pyrite, quartz, muscovite. Peripheral alteration minerals: jarosite, limonite, chlorite, calcite. Alteration zoning from the center of the intrusion outward: potassic alteration + phyllic alteration zone → phyllic alteration + argillic alteration zone → propylitic alteration + carbonatization zone.	Main alteration minerals: quartz, muscovite, pyrophyllite, kaolinite, calcite. Near-ore alteration minerals: potassium feldspar, quartz, pyrophyllite, pyrite, muscovite. Peripheral alteration minerals: calcite, illite, dickite. Alteration zoning from the center of the intrusion outward: potassic alteration + silicification zone → phyllic alteration + argillic alteration zone → carbonatization zone + propylitic alteration zone.
Alteration Zoning		

4.3. Определение типов изменений на основе полевых и петрографических данных.

4.3.1. Проверка зон изменений в полевых условиях

Систематические полевые исследования, проведённые в окрестностях района Кулонг, обеспечивают независимую проверку типов изменений, выявленных с помощью ДЗ. Как показано на рисунке 9, репрезентативные участки полевых исследований демонстрируют различные типы гидротермальных и контактных изменений.



Рис. 9 Полевая проверка типов изменений: (а) расположение полевых участков; (б) эпидотизированный андезитовый туф; (с) риолит-порфир с пирит-кварц-серицитовыми изменениями; (д) риолит-порфир с пирит-кварц-серицитовыми изменениями; (е) мраморизованный известняк; (ф) каолинизированный биотитовый монцогранит; (г) роговиковый андезитовый туф.

Эпидотизированный андезитовый туф отражает пропилитовое изменение (рис. 9b), в то время как риолит-порфировый гранит, подвергшийся пирит-кварц-серицитовому изменению, местами перекрытому эпидотизацией и хлоритизацией, представляет собой филлитовое изменение (рис. 9c, d). Мраморный известняк свидетельствует о контактном метаморфизме (рис. 9e), а каолинизированный биотитовый монцогранит указывает на аргиллитовое изменение (рис. 9f). Кроме того, роговиковый андезитовый туф свидетельствует о контактном метаморфизме, связанном с интрузивной активностью (рис. 9g). Эти наблюдаемые в полевых условиях комплексы изменений хорошо согласуются с зонами изменений, выявленными на спутниковых снимках. Общее соответствие между полевыми наблюдениями и моделями изменений, полученными с помощью ДЗ, подтверждает, что обнаруженные аномалии изменений отражают реальные геологические процессы, а не спектральные артефакты, и служит надёжным подтверждением достоверности результатов картирования изменений.

4.3.2. Петрографическое подтверждение.

Петрографические исследования репрезентативных образцов, взятых в районах с сильными аномалиями изменения состава, выявили хорошо выраженную серицитизацию, силификацию и аргиллизацию (рис. 10).

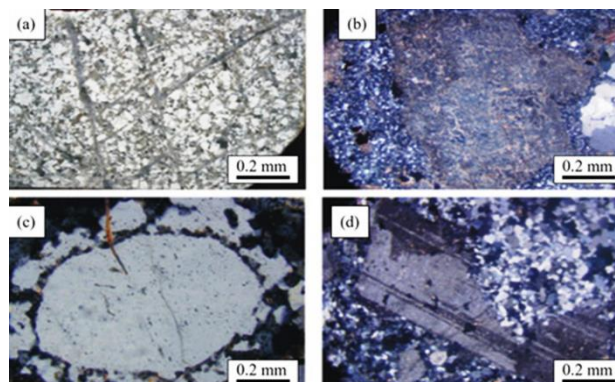


Рис. 10 Микрофотографии гидротермальных изменений: (a) силификация и аргиллизация биотитового монцогранита; (b) силификация, аргиллизация и карбонатизация монцогранитового порфира; (c) вторичные наросты кварца в биотитовом монцограните; (d) замещение полевого шпата кварцем в биотитовом монцограните.

Серицитизация проявляется в повсеместной замене полевого шпата мелкозернистым серицитом, что приводит к заметному изменению матрикса породы. Аргиллизация характеризуется образованием глинистых минералов и частичным разрушением первичной минеральной структуры, что указывает на интенсивное гидротермальное воздействие. Силификация выражается в повсеместном обогащении изменённых пород кремнезёмом, которое обычно происходит в тесной связи с серицитизацией и аргиллизацией. Эти признаки изменения хорошо согласуются с зонами изменений, выделенными с помощью анализа ДДЗ, особенно с областями, которые были идентифицированы как серицитизированные,

силифицированные и аргиллизированные. Согласованность между петрографическими наблюдениями и данными ДЗ о характере изменений пород является независимым подтверждением достоверности карт изменений, составленных с помощью ДЗ.

Полевые исследования предоставляют дополнительные независимые доказательства, подтверждающие результаты ДЗ, полученные при картировании изменений. К типичным стилям минерализации, наблюдаемым в исследуемой области, относятся жильная, штокверковая и вкрапленная сульфидная минерализация, которые пространственно связаны с зонами изменений, выявленными с помощью ДЗ (рис. 11).

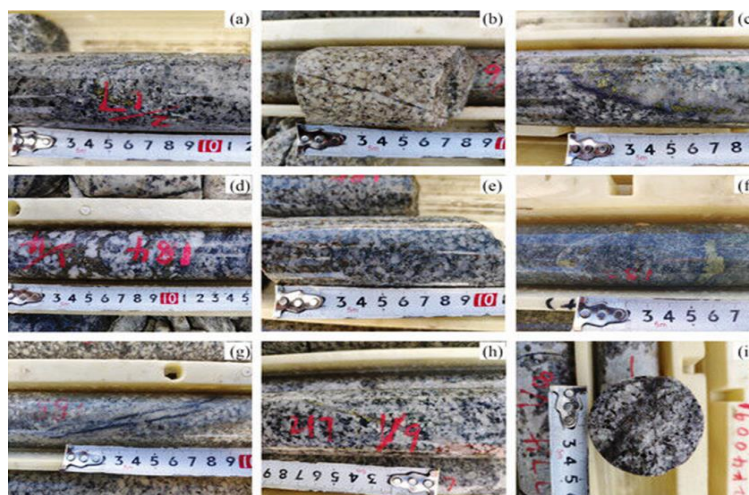


Рис. 11 Фото типов минерализации в кернах исследуемого района: (а) жильная халькопиритовая минерализация в гранодиорите; (б) монцогранит-порфир; (с) окремнение, связанное с молибденит- и халькопиритовая минерализация в гранодиорите; (д) халькопиритовая минерализация штокверкового типа в монцогранит-порфире; (е) рассеянная халькопиритовая минерализация в гранодиорите; (ф) кластеризованная и рассеянная халькопиритовая минерализация в серицитите; (г) жильная молибденовая минерализация в монцограните; (h) жильная халькопиритовая минерализация в гранодиорите; (i) вкрапленная халькопиритовая минерализация в мелкозернистом гранодиорите.

Халькопиритовая минерализация жильного типа обычно развивается в гранодиоритах и монцогранитных порфирах (рис. 11а, h), в то время как вкрапленная и рассеянная халькопиритовая минерализация встречается в гранодиоритах, мелкозернистых гранодиоритах и серицитизированных породах (рис. 11d–f, i). Кроме того, в гранодиорите наблюдается силификация, сопровождающаяся молибденовой и халькопиритовой минерализацией (рис. 11с), а в монцограните локально развита молибденовая минерализация жильного типа (рис. 11г). Эти типы минерализации тесно связаны с кварцево-серицитовым изменением и интенсивной силификацией, что хорошо согласуется с данными дистанционного зондирования.

В целом соответствие между типами изменений, выявленными с помощью ДЗ, петрографическими минеральными ассоциациями и наблюдаемыми стилями минерализации

подтверждает достоверность результатов картирования изменений и демонстрирует, что обнаруженные аномалии изменений имеют чёткое геологическое значение.

5. Обсуждение

5.1. Сравнение применимости гиперспектрального и мультиспектрального ДЗ.

Гиперспектральное и мультиспектральное ДЗ имеют свои особенности и преимущества при извлечении информации о изменениях в порфировых м-ниях, при этом их точность и применимость существенно различаются. Гиперспектральные данные, включающие от десятков до сотен смежных узких диапазонов, могут фиксировать едва заметные особенности спектрального поглощения минералов. Эта возможность позволяет гиперспектральному зондированию выявлять диагностические пики поглощения конкретных минералов (например, поглощение Al-OH в районе 2200 нм для мусковита, поглощение Fe-OH в районе 2250 нм для хлорита), тем самым эффективно различая различные минералы, образующиеся в результате изменений. В отличие от гиперспектрального зондирования, мультиспектральное ДЗ использует лишь ограниченное количество широких полос, каждая из которых охватывает широкий диапазон длин волн, что не позволяет различать уникальные пики поглощения минералов. Таким образом, мультиспектральные данные обычно содержат только обобщённую информацию о группах минералов, например, о «глинистых минералах» или «аномалиях окрашивания железом», но не позволяют определить конкретный тип глинистого минерала или оксида железа.

Таким образом, гиперспектральное ДЗ значительно превосходит мультиспектральное по точности идентификации минералов, образующихся в результате изменений. Это особенно важно для медно-порфировых м-ний, для которых характерно чёткое зонирование изменений, при котором различные минеральные ассоциации, образующиеся в результате изменений, соответствуют температурным и химическим градиентам от внешней зоны к внутренней. Результаты исследования в районе концентрации руды Кулун-Цзяма полностью подтверждают это. С помощью гиперспектральных данных GF-5 было идентифицировано до 33 минералов, образовавшихся в результате изменений, в том числе супергенные минералы с высоким содержанием железа (например, лимонит и гётит, продукты выветривания пирита), мезотермальные минералы, образовавшиеся в результате гидротермальных изменений (например, серицит, хлорит, эпидот, иллит), а также эндогенные гидротермальные минералы и продукты изменений (например, калиевый полевошпат, кварц, мусковит, каолинит, алунит и пиррофиллит). Для сравнения: с помощью мультиспектральных данных Sentinel-2 и Landsat 8 с помощью метода главных компонент можно было выявить только общие аномалии изменений,

такие как области с высокими значениями, указывающие на обогащение оксидом железа или минералами, содержащими гидроксил. Эти мультиспектральные аномалии позволяют быстро определить участки с более высокой интенсивностью изменений в пределах рудного района, но не позволяют различить конкретные типы минералов и их сочетания.

Результаты этого исследования показывают, что в рудных районах сосредоточения медно-порфирового оруденения, таких как Кулун-Цзяма, мультиспектральное ДЗ подходит для быстрого выявления аномалий, связанных с изменениями, в то время как гиперспектральное ДЗ позволяет детально охарактеризовать зональность изменений. Зоны аномалий, выявленные с помощью мультиспектральных данных, часто соответствуют определённым комплексам изменений, выявленным с помощью гиперспектральных данных. Это различие означает, что гиперспектральные данные содержат больше информации и обеспечивают более высокую точность при поисках. Определив конкретные типы изменений, можно установить их соответствие типичной зональности порфировой системы, что позволит более точно определить местоположение минерализованного центра.

Таким образом, мультиспектральное дистанционное зондирование подходит для прогнозирования в региональном масштабе и обладает такими преимуществами, как широкий охват и высокая эффективность. Гиперспектральное ДЗ подходит для детальных поисков и обладает такими преимуществами, как высокая точность диагностики минералов и высокая информативность. Их интеграция может стать прогрессивной стратегией по принципу «сначала региональное прогнозирование, затем детальные поиски и разведка»: сначала используются мультиспектральные данные для быстрого выявления перспективных участков, а затем гиперспектральные данные для детального исследования этих участков с целью получения информации о минеральных ассоциациях и характеристиках зональности.

5.2. Преимущества гиперспектрального ДЗ.

Чтобы оценить уникальность и технические преимущества этого исследования, результаты гиперспектрального картирования изменений в районах Кулун-Цзяма сравниваются с другими соответствующими исследованиями. В первую очередь анализируются такие аспекты, как выявленные типы изменённых минералов, точность пространственного зонирования и глубина построения модели.

Во-первых, что касается разнообразия и спектра идентифицированных минералов, то использование гиперспектральных данных GF-5 позволило идентифицировать 33 минерала, которые охватывают практически все основные минералы от суперогенных до гидротермальных в рамках порфирово-эпитеpмальной металлогенической системы. Такая идентификация широкого спектра минералов относительно редко встречается в существующих

исследованиях. Большинство более ранних работ были посвящены лишь подгруппе минералов. Например, проведя полевые спектральные измерения положения пика поглощения гидроксида алюминия в мусковите, выявлено его систематическое смещение по мере удаления от центра залежи, что позволяет эффективно отслеживать интенсивность гидротермальных изменений. Однако, поскольку речь идёт об одном минерале, этот метод не может в полной мере отразить весь комплекс изменений в рудном районе Цзяма. Аналогичным образом был предложен метод «мусковитового спектрального отпечатка», объединяющий полученные в полевых условиях спектральные характеристики мусковита со спутниковыми гиперспектральными снимками GF-5 для определения областей мусковитовых аномалий с характерными спектральными признаками в макроскопическом масштабе, тем самым расширяя информацию с точечных данных на площадные. Несмотря на то, что эти достижения позволяют получить более глубокое представление о ключевом индикаторном минерале — мусковите, охват видов минералов ограничен и не включает другие сопутствующие минералы, связанные с изменениями. В отличие от этого, в данном исследовании с помощью гиперспектральных данных была получена информация о различных минералах, таких как мусковит, хлорит, иллит, алунит, силикаты и оксиды, что позволило создать более полное изображение зон изменений. Типы минералов, выявленные в ходе этого исследования в районе Кулун–Цзяма, более разнообразны. В частности, была получена информация о выветренных гипергенных минералах (например, лимоните, гётите, ярозите) и некоторых глубинных гидротермальных минералах. Это позволяет расширить карту изменений, включив в неё не только горизонтальное зонирование, но и признаки вертикальной эволюции.

Во-вторых, что касается точности пространственного зонирования, то как это исследование, так и существующие результаты показывают, что гиперспектральное ДЗ позволяет детально определить пространственное распределение ореолов изменений, но точность варьируется в зависимости от методологии и источников данных. Результаты гиперспектрального картографирования, полученные в ходе этого исследования, ясно показывают концентрическую структуру зон изменения минералов от периферии к центру в районах Кулун–Цзяма, и эти аномалии изменений в значительной степени соответствуют известным м-ниям (например, рудным залежам Кулун и Цзяма). Например, зона сильного изменения серицита + оксидов железа совпадает с поверхностной окисленной коркой м-ния Цзяма, хлорито-эпидотовые аномалии окружают периферию известных рудных тел, а зона силификации-калийного изменения охватывает область минерализации на Кулун. Такое соответствие между зонами изменения и объектами поисков указывает на высокую точность пространственного позиционирования в этом исследовании, а полученная информация об

изменении может достоверно указывать на расположение центров минерализации. Точность классификации составила примерно 81,7%. Идентифицированные минералы в основном представляли собой каолинит, иллит и кальцит, которые проявлялись в виде разрозненных аномалий, а не в виде зональной структуры металлогенической системы.

Наконец, что касается глубины построения модели и возможностей прогнозирования, это исследование демонстрирует значительный систематический прогресс по сравнению с предыдущими работами. В большинстве существующих исследований основное внимание уделяется использованию ДЗ для получения информации о самих изменениях, а также относительно простому построению моделей зональности изменений или моделей поисков, часто с наложением аномалий изменений на геологический фон для определения приоритетности целей. В этом исследовании предпринята попытка создать «модель гиперспектральных поисков». На основе определения зон изменения уточнены факторы, определяющие рудоносность, и показатели поиска, интегрируя металлогенические геологические условия. В частности, провели комплексный анализ соответствия данных ДЗ об изменениях рудоносности характерному изменению рудоносности типичных порфировых м-ний. В сочетании с металлогенными геологическими условиями обобщили трёхзонную модель районирования («внутренняя–промежуточная–внешняя») и включили в неё рудоконтролирующие факторы, такие как линейные и кольцевые структуры и зоны контактов, предположив, что области пересечения структур и изменений являются ключевыми участками минерализации. По сравнению с другими моделями, которые основывались на отдельных спектральных параметрах, эта модель обладает преимуществами в плане комплексности и предсказуемости. Хотя в некоторых исследованиях, объединяющих данные из нескольких источников, изучалось совместное применение ASTER, Sentinel-2 и GF-5, большинство из них по-прежнему опираются на эмпирические модели, которым не хватает более универсальной систематической основы. Практический опыт, представленный в этом исследовании, является ценным дополнением для совершенствования моделей ДЗ при поиске порфировых месторождений.

6. Выводы

В этом исследовании использовались мультиспектральные данные Sentinel-2 и Landsat-8, а также гиперспектральные данные GF-5 для извлечения информации об изменениях и линейно-круговых структурах в рудных районах Кулун-Цзяма с помощью анализа главных компонент и метода SAM. Основные выводы таковы:

1. С помощью гиперспектральных данных были успешно идентифицированы 33 типа изменённых минералов. Результаты показывают, что по сравнению с мультиспектральным ДЗ непрерывные узкие полосы гиперспектрального ДЗ позволяют всесторонне изучить диагностические спектральные характеристики изменённых минералов, что обеспечивает более надёжную и точную идентификацию конкретных изменённых минералов.

2. Гиперспектральные спутниковые данные GF-5 позволили эффективно извлечь информацию о минералах гидротермальных изменений на м-ниях Кулун и Цзяма. Это позволило выявить закономерности пространственного распределения минералов изменений в исследуемой области, обобщить характерное для гидротермальных изменений зонирование и эффективно определить центр минерализации.

3. На основе интеграции таких геолого-поисковых показателей, как стратиграфия, литология, структура, изменения во вмещающих породах, а также информация об изменениях, полученная с помощью мультиспектрального/гиперспектрального ДЗ, был проведён комплексный анализ типичных м-ний медно-порфировых руд. Была создана модель гиперспектрального ДЗ для типичных м-ний медно-порфировых руд в рудных районах Кулун–Цзяма, которая может быть использована при поисках аналогичных месторождений.

VII. ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ СУРЬМЫ МЕТОДОМ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БЛОКОВ (провинция Южного Китая) [6].

1. Введение

Метод геохимических блоков может быть эффективным для прогнозирования крупных м-ний. Все запасы металла в геохимическом блоке могут быть рассчитаны в соответствии с распределением содержания элемента в пределах блока, а затем количество потенциальных ресурсов геохимического блока может быть оценено в соответствии с определенной скоростью минерализации. Тесная пространственная взаимосвязь между геохимическими аномалиями и рудными м-ниями является первым требованием к геохимическому блочному методу. Недавние исследования выявили тесную пространственную взаимосвязь между оруденением сурьмы и геохимическими аномалиями. Однако достоверность прогноза ресурсов сурьмы методом геохимических блоков требует дальнейшего изучения.

В Китае выявлено более 5 млн т сурьмы. Почти 90% доказанных запасов были сосредоточены в южном Китае и Тибете. По сравнению с Тибетом, южный Китай отличается более высокой степенью геохимической проработанности. Было проведено геохимическое картирование 76 элементов, охватывающее 2,3 млн. км² южного Китая, и в результате был получен ряд высококачественных данных о Sb. Учитывая это, южный Китай был выбран в качестве целевого района для (1) исследования концентрации и пространственного распределения Sb; (2) изучения взаимосвязи между залежами Sb и геохимическими аномалиями и (3) изучения того, эффективен ли метод геохимических блоков для прогнозирования ресурсов Sb на юге Китая.

2. Обзор м-ний сурьмы на Юге Китая.

На рисунке 1 показаны 446 м-ний Sb, в том числе 2 гигантских м-ния, 28 крупных и 55 средних.



Рис. 1 Распределение м-ний Sb в южном Китае.

Эти м-ния можно разделить на два отдельных пояса: Южно-Китайский и Саныцзянский рудные пояса. Доказанные запасы сурьмы в основном сосредоточены в Южно-Китайском поясе, на долю которого приходится 68% национальных запасов. Большинство крупных месторождений образовалось в яньшаньский период, о чем свидетельствуют многочисленные определения изотопных возрастов отложений Sb (табл. 1).

Таблица 1.

Металлогенический возраст крупных м-ний сурьмы на юге Китая.

Provinces	Deposits	Ages (Ma)	Methods
Hunan	Xikuangshan	124.1 ± 3.7	Calcite Sm-Nd
		156.3 ± 12	Calcite and Stibnite Sm-Nd
		156.29 ± 4.63	Stibnite Sm-Nd
	Banxi	117~156	Zircon (U-Th)/He
		120~130	Zircon (U-Th)/He
		123.8 ± 3.8	Zircon (U-Th)/He
Guizhou	Woxi	144.8	Quartz fluid Rb-Sr
	Qinglong	142~148	Fluorite Sm-Nd
	Banpo	148 ± 13	Calcite Sm-Nd
	Banpo	130.5 ± 3.2	Calcite Sm-Nd
	Banian	128.2 ± 3.2	Calcite Sm-Nd
	Weizhai	126.4 ± 2.7	Calcite LA-ICP-MS
Guangxi	Maxiong	141	Quartz fluid Ar-Ar
	Maxiong	156	Quartz fluid Rb-Sr
	Jianzhupo	103 ± 9.3	Cassiterite LA-ICP-MS
Yunnan	Muli	165	Quartz fluid Ar-Ar

3. Методы и материалы

3.1. Сбор проб и лабораторный анализ

Основной средой для отбора проб были речные отложения (<250 мкм) с плотностью отбора проб 1~2 шт на км². В общей сложности около 3 млн исходных образцов были объединены в 5244 пробы на площади 2,3 млн км². Места отбора проб показаны на рисунке 2.



Рис. 2 Места отбора проб (N = 5244) речных отложений на юге Китая.

Подготовка образцов и химический анализ проводились в центральной лаборатории Института геофизических и геохимических исследований Китайской академии геологических наук. Каждый образец по составу равномерно перемешивали в течение одного часа в смесителе

для образцов, а затем 400 г смешанного образца измельчали до <74 мкм в шаровой мельнице в агатовой банке. Затем взвесили пробу весом 0,25 г для измерения содержания Sb с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Предел обнаружения Sb составил 0,026 промилле. Для контроля качества анализа использовались национальные эталонные образцы (GSS-1, GSD-1a, GSD-9, GSD-10) и лабораторные образцы-копии.

3.2. Геохимическая карта и геохимические блоки Sb

Чтобы показать общее пространственное распределение Sb на юге Китая была создана геохимическая карта обычным методом интерполяции Криге в ArcGIS (версия 10.8, Esri, Редлендс, Калифорния, США). Интервалы определения контуров были установлены на уровне 0-го, 1,5-го, 5-го, 15-го, 25-го, 35-го, 50-го, 65-го, 75-го, 85-го, 90-го, 95-го и 98,5-го перцентилей. Геохимические блоки Sb на юге Китая были выделены на основе этой карты.

Для установления порога выделения геохимических блоков использовались два метода: (1) 85-й перцентиль данных и (2) итеративная обрезка значений выше 3σ до тех пор, пока ни одно значение не превысит это значение, с последующим вычислением $\bar{X} + 3\sigma$ для усеченных данных. Пороговые значения, полученные двумя методами (2,98 против 2,99), были очень близки. Пороговое значение геохимического блока было установлено на уровне 2,98 промилле.

Площадь геохимического блока должна быть больше площади геохимической провинции (1000 км²), чтобы обеспечить достаточный запас рудообразующих материалов. Площадь и среднее содержание Sb в каждом геохимическом блоке были рассчитаны для последующего прогнозирования.

3.3. Потенциальный ресурс Sb, рассчитанный по методу геохимических блоков.

Потенциальные ресурсы Sb (PR_{sb}) каждого геохимического блока были рассчитаны с помощью уравнения:

$$PR_{sb} = Ms \times Mc \quad (1)$$

где Ms - запас металла в геохимическом блоке, а Mc - коэффициент минерализации Sb.

3.3.1. Обеспеченность металлами геохимических блоков

Обеспеченность металлами (Ms) геохимических блоков рассчитывается по уравнению:

$$Ms = S \times \rho \times C \times H \quad (2)$$

где S - площадь (км²) геохимического блока; ρ - плотность породы в геохимическом блоке, которая установлена равной $2,69103 \times 10^9$ т/км³; C - среднее значение Sb (ppm) в геохимическом блоке; и H - гипотетическая глубина залегания.

Одна тысяча метров используется в качестве обычной глубины при разработке м-ний ПИ в Китае. Учитывая, что крупнейшее в мире м-ние Sb Сикуаншань с высокой степенью

геологической изученности, также залегает на глубине 1000 м. Таким образом, гипотетическая глубина разработки (Н) в этом исследовании была установлена равной 1000 м.

3.3.2. Коэффициент минерализации геохимических блоков.

Геохимический блок (Sb-05), где расположено м-ние Sb Сикунаншань, был выбран для расчета коэффициента минерализации Sb в южном Китае. В блоке Sb-05 имеется гигантское м-ние, два крупных и шесть средних. На двух из средних м-ний данные о запасах отсутствуют. Вместо этого использовалось среднее значение руды medium Sb (50 тыс т). Доказанные запасы сурьмы в Sb-05 составляют 2 млн т. Общее предложение металла в блоке Sb-05 составляет 620 млн т (рис. 3).

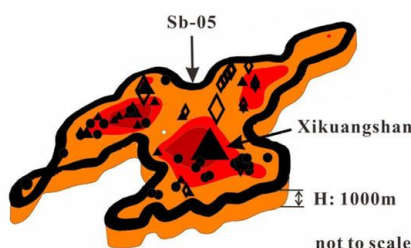


Рис. 3 Схема геохимического блока Sb-05 для расчета коэффициента минерализации (треугольные и круглые символы – м-ния сурьмы, четырехугольные – сурьмяно-полиметаллические м-ния).

Коэффициент минерализации Sb в южном Китае рассчитывается по уравнению:

$$Mc = R/Me \quad (3)$$

где R - накопленные доказанные запасы в блоке. Me - общее предложение Sb в блоке. Коэффициент минерализации рассчитан как 0,32%.

4. Геохимические блоки и потенциальные ресурсы сурьмы на Юге Китая

4.1. Общее статистическое распределение сурьмы в Южном Китае

В таблице 2 представлена статистическая сводка концентраций Sb.

Таблица 2.

Статистика концентрации сурьмы в речных отложениях южного Китая.

Number	Min	25%	50%	75%	85%	97.5%	Max	Mean	SD
5244	0.03	0.62	1.05	1.93	2.98	14.4	290	2.41	7.22

Среднее значение Sb в донных отложениях южного Китая составляет 1,05 ppm, что явно выше, чем в донных отложениях всего Китая (0,69 ppm) и в донных отложениях Европы (0,64 ppm), что указывает на обогащение Sb в южном Китае.

На рисунке 4 показано логарифмически нормальное распределение Sb.

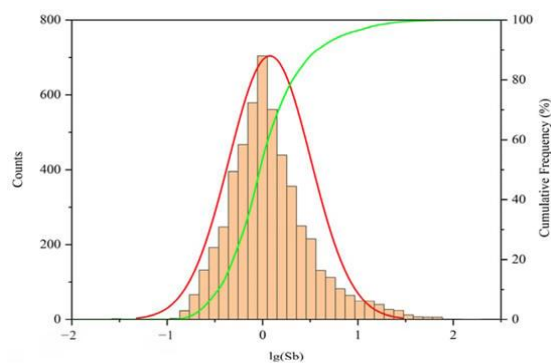


Рис. 4 Гистограмма и кривая кумулятивной частоты концентраций Sb в речных отложениях южного Китая.
(красная линия - кривая логарифмического распределения; зеленая - кривая кумулятивной частоты).

4.2. Пространственная взаимосвязь между геохимическими блоками Sb и м-ниями Sb.

Рисунок 5 показывает пространственное распределение Sb и м-ний. Высокий уровень содержания соответствует богатым запасам на юге Китая. Почти все м-ния Sb расположены в региональных аномалиях. Положительная взаимосвязь между аномалиями и рудными залежами предполагает, что геохимическая съемка эффективна для поисков Sb.

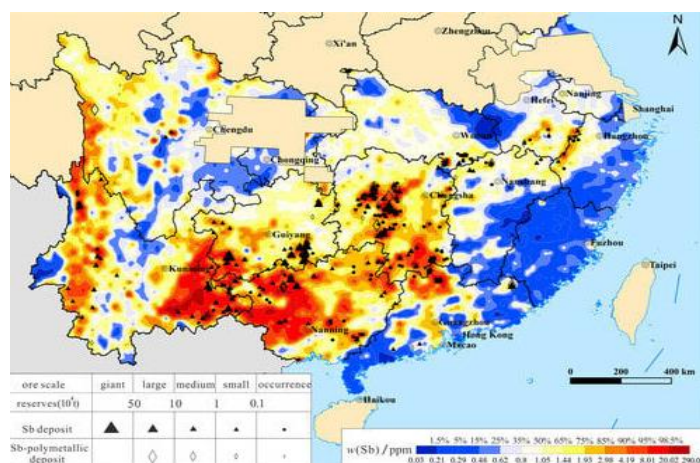


Рис. 5 Карта концентраций сурьмы в речных отложениях южного Китая.

Принимая 2,98 промилле в качестве порогового значения, выделены девять геохимических блоков, и большинство из них имеют три слоя аномальных структур (рис. 6).

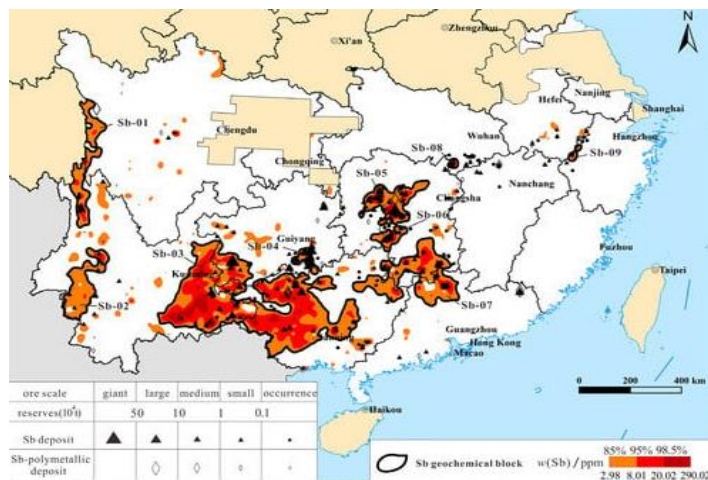


Рис. 6 Распределение м-ний сурьмы в девяти геохимических блоках Sb на юге Китая.

В таблице 3 перечислены количество и доля м-ний Sb, расположенных в геохимических блоках.

Таблица 3.

Количество и процентное соотношение залежей сурьмы разного масштаба в геохимических блоках.

Antimony Reserves (ton)	Number of Sb Deposits	The Number of Sb Deposits Located in Geochemical Block	Percentage
Occurrence	217	144	66%
Small (<10,000)	144	94	65%
Medium (10,000~100,000)	55	41	75%
Large (100,000~1,000,000)	28	23	82%
Giant ($\geq 1,000,000$)	2	2	100%
In total	446	304	68%

В целом, доля увеличивается по мере увеличения размера м-ний. Доля мелких м-ний и проявлений составляет 65% и 66% соответственно. Доля средних увеличивается до 75%. Восемьдесят два процента (23 из 28) крупных м-ний сурьмы расположены в геохимических блоках. Оба гигантских м-ния расположены в центре геохимических блоков.

Исходя из рисунка 6, очевидно, что на юге Китая присутствуют три района сосредоточения руды - центральная Хунань-южная Хунань, юго-восточная Гуйчжоу-северная Гуанси, Дянь-Цянь-Гуй. Кластерное распределение м-ний Sb можно отнести к аналогичным геологическим условиям. Стратиграфические единицы, литологический состав и происхождение материалов м-ний Sb в пределах одного и того же района сосредоточения руды демонстрируют сходство. Тектонический каркас рудообразующих бассейнов, по-видимому, является критическим фактором, влияющим на пространственное распределение м-ний сурьмы. Среди них центрально-Хунаньский рудный район расположен в пределах центрального бассейна Хунань, в то время как юго-восточный Гуйчжоу-северный Гуанси и Дянь-Цянь-Гуйский рудные районы распределены по бассейну Наньпаньцзян-Юцзян. При тектонической эволюции бассейна создаются благоприятные условия для развития крупномасштабной флюидной активности и экстенсивной минерализации, которые способствуют агрегированному образованию отложений сурьмы. Благоприятные геологические условия также порождают крупномасштабные аномалии Sb на юге Китая. В целом, отмеченные факторы указывают на тесную пространственную взаимосвязь между м-ми Sb и геохимическими блоками Sb, особенно для крупных и гигантских объектов.

4.3. Геохимические блоки и потенциальные ресурсы сурьмы на Юге Китая

В таблице 4 перечислены характеристики параметров и прогнозируемые ресурсы сурьмы в девяти геохимических блоках. Общий прогнозируемый ресурс Sb на юге Китая составляет до 22 млн т, что намного превышает доказанные запасы.

Таблица 4.

Местоположение, площадь, среднее содержание Sb, стандартное отклонение, интенсивность аномалий и прогнозируемые ресурсы Sb для девяти геохимических блоков на юге Китая.

Number	Location	Area /km ²	Average Sb Content (ppm)	Standard Deviation (ppm)	Anomaly Intensity	Predicted Resources /10 ⁴ tons
Sb-01	Western Sichuan	23,813	5.68	3.20	5.41	116.5
Sb-02	Southwestern Yunnan	24,294	4.61	1.83	4.39	96.44
Sb-03	Yunnan–Guizhou–Guangxi (Dian–Qian–Gui)	171,247	9.71	6.96	9.25	1432
Sb-04	Southeastern Guizhou	4982	5.51	4.48	5.24	23.63
Sb-05	Central Hunan	23,523	9.81	15.42	9.34	198.7
Sb-06	Southern Hunan	7079	8.44	9.51	8.04	51.48
Sb-07	Hunan–Guangdong (Nanling)	48,747	6.19	4.75	5.89	259.7
Sb-08	Southern Hubei	1196	2.84	6.52	8.80	9.51
Sb-09	Northwestern Zhejiang	1563	4.34	5.50	4.14	5.85

Прогнозируемые ресурсы сурьмы в блоках Саныцзян (Sb-01), Дянь-Цянь-Гуй (Sb-03), центральная Хунань (Sb-05) и Наньлин (Sb-07) составили 91% от общих потенциальных ресурсов. Металлогенический пояс Диань-Цянь-Гуй Sb (Sb-03) и металлогенический пояс центральный Хунань Sb (Sb-05) по-прежнему имеют значительные перспективы для поисков сурьмы. В масштабе провинции большая часть прогнозируемых ресурсов сурьмы сосредоточена в провинциях Хунань, Юньнань, Гуанси и Гуйчжоу (табл. 5).

Таблица 5.

Аномальная зона, среднее содержание Sb и прогнозируемые ресурсы Sb в провинциях Хунань, Юньнань, Гуанси, Гуйчжоу.

Province	Anomalous Area /km ²	Average Sb Content (ppm)	Predicted Resources /10 ⁴ tons
Hunan	52,024	8.44	375.89
Yunnan	112,508	5.41	908.64
Guangxi	110,073	4.72	785.06
Guizhou	28,379	4.76	144.96

1. Блок Sb Саныцзян (Sb-01)

Этот геохимический блок расположен в середине Саныцзянского полиметаллического металлогенического пояса, в котором много крупных полиметаллических м-ний. Площадь аномалии составляет 23,8 тыс км², она демонстрирует очевидную многослойную вложенную структуру. Блок имеет несколько центров концентрации геохимических аномалий (Вэйси, Дэцинь, Бянин, Батанг), на которых обнаружено только одно м-ние Sb средней величины (Симэндуо) и несколько небольших месторождений и проявлений. Рудные тела в основном расположены в среднеюрской формации Хуакайдзуо и верхнетриасовой формации Шичжуншань, а литологический состав в основном состоит из песчаника, известняка, мергеля и конгломерата. Кроме того, некоторые парагенные м-ния сурьмы, такие как серебряно-полиметаллическое Сясай и серебряно-полиметаллическое Гачунь, расположены в геохимическом блоке в провинции Сычуань или вокруг него. Согласно металлогеническим показателям, считается, что потенциальные ресурсы сурьмы составляют 1,2 млн т, что

указывает на многообещающие перспективы дальнейших поисков скрытых рудных тел и парагенных м-ний сурьмы в геохимическом блоке Sb Саныцзян.

2. Юго-Западный Юньнаньский геохимический блок Sb (Sb-02)

Этот геохимический блок распределен по направлению Янби–Вэйшань–Шидянь–Цаньюань. Площадь аномалии составляет 24,3 тыс км². Он расположен на южной оконечности металлогенического пояса Саныцзян и окружен зонами разломов Нюцзян и Цзиншаджян. Обнаружены два м-ния Sb средней величины (Шияньцунь и Биджиашань) и несколько проявлений. Рудоносные пласты в основном представляют собой верхнетриасовую формацию Санхедонг, а литологический состав состоит из карбонатных пород, сланцев, алевролитов, песчаников, сланцеватого известняка. Рудные тела Sb в основном залегают в известняках верхнетриасовой формации Санхедонг и сланцах формации Кулуба. Прогнозируется, что потенциальные ресурсы сурьмы составят 9,6 млн т.

3. Блок Sb Dian–Qian–Gui (Sb-03)

Этот геохимический блок в основном расположен на стыке провинций Юньнань, Гуйчжоу и Гуанси. Это самый большой блок с аномальной площадью 171 тыс км². Этот геохимический блок демонстрирует очевидный многослойный режим минерализации. В регионе насчитывается 91 м-ние Sb, включая 32 крупных и средних месторождения, 59 мелких и пунктов минерализации. Крупные и средние м-ния расположены в девонской формации Пожяо и измененных окремненных породах между верхней и нижней пермью. Общий потенциальный ресурс сурьмы составляет 14,3 млн. т.

Среди всех блоков прогнозируемый ресурс в Sb-03 самый большой. При пороговом значении 8,01 промилле внутри блока можно выделить два субблока (рис. 7).

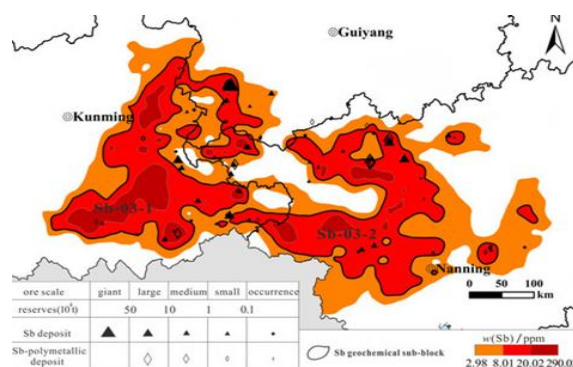


Рис. 7 Блок Sb-03 разделен на два субгеохимических блока при пороговом значении 8,01 ppm.

Среди них субблок Sb-03-1 является крупнейшим, его площадь составляет 42,4 тыс км². Он расположен в восточной Юньнани и юго-западной части Гуйчжоу. В Sb-03-1 выявлено гигантское м-ние (Dachang), а также несколько средних и крупных м-ний, таких как Gulu, Xiaoxiban, Zaojiaoshu и Masongcun, а также множество мелких м-ний. Эти м-ния

разрабатываются в контактном слое между нижнепермскими карбонатными породами и верхнепермскими вулканическими породами. Большая часть м-ний расположена вблизи зон разломов в складчатых поясах. Исследование показало, что существует большой потенциал для прогнозирования ресурсов сурьмы в этой области посредством детальных геохимических исследований.

Другой субблок Sb-03-2 расположен в западной части Гуанси. В регионе разрабатывается несколько крупных и средних сурьяно-полиметаллических м-ний. Эти м-ния в основном относятся к гидротермальному типу (Чашань и Цзяньчжупо). Преобладающие рудоносные пласты относятся к девону, а их литология представлена аргиллитом, мергелем и кремнистой породой. Полиметаллические руды имеют очевидную парагенетическую связь с W, Sn, Pb и Zn.

4. Юго-Восточный блок Гуйчжоу Sb (Sb-04)

Этот геохимический блок распространен в уездах Душань, Даньчжай и Жунцзян провинции Гуйчжоу. Площадь аномалии составляет 5 тыс км². Это важная часть Южно-Китайского рудного пояса Sb. В Sb-04 обнаружены тринадцать крупных и средних месторождений, таких как Ванпо и Вангэн. Рудоносные пласты состоят из нижнедевонской группы Данлин и неопротерозойской группы Сяцзян. Литологический состав в основном состоит из обломочных пород, включая песчаник, глинистый известняк и сланец. Прогнозируемый запас этого блока составляет 23,6 млн т.

5. Центральный блок Sb Хунань (Sb-05)

Этот геохимический блок расположен в центральной провинции Хунань. Он тектонически тяготеет к переходной зоне между параплатформой Янцзы и поясом Каледонской складчатости, охватывающей центральную впадину Хунань и район поднятия Сюэфэн. Аномальная площадь блока составляет 23,5 тыс км². Он охватывает наиболее важную часть металлогенического пояса Sb с самой высокой средней концентрацией - 9,81 ppm. В этом блоке обнаружены крупнейшие в мире м-ния сурьмы Сикуншань, крупные Воси, Чжажикси и Луншань, а также множество мелких и средних м-ний и пр-ний.

Типы м-ний сурьмы в этом блоке в основном являются гидротермальными в обломочных и карбонатных породах. Первый тип распространен в районе поднятия Сюэфэн, и репрезентативными м-ниями являются Woxi Sb и Zhazixi Sb-W. Рудоносными являются неопротерозойская система Цинбайкоу, группа Банси, нижнесиньанская формация. В литологии вмещающих пород преобладают слабометаморфические обломочные породы. Сурьма всегда парагенетична вольфраму и золоту. Руды Sb в основном добываются в зоне межслоевых разломов. Второй тип распространен в центральной части бассейна Хунань, и репрезентативным м-нием является гигантское Сикуншань. Рудоносные пласты представляют

собой верхнедевонскую формацию Шетяньцяо. Литологический состав включает известняк, мергель и песчанистый известняк. Рудный минерал - стибнит. М-ние Сикунаншань контролируется разломными структурами. Рудные залежи развиты в пределах сложной антиклинали, состоящей из множества подчиненных антиклиналей.

Прогнозируемый ресурс Sb 2 млн тонн. Скрытые рудные тела были обнаружены на периферии районов добычи, поэтому периферия и глубокие участки известных м-ний в этой области предлагают многообещающие возможности для будущей разведки.

6. Блок Sb Южный Хунань (Sb-06)

Этот геохимический блок расположен в южной части бассейна Хунань. Площадь аномалии составляет 7 тыс км². В блоке имеются четыре средних м-ния (Luocheng, Dong'an-Chongjiang Sb-W, Longkou Sb-Au-Ag и Huishuiwan Sb). Основными рудоносными пластами являются формация Шетяньцяо верхнего девона, формация Лючапо Верхнего Синя, формация Цзиньцзядун Верхнего Синя, а также средний и нижний кембрий. Литологический состав состоит из известняка и сланца. Минерализация контролируется разломными и складчатыми структурами. Большинство рудных тел развито в пределах сложных антиклиналей. Прогнозируемый ресурс Sb в блоке составляет 51,5 млн т.

7. Геохимический блок Nanling Sb (Sb-07)

Этот геохимический блок расположен в районе соединения провинций Хунань, Гуандун и Гуанси. Площадь аномалии составляет 48,7 тыс км². В блоке есть три центра концентрации. Обнаружено несколько средних м-ний (Lejiawan, Xinkai и Chilaoding, а также полиметаллические м-ния с Sn, Pb и Hg. В рудоносных слоях преобладают девонские и кембрийские породы, а литология представлена известняком, песчаником и сланцем. М-ния распределены вблизи региональных крупных и вторичных разломов. Прогнозируемый ресурс этого блока составляет 2,6 млн. т. Благоприятные структурные условия в сочетании со значительным запасом сурьмы указывают на то, что блок по-прежнему имеет многообещающие перспективы для поисков сурьмы.

8. Геохимический блок Южного Хубэя Sb (Sb-08)

Площадь аномалии составляет 1,2 тыс км². Существует много мелких м-ний и пр-ний Sb, но крупных или средних объектов Sb не обнаружено. Рудоносные пласты - синийские и небольшая часть кембрийских. В литологии преобладают глинистые доломиты, известняки и сланцы. Потенциальные ресурсы сурьмы составляют 95 тыс т.

9. Геохимический блок Sb в среднем и нижнем течении реки Янцзы (Sb-09)

Этот геохимический блок расположен на стыке провинций Аньхой и Чжэцзян и тектонически расположен на северной окраине восточной части Цзяннаньского орогенного

пояса. Площадь аномалии составляет 1,6 тыс км². В геохимическом блоке и вокруг него есть несколько небольших м-ний сурьмы, но средних или крупных м-ний обнаружено не было. Рудоносные пласты в основном представляют собой синский и кембрийский глинистый известняк и углеродистый сланец. Рудный минерал - стибнит. Оруденение контролируется тектоно-магматической деятельностью в яньшаньский период. Прогнозируемые ресурсы составляют 58,5 тыс т.

5. Обсуждение

5.1. Прогнозируемые потенциальные ресурсы сурьмы при различных пороговых значениях.

Пороговое значение является наиболее важным параметром для определения геохимических блоков. Чтобы проверить, как изменились бы результаты, если бы использовались другие граничные значения, мы установили пороговое значение на уровне 90-й процентиля от всех данных, т.е. 4,19 промилле. В таких условиях коэффициент минерализации Sb составляет 0,352%, который был рассчитан с помощью уравнения (3), и выделено двенадцать блоков (рис. 8).

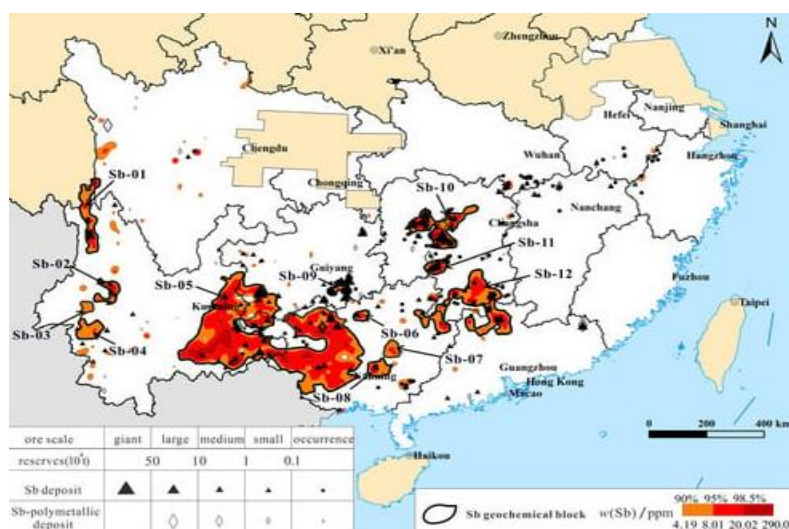


Рис. 8 Распределение м-ний и геохимических блоков Sb на юге Китая при пороговом значении 4,19 промилле.

Площадь и прогнозируемые потенциальные ресурсы всех геохимических блоков при двух различных пороговых значениях перечислены в таблице 6.

Таблица 6.

Сравнение площади и прогнозируемых ресурсов сурьмы в девяти и двенадцати геохимических блоках при пороговом значении 2,98 и 4,19 промилле соответственно.

Geochemical Blocks/ Threshold Value at 2.98 ppm	Area/km ²	Predicted Resources/10 ⁴ tons	Geochemical Blocks/ Threshold Value at 4.19 ppm	Area/km ²	Predicted Resources/10 ⁴ tons
Sb-01	23,813	116.5	Sb-01	10,098	75.15
Sb-02	24,294	96.44	Sb-02	4029	26.44
Sb-03	171,247	1432	Sb-03	1715	8.35
Sb-04	4982	23.63	Sb-04	5162	26.88
Sb-05	23,523	198.7	Sb-05	136,329	1480.63
Sb-06	7079	51.48	Sb-06	1734	12.79
Sb-07	48,747	259.7	Sb-07	3002	17.88
Sb-08	1196	9.51	Sb-08	3864	18.44
Sb-09	1563	5.85	Sb-09	2558	17.78
Total	306,444	2193.81	Sb-10	15,967	192.77
			Sb-11	3367	44.73
			Sb-12	29,815	223.87
			Total	217,640	2145.71

Для сравнения, площади всех блоков с более низкими пороговыми значениями значительно больше, чем площади с более высокими пороговыми значениями. Когда пороговое значение увеличилось с 2,98 ppm до 4,19 ppm, некоторые крупные блоки (Sb-02 и Sb-03) были разделены на несколько блоков меньшего размера, а некоторые небольшие блоки (Sb-08 и Sb-09) исчезли. Но общие прогнозируемые ресурсы сурьмы (21,93 по сравнению с 21,45 млн тонн) существенных изменений не показали. Схожие результаты могут быть связаны с тем фактом, что большинство крупных и средних м-ний сурьмы расположены в блоках с разными пороговыми значениями. Таким образом, предполагается, что хорошая пространственная корреляция между м-ниями и блоками является необходимым условием для геохимического блочного метода. Пока большинство известных рудных м-ний расположено в геохимических блоках, незначительные изменения пороговых значений блоков не приведут к значительным изменениям прогнозируемых ресурсов.

5.2. Ограничения и перспективы

Прогнозируется, что потенциальные ресурсы сурьмы в провинции Хунань составляют 3,78 млн тонн, что в основном согласуется с результатом предыдущего прогноза (около 3,8 млн т. Однако предполагаемые запасы сурьмы в Гуанси и Юньнани составляют 7,85 и 9,09 млн т, что значительно превышает предыдущие результаты в 1,55 и 1,45 млн т соответственно. Геохимическая карта выявляет значительные крупномасштабные аномалии Sb в провинциях Гуанси и Юньнань (рис. 3). Неясно, связана ли геохимическая аномалия в этой области с минерализацией или вторичным обогащением Sb, вызванным гипергенным выветриванием карбонатных пород. Следовательно, требуется дальнейшее исследование механизма образования аномалий Sb. Если аномалия действительно является результатом гипергенных процессов, крайне важно изучить методы смягчения чрезмерных прогнозов ресурсов из-за высоких фоновых уровней Sb.

Настоящее исследование выявляет сильную пространственную взаимосвязь между районом сосредоточения руды и геохимическими блоками Sb. Более того, эта взаимосвязь

улучшается с увеличением размеров коллектора. Однако мелкие м-ния Sb имеют ограниченное содержание металла и не образуют отдельных геохимических блоков. Следовательно, эффективность геохимических блоков в прогнозировании небольших м-ний Sb ограничена. Тем не менее, геохимическое картирование с более высокой плотностью отбора проб может постепенно сузить предполагаемые целевые области для залежей сурьмы.

6. Выводы.

1. Это исследование показало высокий геохимический фон Sb (1,05 ppm) на юге Китая. Тесная пространственная взаимосвязь между крупными и средними м-ниями Sb и геохимическими аномалиями подчеркнула эффективность использования метода геохимических блоков для оценки потенциальных ресурсов.

2. Потенциальные ресурсы сурьмы на юге Китая оцениваются в 21,94 млн тонн. На провинциальном уровне прогнозируемые ресурсы сурьмы в Хунани (3,76 млн тонн), Юньнани (9,09 млн тонн), Гуйчжоу (7,85 млн тонн) и Гуанси (1,45 млн тонн) значительны.

3. Потенциальные ресурсы сурьмы на юге Китая с помощью методологии геохимических блоков намного выше, чем результаты, полученные Китайской Национальной инициативой по оценке минеральных ресурсов, особенно в провинциях Гуанси и Юньнань. Следовательно, необходимо дальнейшее изучение того, как устранить проблему прогнозирования избыточных ресурсов, вызванную высоким фоном.

ИСТОЧНИКИ:

1. Chunhu Zhang, Li He, Jiansheng Gong, Zhengwei He, Junkang Zhao and Xin Chen. «RESEARCH ON HYPERSPECTRAL REMOTE SENSING PROSPECTING MODEL FOR PORPHYRY COPPER DEPOSITS: A CASE STUDY OF THE QULONG–JIAMA ORE DISTRICT». *Minerals* 2026, 16.
2. Farid Ullah, Xin Zhou, Rujun Chen, Lunkai Yang, Hongchun Yao, Hao Hu, Siwen Chen and Quangong Wang. «CU–POLYMETALLIC DEPOSIT EXPLORATION UNDER THICK COVER IN GUCHENG–YAXI AREA USING AUDIO-MAGNETOTELLURIC AND SPREAD-SPECTRUM-INDUCED POLARIZATION». *Minerals* 2024, 14.
3. Qing Chen, Shuai Zhang, and Yongzhang Zhou. «GEOCHEMICAL ANOMALY DETECTION VIA SUPERVISED LEARNING: INSIGHTS FROM INTERPRETABLE TECHNIQUES FOR A CASE STUDY IN PANGXIDONG AREA, SOUTH CHINA». *Minerals* 2026, 16.
4. Sérgio Roberto Bacelar Hühn, Rafael Nascimento Paula, Francisco José Ferreira Fonseca and Isac Brito Barreira. «GEOLOGY AND HYDROTHERMAL EVOLUTION OF THE ANTAS NORTH IRON SULFIDE–COPPER–GOLD (ISCG) DEPOSIT IN THE CARAJÁS MINERAL PROVINCE». *Minerals* 2025, 15.
5. Xingfu Le, Wenna Zhou, Hui Ma, Bo Li, Gang Tao, Yongkang Chan, Bohu Xu and Sihati A. «IDENTIFICATION OF DEEP IRON-RICH INTRUSIONS FROM GRAVITY AND MAGNETIC DATA AND THEIR NATURAL HYDROGEN RESPONSES IN THE LIAOHE BASIN, CHINA». *Minerals* 2026, 16.
6. Yude Du, Zhixuan Han, Bimin Zhang, Zhengnan Dong, Xiaocheng Wei, Haonan Zhao, Xiaolong Wang, Man Zhang and Hanliang Liu 1. «ESTIMATION OF THE POTENTIAL ANTIMONY RESOURCE IN SOUTHERN CHINA WITH THE GEOCHEMICAL BLOCK METHOD». *Minerals* 2024, 14.
7. Zheming Li, Naiying Wei, Miao Li, Song Wu, Hao Li and Peng Liu. «APPLICATION OF PORTABLE X-RAY FLUORESCENCE ANALYSIS IN MINERAL EXPLORATION: A CASE STUDY FROM CIMABANSHUO PORPHYRY COPPER DEPOSIT». *Minerals* 2025, 15.